

ՀԱՍՏ 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

ԽՆԴՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Տ. Ասլանյան, տեխ. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղալյան,
ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Հ. Դաբրիել-
յան (պատասխանատու խմբագիր), երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Ա. Ի. Կարապետ-
յան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Է. Խ. Վուլյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն.
Բ. Մ. Մելիքսեբյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, երկրա-հանք.
գիտ. թեկն. Ռ. Տ. Միրիջանյան, Է. Ա. Ռոստոմովա (պատասխանատու քարտու-
ղար), ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն.
Ա. Ս. Ֆարամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

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

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

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

© Издательство АН Арм. ССР

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1987

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ ՈՒ Ն

Ա. Վ. Վարդանյան. Տեկտոնական կառույցների փոխհարաբերությունը արտաժին-երկրա- բանականների հետ ֆիզիկական անտիկլինալի օրինակով	3
Ու. Հ. Խոբեկյան. Մենասար-Գեղարոտի հրաբխաօկտոնական կառույցի մասին	8
Ս. Բ. Արովյան, Ռ. Գ. Մխիթարյան. Փոքր կովկասի օֆիոլիտային գոտիների ներ- ժայթքուկային համալիրների մաֆիտ-ուլտրամաֆիտային ապարների պսակաձև կառուցվածքների մասին	17
Շ. Հ. Ամիրյան, Գ. Հ. Փիշյան, Ա. Ս. Յարամազյան. Թեղուտի հանքավայրի հանքանյու- թերի երկրաբանական և ժազումային առանձնահատկությունները	28
Ս. Հ. Աշիֆգյուզյան, Բ. Հ. Բեգլիզյանով. Ջրաչեղմային միտասոմատիտների և երկրա- բանական եզրապսակների դերը Ղափանի հանքավայրի խոր հորիզոնների հեռա- նկարների գնահատման մեջ	38
Ն. Կ. Կարապետյան. Աջարա-Թրիալեթի մարզի երկրաշարժերի օջախների մեխանիզմը	44
Վ. Կուլչեռ, Ա. Վ. Գրիգորյան. Ուղղաձիգ սողարից ստացված տեղեկության օգտագոր- ծումը մթնոլորտի աղտոտվածության պոտենցիալը գնահատելիս	52

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Յ. Ա. Հայրապետյան. Հարավային Հայաստանի (Լանջառ) և հյուսիսային Իտալիայի (Պոսսանյո) վերին էոցենի նստվածքների համադրումը	61
Մ. Ս. Սարյան, Հ. Ա. Խանգապետյան. Փոքր կովկասի Վեդու օֆիոլիտային զոնայի օֆիո- լիտային կտրվածքում լամպրոիտային սերիայի ապարները	64
Է. Խ. Ղուլյան. Հայկական ՍՍՀ ներժայթքուկային և հետմագմատիկ առաջացումներում ֆստրի և քլորի վարքի որոշ առանձնահատկությունները	67
Ա. Ա. Վարդանյան. Լուսաղբյուր—1 կտրվածքի նստվածքների բնական մնացորդային մագնիսացվածության բնույթի ուսումնասիրությունը	70
Թ. Ս. Սիրունյան, Ե. Պ. Տոնոյան, Գ. Մ. Հովհաննիսյան. Մագնիսաշափական մեթոդի կիրառումը երկրաշարժերի կանխագուշակների որոնման ընթացքում Հայաստանի սելսմաակտիվ շրջաններում	73
Ա. Խ. Բաղդամյան. Ուղղաձիգին մոտ խզումնային խախտումների ուսումնասիրությունը ալիքների ամպլիտուդային սպեկտրներով	77

ԳԻՏԱԿԱՆ ՔՐՈՆԻԿԱ

«Ուկրինալ ապարագրության դերը գլոբալ ապարաբանական խդիրների լուծման մեջ» ՍՍՀՄ ԳԱ Միջգերատեսչական ապարագրական կոմիտեի 1-ին արտագնաց նստա- շրջան՝ նվիրված Վ. Ն. Լոդոլնիկովի ծննդյան 100-ամյակին	80
---	----

С О Д Е Р Ж А Н И Е

А. В. Варданян. Соотношение тектонических структур с экзогенно-геологиче- скими на примере Фиолетовской антиклинали	3
Р. А. Хоренян. О Менсар-Гехаротской вулcano-тектонической структуре	8
С. Б. Абовян, Р. Г. Мхитарян. О коронарных структурах пород мафит-ультрама- фитовых интрузивных комплексов офиолитовых поясов Малого Кавказа	17
Ш. О. Амирян, Г. О. Пиджян, А. С. Фарамазян. Геохимические и генетические особенности руд Техутского месторождения	28
С. О. Ачикгезян, Б. Г. Безирганов. Роль гидротермальных метасоматитов и геохимических ореолов в оценке перспектив глубоких горизонтов Кафан- ского месторождения	38
Н. К. Каранетян. Механизм очагов землетрясений Аджаро-Триалетского ре- гиона	44
В. Кушлер, А. В. Григорян. Использование информации периферического садара для оценки потенциала загрязнения атмосферы	52

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Ф. А. Айрапетян. Сопоставление верхнеэоценовых отложений южной Армении (Ланджар) и северной Италии (Поссаньо)	61
М. А. Сатян, Г. А. Ханзатян. Породы лампроитовой серии в офиолитовом разрезе Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа	64
Э. Х. Гулян. Некоторые особенности поведения фтора и хлора в интрузивных породах и постмагматических образованиях Армянской ССР	67
А. А. Варданян. Изучение природы естественной остаточной намагниченности осадков разреза Лусахпюр—I	70
Т. А. Сирунян, Е. П. Тоноян, Г. М. Оганесян. Применение магнитометрического метода при поиске предвестников землетрясений в сейсмоактивных районах Армении	73
А. Х. Баграмян. Изучение близвертикальных разрывных нарушений по амплитудным спектрам поверхностных волн	77

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

- I выездная сессия Межведомственного петрографического комитета АН СССР «Роль региональной петрографии в решении глобальных петрологических проблем», посвященная 100-летию со дня рождения В. Н. Лодочникова

C O N T E N T S

A. V. Vardanian. A correlation between tectonic structures and exogenetic-geological ones the Fioletovo anticline being an example	3
R. H. Khorenian. On the Mensar-Guegharot volcanic-tectonic structure	8
S. B. Abovian, R. G. Mkhitarian. On the Minor Caucasus ophiolite belts mafic-ultramafic intrusive complexes rocks corona textures	17
Sh. H. Amirian, G. H. Pldjian, A. S. Faramazian. The Teghut ore deposit ores geochemical and genetic peculiarities	28
S. H. Achikguezian, B. H. Bezirganov. The role of hydrothermal metasomatites and geochemical aureoles in the estimation of the Kaphan ore deposit deep horizons perspectives	38
N. K. Karapetian. The Adjarian-Trialetian region earthquakes foci mechanism	44
V. Kushler, A. V. Grigorian. Using of the vertical sodar information for the atmospheric pollution potential evaluation	52

SHORT REPORTS

F. A. Hayrapetian. Southern Armenia (Landjar) and northern Italy (Possagno) Upper Eocene sediments comparison	61
M. A. Satian, H. A. Khanzatian. The lamproite series rocks in the Minor Caucasus Vedi ophiolite zone ophiolite section	64
E. Kh. Ghullian. Some peculiarities of fluorine and chlorine behaviour in the Armenian SSR intrusive and postmagmatic formations	67
A. A. Vardanian. The Lusaghbyure—I section sediments natural residual magnetization character investigation	70
T. A. Sirunian, E. P. Tonoyan, G. M. Hovhannisian. The magnetometric method application during the search of earthquakes precursors in the Armenia seismic activity regions	73
A. Kh. Baghranian. The near-vertical disjunctive dislocations investigation by the surface waves amplitude spectra	77

SCIENTIFIC CHRONICLE

The 1 st leaving session of the USSR Academy of sciences Interdepartmental petrographic committee „The role of regional petrography in the global petrological problems solution“ dedicated to the 100 th anniversary of V. N. Lodochnikov	80
--	----

А. В. ВАРДАНЯН

СООТНОШЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР С ЭКЗОГЕННО-ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ НА ПРИМЕРЕ ФИОЛЕТОВСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ

Из многочисленных гравитационных отторженцев, распространенных в верхнем течении р. Агстев, наиболее интересны два, т. к. они находятся в непосредственной близости от ж/д Раздан-Дилижан. Обе структуры расположены на северном крыле Фиолетовской антиклинали. В статье рассмотрены вопросы взаимоотношений складки с оползневыми телами, а также возможный механизм их образования.

Изучение и картографирование современных экзогенных структур долины р. Агстев является одной из актуальных проблем геолого-геоморфологических исследований, поскольку некоторые из них находятся в непосредственной близости от ж/д Раздан-Дилижан. Наиболее крупные из них под названием олистостромы описаны А. Т. Асланяном [1], даны их краткие характеристики, а также возможный механизм образования.

Геологическое строение бассейнов верхних течений р.р. Агстев и Блдан изучалось многими исследователями. В дело изучения особенно большой вклад внесли В. Н. Котляр [3] и О. А. Саркисян [4], фундаментальные труды которых являются наиболее полными обобщениями данных о геологическом строении и тектонической истории этого региона.

Основным структурным элементом бассейна верхнего течения р. Агстев является антиклинальная складка, которая протягивается вдоль р. Агстев, от с. Маргаовит на западе до с. Фиолетово на востоке. Назовем ее Фиолетовской.

Детальное изучение Фиолетовской антиклинали производилось нами с целью выяснения важнейших деталей ее строения, а также приуроченности новейших и современных гравитационно-оползневых процессов в пределах данной структуры, что облегчит в дальнейшем описание сходных структур с аналогичными экзогенными геологическими признаками.

Фиолетовская антиклиналь имеет протяжение 10 км и ширину 1,5—2 км. Складка с севера граничит с Дилижанской синклинью, а с юга—Памбакской (рис. 1).

Ось Фиолетовской антиклинали проходит вдоль русла р. Агстев. По простиранию шарнир складки испытывает несколько поперечных ундуляций, вследствие чего к востоку она уже выступает в виде Казачьегобугорской и еще дальше—Дзкнагетской антиклиналей. К западу от с. Маргаовит Фиолетовская антиклиналь периклинально погружается под палеогеновые образования.

Благодаря тому, что свод антиклинали размыт руслом р. Агстев, местами можно наблюдать внутреннюю структуру ядра в виде мелкой гофрировки нижнесенонских (?) известковистых пластов, их развальцованности, раздробленности и пльчатости.

Ядро антиклинали осложнено также внедрившимся телом порфировидных гранитов (Фиолетовская интрузия). В контакте вмещающие породы гидротермально изменены, мраморизованы, наблюдается также ожелезненная зона шириной 10—12 м. Следует отметить исключительную резкость изменения слоев от почти горизонтального до вертикального, или даже опрокинутого, что связано с мелкой складчатостью.

Отложения нижнего сенона переходят в верхнесенонские тонкоплитчатые мергелистые известняки, мощностью 250—300 м, составляя таким образом крылья антиклинали. Над породами верхнего сенона по обоим крыльям складки трансгрессивно залегает 50—60-метровая

толща мергелей, известняков и песчаников, вероятно, палеоцен-нижне-эоценового возраста [4]. Еще выше по разрезу развиты среднеэоценовые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, которые с угловым несогласием перекрывают мезозойские породы (верх. сенон: Аз. пад. $330-340 < 50-55^\circ$, ср. эоцен: Аз. пад. $270 < 15-20^\circ$).

Почти одинаковое падение крыльев Фиолетовской антиклинали (северное— $35-65^\circ$, южное— $30-55^\circ$) обуславливает ее симметричное строение. Оба крыла, особенно северное, осложнены дополнительными дислокациями в виде небольших по амплитуде разрывов и мелкой складчатостью.

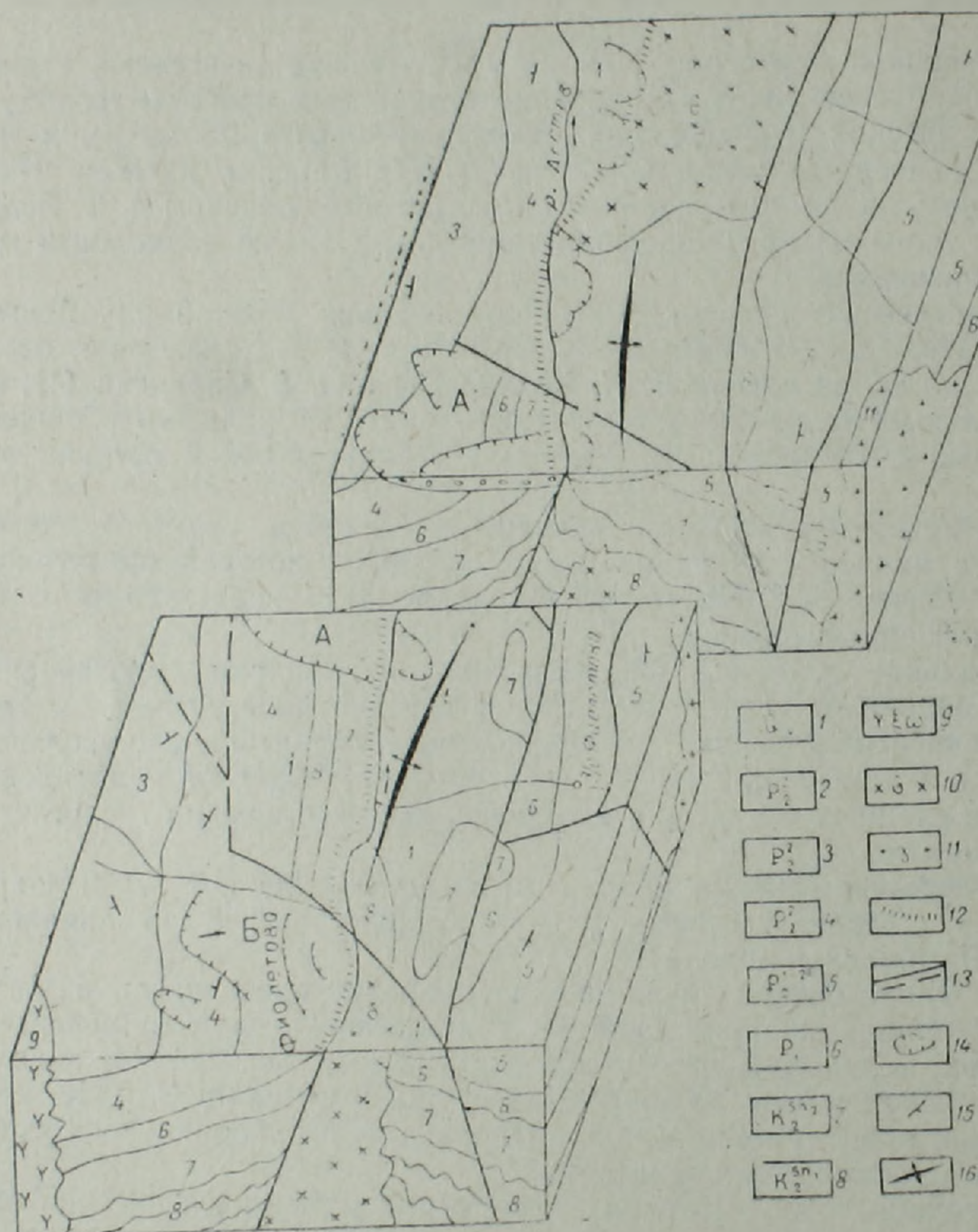


Рис. 1. Геологическое строение района с. Фиолотово.

1. Современные элювиально-делювиальные, аллювиально-пролювиальные отложения. 2—4. Средний эоцен. Чередование вулканогенно-осадочных и осадочных образований. 5. Нижне-средний эоцен. Известняки, известнястые песчаники, конгломераты. 6. Палеоцен—нижний эоцен. Известняки, мергели с прослоями песчаников и алевролитов. 7. Верхний сенон. Мергелистые известняки. 8. Нижний сенон (?). Карбонатно-терригенные отложения. 9. Щелочные сиениты. 10. Порфировидные диориты. 11. Граниты. 12. Разлом глубокого заложения. 13. Разрывные нарушения. 14. Гравитационные отторженцы. 15. Элементы залегания горных пород. 16. Ось антиклинали.

Анализ крупных и мелких деформаций Фиолетовской антиклинали показал, что литологически разные породы неодинаково дислоцированы, и интенсивность деформаций уменьшается вверх по разрезу. По механизму образования Фиолетовская антиклиналь является склад-

кой нагнетания и морфологически имеет гребневидную форму. Очевидно, в современной структуре антиклинали значительная роль принадлежит разрывным нарушениям, представленным сбросами и взбросами, расположенными диагонально и поперечно к общему простиранию структуры. Один из крупных региональных разрывов—Кирован-Красносельский сброс, расположен на перегибе от свода антиклинали к северному крылу. Плоскость сместителя падает субвертикально к северу под углом $50-55^\circ$. Вертикальная амплитуда сброса—500 м, к востоку (Казачьебугор) она увеличивается до 1000 м [2].

Второй крупный разрыв—Фиолетовский, проходит по южному крылу антиклинали. Плоскость сместителя падает к Ю-ЮВ под углом $40-45^\circ$. Вдоль разлома породы сильно изменены, видны повышенная метасоматическая минерализация, выходы минеральных источников и т. д.

По всей вероятности, первый разлом имеет глубокое заложение, он более древний по возрасту и сыграл немаловажную роль при формировании Фиолетовской антиклинали. Представляется в виде ослабленной зоны, которая способствовала перемещению и нагнетанию нижнесенонских известняков от крыльев складки к ядру.

Выше отмечалось, что в пределах Фиолетовской антиклинали имеются разрывы второго порядка, которые, очевидно, связаны своим происхождением с заключительной стадией складкообразования. Эти нарушения обычно приводят к срезанию периклиналей, смещению геологических границ, брекчированию, трещиноватости горных пород и т. д.

По всему бассейну верхнего течения р. Агстев развиты структуры иного характера—в виде склоновых гравитационных процессов. Таких структур около 40, их параметры широко варьируют и хорошо выделяются при дешифровке аэрофотоснимков. В частности, хорошо видна их приуроченность к определенной тектонической обстановке.

Рассмотрим два из них, расположенных в пределах Фиолетовской антиклинали в непосредственной близости к ж/д и, следовательно, представляющих особую угрозу для данного сооружения.

Структура А расположена на северном крыле Фиолетовской антиклинали на стыке тектонических разрывов. Структура занимает большую площадь, длина сорванного языка, т. е. от бровки главного уступа до подошвы, примерно 800 м, ширина 450—500 м, а мощность более 40 м. Гипсометрическая разница между бровкой главного уступа (1900 м) и подошвой оползня (1600 м) 300 м, т. е. крутизна склона составляет $22-23^\circ$. По всей вероятности, этот оползень имеет вогнутую поверхность скольжения. Направление движения оползневой тела противоположно падению слоистых толщ мезокайнозоя.

Кроме главного уступа, внутри оползневой тела наблюдается ряд внутренних, бровки их расположены параллельно и косо по отношению к бровке главного уступа, вследствие чего внутри тела главного оползня образовались многочисленные неровности рельефа в виде валов, бугров и т. д. Очень характерны поперечные и продольные трещины как в самом теле, так и вблизи от него.

Севернее и северо-восточнее от главного уступа расположены еще три структуры обвального характера. Наблюдения показали, что за год они значительно расширились за счет трещин бортового отпора, создавая, таким образом, новые очаги гравитационного смещения, и, очевидно, в недалеком будущем они соединятся с главным оползевым телом.

Основная масса оползня А состоит исключительно из среднеэоценовых вулканогенных пород с суглинистым заполнителем. Лишь у подошвы иногда встречаются обломки верхнемеловых известняков. Перемещение оползневой массы носит как структурный, так и пластический характер. Наблюдаются участки с явными следами раздавливания и хаотического перемешивания пород.

Последние настолько разрыхлены и раздроблены, что не осталось

следов первичного залегания слоистости, имеются лишь перемещение, вязкое течение и обтекание. Нередко обнаруживаются хаотично расположенные мелкие трещины, часть которых заполнена преимущественно кальцитом. Из-за трещиноватости отдельные куски (размерами $20 \times 15 \times 10$ см) имеют вид правильных ромбов. Примечательно, что по двум параллельным полированным плоскостям очень четко выражены зеркала скольжения, притом движения по ним, судя по чешуям и штриховке борозд, противоположны. Плоскость скольжения нередко оснащена бесцветным цеолитом, в ряде случаев в виде белого порошка.

Для образования цеолитов имелись благоприятные условия: трещиноватость порфиритов, подземные воды, по всей вероятности, обогащенные Na. При перемещении горных пород, в процессе сползания возникают колоссальные давления и температуры, при которых цеолиты могут постепенно обезвожиться без разрушения своей структуры, подвергаясь лишь механическому перетиранию.

По третьему направлению усилий (под 45° в отношении вышеуказанных) произошли лишь сколы, и на их поверхностях никаких минеральных преобразований не наблюдается.

Вблизи оползневого цирка среди вмещающих пород наблюдаются мелкая тектоническая трещиноватость и складчатость. Нам удалось установить систему трещин, имеющих следующие элементы залегания: 1) Аз. пад. $240, \nearrow 85-90^\circ$, 2) Аз.пад. $180, \nearrow 70^\circ$ и 3) Аз.пад. $270, \nearrow 30^\circ$. Ширина этих трещин от 0,5 до 1—2 см, а некоторые из них доходят до 10—20 см. Участки трещиноватости сильно раздроблены и обладают брекчиевидной текстурой. Подобная трещиноватость совместно с экзогенной становится отличным коллектором для инфильтрации вод атмосферных осадков.

Итак, вышеописанный отторженец А расположен на стыке дизъюнктивного узла. Сами разрывы, вероятно, неустойчивы, хотя в настоящее время движение по их плоскостям не наблюдается. На наш взгляд, гравитационное равновесие пород нарушено вследствие сейсмического сотрясения. К процессу обвального характера в дальнейшем присоединялось гравитационное соскальзывание и перемещение пород (совместно с рыхлым делювиальным покровом) вниз по крутому склону. Постепенно движение замедлилось и приняло характер вязкого течения.

Таким образом, описанная структура А по своему механизму образования является сейсмогравитационной.

Вторая структура Б расположена у самого ядра Фиолетовской антиклинали, также на стыке разрывных нарушений. Первое из них—Фиолетовское, а второе—в близмеридиональном направлении пересекается с ним, образуя тектонический контакт между среднеэоценовыми и верхнесенонскими образованиями.

Указанное тело состоит из четырех овальных чешуй, мощностью 10—15 м, напозших друг на друга и образующих беспорядочные нагромождения. Установлено, что поверхность смещения отторженцев круглоцилиндрическая. Языки этих чешуй расположены относительно друг друга несколько косо. Таким образом, здесь мы имеем пораженный участок с оползевыми явлениями, а в делювиальном покрове (суглинки и супеси) хорошо видны заболочивание и мочежины.

Основная масса оползня состоит из среднеэоценовых пород. В контакте с верхним сеноном—в разломной зоне они приобретают брекчиевидный характер. Кроме того, они сильно раздроблены и трещиноваты, наблюдается следующая система: 1) Аз.пад. $150, \nearrow 60^\circ$ (шириной 2—3 см); 2) Аз.пад. $310, \nearrow 65^\circ$ (шириной 1—3 см) и 3) Аз.пад. $230, \nearrow 30^\circ$ (шириной 0,2—1 см).

Характеристика описываемой структуры Б такова. Имеются мощный делювиальный покров, наличие ряда бровок уступа, неровности в рельефе в виде валов и бугров, выходы подземных вод и т. д. Наличие мочежин и заболочивание, а также выходы вод в виде источников

дают основание предположить, что на контакте двух литологически разных границ (ср. эоцен и верх. мел) расположен водоотражающий горизонт грунтовых вод. Трещиноватость пород вокруг дизъюнктивного узла, эта колоссальная среда интенсивного водообмена, способствовала просачиванию поверхностных вод, размочивших породы на определенной глубине.

Учитывая все вышеперечисленные факторы, можно прийти к выводу, что, в случае структуры Б мы имеем дело с типичным гравитационным оползнем.

З а к л ю ч е н и е

Вышерассмотренные гравитационно-сорванные тела А и Б имеют и сходство и различия.

Сходным является то, что оба они расположены на северном крыле Фиолетовской антиклинали и находятся в дизъюнктивном узле с присущей им мелкой тектонической трещиноватостью. В обоих случаях гравитационному соскальзыванию подверглись среднеэоценовые вулканогенные образования.

По-видимому, структуры не стабилизированы и нуждаются в тщательном исследовании с целью предупреждения возможных осложнений.

Главное различие между двумя структурами—в механизме их образования. В первом случае решающим фактором при формировании гравитационного отторженца следует считать сейсмическое сотрясение и, безусловно, сорванное тело надо рассматривать как сейсмогравитационное с последующими осложнениями.

Во втором случае ведущим был процесс водообмена, где подземный сток, тесно связываясь с поверхностными, предопределил вид структуры как гравитационный оползень.

Учитывая, что указанные структуры находятся в молодой альпийской складчатой зоне, не следует забывать о современных колебательных движениях земной коры. Поскольку оба вышеупомянутых тела не стабилизированы и представляют особую угрозу, здесь необходимо применить геодезические методы—при данных обстоятельствах особенно надежно и адекватно повторное точечное нивелирование, с целью выявить изменение отметок реперов во времени.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 12.II.1987.

Ա. Վ. ՎԱՐԴԱՆՅԱՆ

ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ԿԱՌՈՒՅՅՆԵՐԻ ՓՈԽՀԱՐԱՐԵՐՈՒԹՅՈՒՆԸ ԱՐՏԱԾԻՆ—
ԵՐԿՐԱՐԱՆԱԿԱՆՆԵՐԻ ՀԵՏ ՖԻՈԼԵՏՈՎՈՅԻ ԱՆՏԻԿԼԻՆԱԼԻ ՕՐԻՆԱԿՈՎ

Ա մ փ ո փ ու մ

Աղստև գետի վերին հոսանքում գտնվող բազմաթիվ սողանքներից ամենամեծ հետաքրքրությունն են ներկայացնում երկուսը, քանի որ դրանք տեղադրված են Հրազդան-Դիլիջան երկաթուղուն առավել մոտ: Հիշյալ երկու կառույցն էլ գտնվում են Ֆիոլետովոյի անտիկլինալի հյուսիսային թևին հարող խզումների հանգույցում:

Սողանքային մարմինները ներկայացված են միջին էոցենի հրաբխածին ապարներով: Սողանքների առաջացման մեխանիզմը նմանօրինակ չէ. եթե մի դեպքում սողանքի պատճառը սեյսմիկ ցնցումն է հանդիսացել, ապա մյուսում՝ վերգետնյա և ստորերկրյա ջրերի միջև ինտենսիվ ջրափոխանակման ևրևույթն է տեղի ունեցել:

Այս երկու սողանքային մարմիններն էլ կայուն չեն և անհրաժեշտ է անհապաղ հակասողանքային միջոցառումներ ձեռնարկել:

A CORRELATION BETWEEN TECTONIC STRUCTURES AND EXOGENETIC-GEOLOGICAL ONES THE FIOLETOVO ANTICLINE BEING AN EXAMPLE

A b s t r a c t

Among the numerous gravitational detached masses widely distributed in the Aghstev river up-stream area the most interesting are two ones, because those are disposed in immediate proximity to the Hrazdan-Dilidjan railway. Both structures are placed on the northern limb of the Fioletovo anticline. The problems of interrelations between the fold and landslide bodies as well as the possible mechanism of their formation are considered in the paper.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Крупные олистостромы плиоплейстоценового возраста в долине р. Агстев (АрмССР).—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1979, № 1, с. 3—9.
2. Варданян А. В., Мкртчян Г. Р. О трещиноватости горных пород Дилижанской синклинали.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, № 2, с. 53—59.
3. Котляр В. Н. Памбак. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1958, 358 с.
4. Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Ереван: Изд. «Митк», 1966, 180 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 5, 8—17, 1987

УДК: 551.21 (479.25)

Р. А. ХОРЕНЯН

О МЕНСАР-ГЕХАРОТСКОЙ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ

В западной части Памбакского хребта, в пределах СЗ окончания Цахкунк-Зангезурской структурно-формационной зоны, на основании детального фациального анализа верхнеюрско-меловых магматитов, зональности пространственного размещения продуктов вулканизма и дешифрирования космической и аэровысотной съемок реконструирована полиформационная Менсар-Гехаротская вулcano-тектоническая структура (ВТС) центрального типа. Эта структура заложена на докембрийском фундаменте и сложена островодужными вулканитами толентовой серии верхнеюрско-раннемеловой андезито-базальтовой формации, раннемеловыми магматитами тоналитовой формации и позднемеловыми габбро-диоритовыми жильно-магматическими образованиями формации малых интрузий.

Район исследования представлен западной частью Памбакского и северо-западными отрогами Цахкуняцкого хребтов. Вулканизм среднеальпийского тектоно-магматического цикла характеризуется интенсивным развитием эффузивных, интрузивных и субвулканических образований, расположенных в районе Спитакского и Памбакского перевалов, с.с. Памб Армянский, Джрашен, Лернаван и Сипан (рис. 1). Локализованы они в зоне пересечения региональных линейных нарушений—Анкаванского глубинного разлома СЗ простирания и Спитак-Привольное-Поладаурского близмеридионального (ССВ) разлома [4]. Зона последнего хорошо выражена долинами р.р. Спитак и Касах, расположенными к югу от гор. Спитак, ограничивающими с запада наиболее приподнятую часть Памбакского хребта. С запада

A CORRELATION BETWEEN TECTONIC STRUCTURES AND EXOGENETIC-GEOLOGICAL ONES THE FIOLETOVO ANTICLINE BEING AN EXAMPLE

A b s t r a c t

Among the numerous gravitational detached masses widely distributed in the Aghstev river up-stream area the most interesting are two ones, because those are disposed in immediate proximity to the Hrazdan-Dilidjan railway. Both structures are placed on the northern limb of the Fioletovo anticline. The problems of interrelations between the fold and landslide bodies as well as the possible mechanism of their formation are considered in the paper.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Крупные олистостромы плиоплейстоценового возраста в долине р. Агстев (АрмССР).—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1979, № 1, с. 3—9.
2. Варданян А. В., Мкртчян Г. Р. О трещиноватости горных пород Дилижанской синклинали.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, № 2, с. 53—59.
3. Котляр В. Н. Памбак. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1958, 358 с.
4. Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Ереван: Изд. «Митк», 1966, 180 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 5, 8—17, 1987

УДК: 551.21 (479.25)

Р. А. ХОРЕНЯН

О МЕНСАР-ГЕХАРОТСКОЙ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ

В западной части Памбакского хребта, в пределах СЗ окончания Цахкунк-Зангезурской структурно-формационной зоны, на основании детального фациального анализа верхнеюрско-меловых магматитов, зональности пространственного размещения продуктов вулканизма и дешифрирования космической и аэровысотной съемок реконструирована полиформационная Менсар-Гехаротская вулcano-тектоническая структура (ВТС) центрального типа. Эта структура заложена на докембрийском фундаменте и сложена островодужными вулканитами толентовой серии верхнеюрско-раннемеловой андезито-базальтовой формации, раннемеловыми магматитами тоналитовой формации и позднемеловыми габбро-диоритовыми жильно-магматическими образованиями формации малых интрузий.

Район исследования представлен западной частью Памбакского и северо-западными отрогами Цахкуняцкого хребтов. Вулканизм среднеальпийского тектоно-магматического цикла характеризуется интенсивным развитием эффузивных, интрузивных и субвулканических образований, расположенных в районе Спитакского и Памбакского перевалов, с.с. Памб Армянский, Джрашен, Лернаван и Сипан (рис. 1). Локализованы они в зоне пересечения региональных линейных нарушений—Анкаванского глубинного разлома СЗ простирания и Спитак-Привольное-Поладаурского близмеридионального (ССВ) разлома [4]. Зона последнего хорошо выражена долинами р.р. Спитак и Касах, расположенными к югу от гор. Спитак, ограничивающими с запада наиболее приподнятую часть Памбакского хребта. С запада

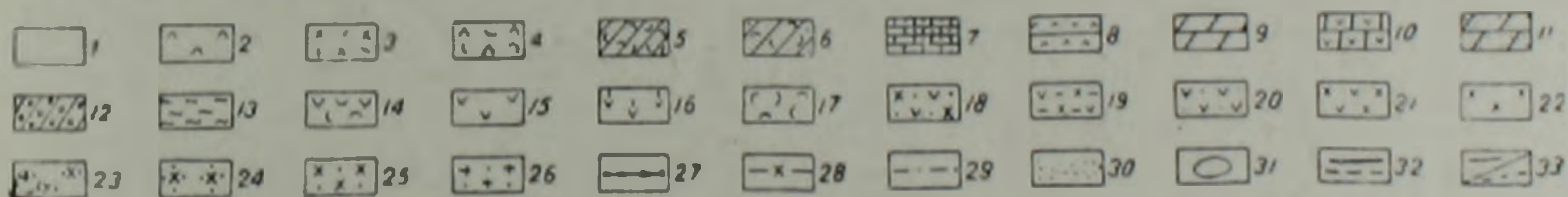


Рис. 1. Схематическая геолого-петрографическая карта Менсар-Гехаротской ВТС (составила Р. А. Хорения с использованием данных К. Н. Паффенгольца, Г. П. Багдасаряна, А. Р. Арутюняна). Условные обозначения: 1. Наносы, Средний эоцен; 2. Андезитовые порфириты. 3. Риодациты. 4. Туффиты и порфириты. 5. Туффиты и туфопесчаники. 6. Песчаники и туфопесчаники. Нижний эоцен; 7. Гравелистые известняки и мелкогалечные конгломераты с нуммулитовой фауной. 8. Андезитовые порфириты. Поздний мел; 9. Мергелистые и глинистые известняки (кампан-маастрихт). 10. Органогенные известняки (сантон). 11. Песчаники, песчанистые мергели и мергели (сантон). 12. Базальные конгломераты (верхний коньяк). 13. Известняки, глинистые песчаники (турон). Поздняя юра-ранний мел; 14. Туфы, вулканические брекчии андезитовых, андезито-дацитовых порфиров. 15. Андезитовые, андезито-дацитовые порфириты (лавы, лавобрекчии, вулканические брекчии). 16. Днабазовые, андезито-базальтовые, базальтовые порфириты (лавы, лавобрекчии, вулканические брекчии). 17. Туфотурбидиты базальтового, андезито-базальтового состава. Породы субвулканической фации верхнеюрско-раннемеловой вулканогенной толщи. 18. Днабазовые порфириты. 19. Андезито-базальтовые порфириты. 20. Андезито-дацитовые порфириты. 21. Риолитовые порфиры. Ранний мел; 22. Точалиты, кварцевые диориты (главная фация). 23. Диориты (эндоконтактовая фация). 24. Грано-диориты (эндоконтактовая фация). 25. Пироксен-роговообманковые кварцевые диориты (эндоконтактовая фация). 26. Лейкократовые тоналиты (фаза дополнительных интрузий). 27. Гранит-порфиры. Поздний мел (самостоятельные малые интрузии). 28. Габбро. 29. Диориты. 30. Зоны контактово-измененных пород. 31. Субвулканические тела. 32. Разломы первого порядка. 33. Разломы второго порядка.

исследуемая территория ограничивается Джавахетским поперечным нарушением, заложение которого относится к раннемеловому времени [4]. Мезозойские вулканогенные образования Цахкунк-Зангезурской структурно-формационной зоны приурочены к узлу сочленения Цахкуняцкого антиклинория и Севано-Ширакского синклинория, который по А. Р. Арутюняну [3] является бортом палеогенового прогиба, наложенного на мезозойский прогиб. Вулканиды ВТС, относимые к СЗ продолжению апаранской толщи, известны в литературе под названием менсарской (цахкасарской) [8], а также гехинской свит апта [2, 5, 12]. Вулканиды собственно апаранской толщи, распространенные в районе с.с. Сараландж, Меликгюх, Курибугаз, изучены А. А. Беловым и С. Д. Соколовым [7], более детально В. А. Агамаляном [1] и отнесены к абиссальным (оксаническим) образованиям нижне-среднеюрского возраста. В. А. Агамаляном выделены четыре свиты, слагающие аккреционную призму палеожелоба континентальной окраины, из которых четвертая—миракская свита базальт-андезито-базальтового состава отнесена к островодужным толщам.

Вулканидами ВТС сложены две параллельно расположенные антиклинали—Гехаротская и Менсарская [11], которые входят в Менсар-Гехаротскую ВТС, в ядро которой внедрен Гехаротский полифазный тоналитовый массив. Простираие вулканидов СВ, падение на ССЗ 40—55°. Возраст их, а также пород массива на основании геологических и радиологических данных относится к верхней юре-раннему мелу (127 ± 5 млн. лет— 122 ± 5 млн. лет)¹.

На основании выявленной зональности пространственного размещения продуктов вулканизма, фациального анализа верхнеюрско-меловых магматитов и результатов дешифрирования космической и аэро-высотной съемок региона, любезно выполненных по нашей просьбе А. С. Караханяном, выделена Менсар-Гехаротская ВТС. Эта структура, занимающая площадь около 120 км², развивалась в течение верхнеюрско-мелового времени и прошла стадию кальдерообразования. Кальдера имеет в поперечнике около 11 км, сильно эродирована и деформирована. Вырисовывается она системой кулисообразных разломов, хорошо выраженных в СВ части структуры. ВТС сильно эродирована, в результате чего ныне разные фации (пирокластические, лавовые, субвулканические, гипабиссальные) находятся на одном уровне. На рис. 2 показан разрез по линии АА, на котором отображается зональность пространственного размещения продуктов вулканизма, в восточной части ВТС система кулисообразных разломов проходит по туфовой толще, перекрытой отложениями позднего мела.

В центральной части ВТС развиты зеленокаменные диабазовые, базальтовые порфириты с участками диабазовых брекчий; брекчии диабазов разнообразны по форме и размеру обломков, заключенных в лавовый цемент.

Диабазовые, базальтовые порфириты к периферии структуры сменяются миндалекаменными андезито-базальтовыми лавобрекчиями. Миндалины диаметром 1—10 см заполнены мелкими зернами кварца, халцедона и хлорита. Угловатые обломки диабазового, андезито-базальтового состава сцементированы андезито-базальтовой лавой. В них наблюдается четко выраженная зональность, связанная с изменением структурно-текстурных особенностей лавового материала.

Андезито-базальтовые лавобрекчии по латерали сменяются андезитовыми лавами, лавобрекчиями, вулканическими брекчиями. Лавобрекчии содержат буро-фиолетовые, миндалекаменные, угловатые, слабоокатанные обломки до 20 см в диаметре, сцементированные андезитовой лавой; вулканические брекчии дацитового состава обычно

¹ Здесь и далее приведены результаты радиологических определений абсолютного возраста пород, выполненных в лаборатории ядерной геохронологии ИГН АН Арм. ССР, рук. лаборатории Г. П. Багдасарян.

с остроугольными обломками, в которых наблюдаются ксенолиты диабазовых порфиритов. Цементирующая масса представлена тонкообломочным материалом дацитового состава, по которому развиты хлорит, эпидот и лимонит.

По краям структуры развиты туфы, вулканические брекчии анде-

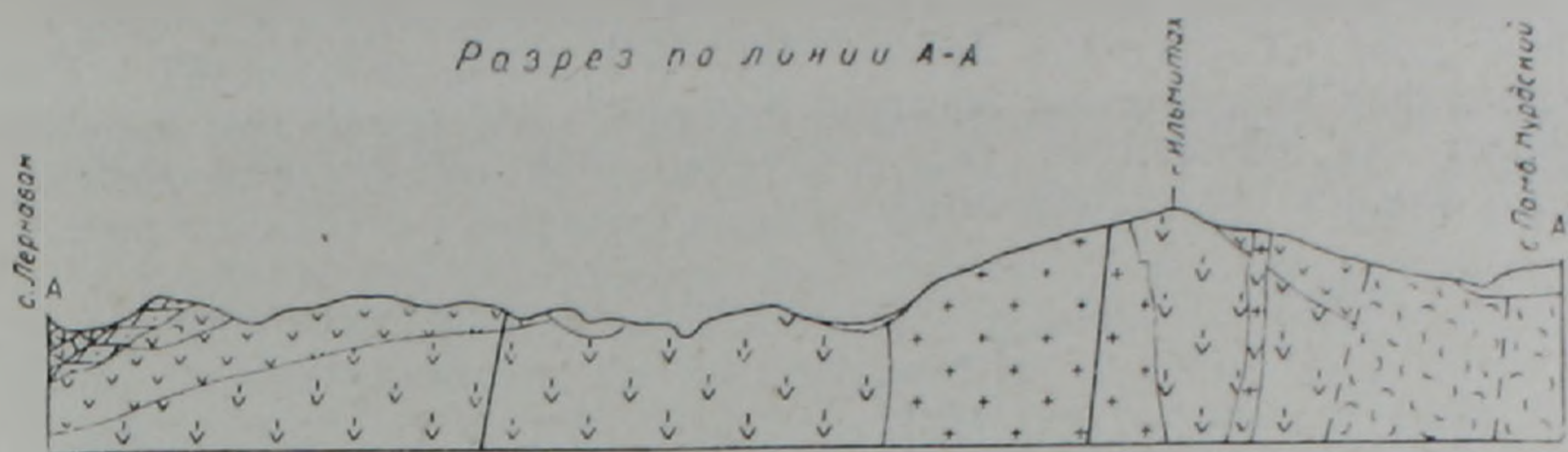


Рис. 2. Разрез по линии А—А'. Условные обозначения см. рис. 1.

зито-базальтового, андезитового, андезито-дацитового состава, наиболее слабо эродированные в В части ВТС к С от с. Сипан, западнее Спитакского перевала. Для них характерно наличие миндалин, заполненных кальцитом, кварцем, хлоритом. Наблюдаются эпидотовые прожилки, ширина которых доходит до 4 см. Пирокластические породы представлены брекчиями, кристаллокластическими, литокластическими и полосчатыми туфами. Последние представляют собою переслаивание тонкопелитового туфа с туфом алевритовой размерности. Наблюдаются прослои тонких кремневых пепловых туфов с афанитовой структурой. Тонкообломочные пласты имеют мощность до 30 см и значительную протяженность. Для этой группы пород характерна фацциальная изменчивость, связанная с уменьшением крупности пирокластического материала по направлению с С на Ю. В полосчатых туфах андезитового состава обломки эпидотизированных, хлоритизированных, актинолитизированных андезитовых порфиритов, сцементированных туфовым материалом, имеются лавовые прослои сходного состава. Их восточное продолжение, достигающее до с. Лусагюх, протяженностью более 10 км. В. А. Агамалюном выделено в тухманукскую свиту, представленную «серо-зелеными ритмично-слоистыми туфогенными псаммо-пелитовыми граувакками с тонкой градационной слоистостью, представляя собой вулканомиктовый флиш, относящийся к типичному туфотурбидиту» [1]

В вулканогенной толще довольно широким развитием пользуются породы субвулканической фации. Среди андезито-базальтовых вулканических брекчий (район западнее Памбакского перевала) распространены крутопадающие дайки, представленные диабазами. Мощность даек 2—5 м, простирание близширотное. Наблюдаются также пластовые тела диабазов с характерной призматической отдельностью (с. Памб Армянский, с. Лернанцк, верховья и левобережье р. Качкара). Субвулканические тела, сложенные дацитовыми, риолитовыми порфирами, наблюдаются на В и ЮЗ склонах г. Менсар, западнее Памбакского перевала. Они образуют тела неправильной формы субмеридионального простирания в андезито-базальтовых, андезитовых порфиритах, подвержены интенсивному изменению.

В описанные вулканы ВТС внедрен Гехаротский тоналитовый массив, представляющий собою штокообразное тело, обнаруженная часть которого составляет около 22 км². Не останавливаясь детально на петрографическом описании пород массива, которое приведено ранее [13], отметим, что в сложении массива участвуют породы трех фаз, представленные тоналитами, кварцевыми диоритами, лейкократовыми тоналитами, аплитами, гранит-порфирами, пегматитами. Лейкократовые тоналиты, аплиты выполняют в основном трещины субши-

ротного простирания. Часто наблюдаются смещения аплитовых даек, пересечения их гранит-порфирами. Последние приурочены, в отличие от аплитов, к нарушениям СВ, реже СЗ простирания.

В ВТС широко развиты позднемеловые породы гипабиссального облика (габбро, габбро-диориты, диориты). Представлены они штокообразными телами площадью около 300 м² и дайками мощностью 1—5 м, протяженностью от нескольких сотен метров до 2—3 км. Простирание даек СВ, падение крутое (60—70°). Они пересекают породы разных фаз Гехаротского массива. Согласно радиологическим данным возраст их составляет 70 ± 7 млн. лет (для диоритовых даек) и 84 ± 5 млн. лет (для габбровых).

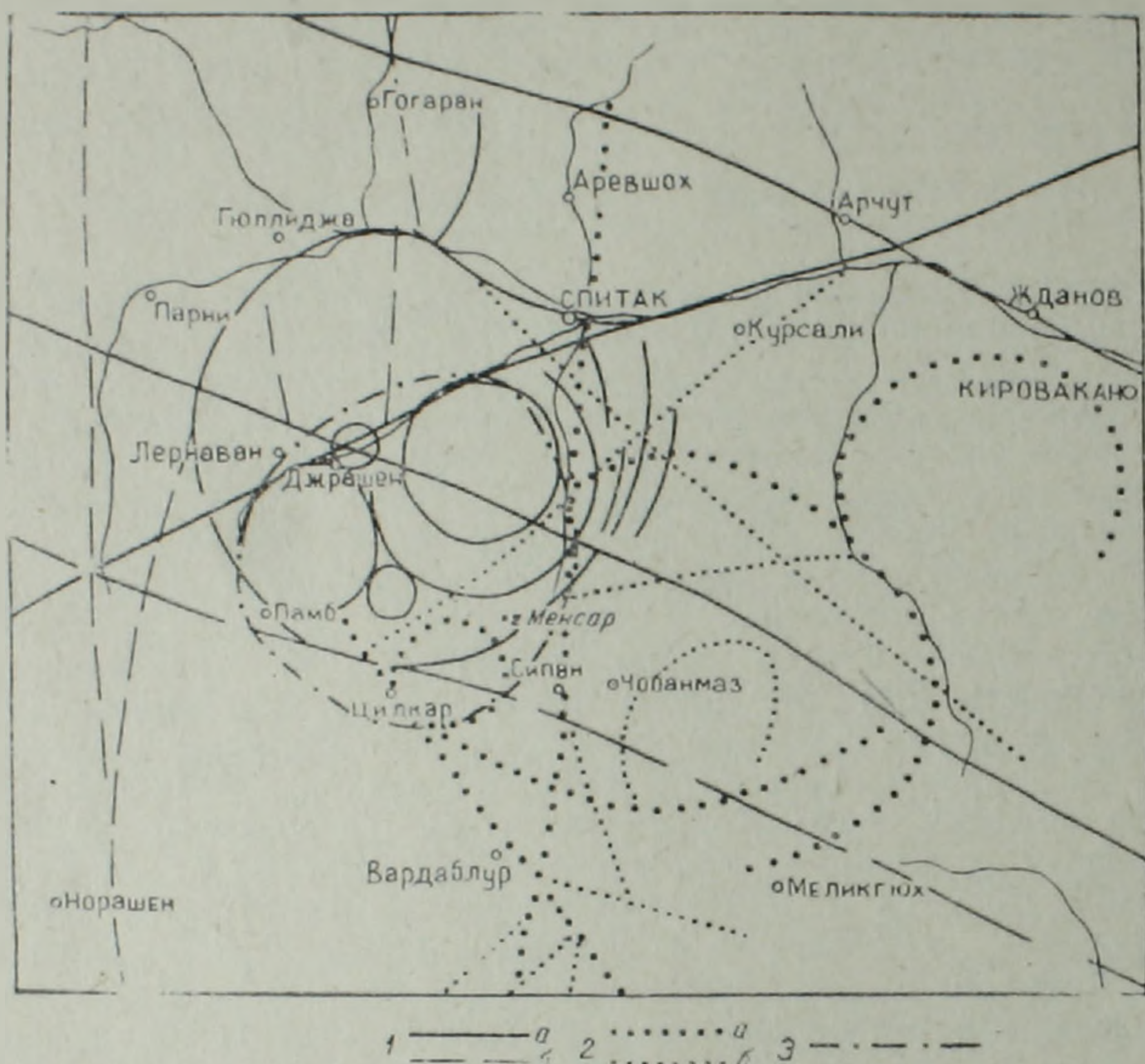


Рис. 3. Схема дешифрирования материалов космической и аэровысотной съемок района. Условные обозначения: 1. Линейные и кольцевые структуры, отдешифрованные по космическим снимкам: а) четко, б) нечетко. 2. Линейные и кольцевые структуры, отдешифрованные по аэровысотным снимкам: а) четко, б) нечетко. 3. Граница ВТС.

В эндоконтактах интрузива в пределах собственно интрузивной фазы наблюдаются частые включения ксенолитов, обычно округлой, реже вытянутой формы, имеющих в диаметре от 3 до 40 см. Местами ксенолиты образуют обособленные участки площадью 4—6 м². По всему контакту отмечается перекристаллизация и окварцевание вулканитов, а местами (восточный экзоконтакт) наблюдается кварц-эпидот-хлоритовое изменение.

Результаты дешифрирования космической и аэровысотной съемок региона (рис. 3) хорошо согласуются с геологическими наблюдениями. В центре ВТС отмечается мульдообразная просадка, ограниченная кольцеобразным сбросом, представляющим долину правого притока р. Качкара, западный склон которой сложен тоналитами восточной части СЗ отрога Гехаротского массива, а восточный склон — базальтовыми, андезито-базальтовыми порфиритами, лавобрекчиями вмещающей его вулканогенной толщи. Кроме кольцевых разломов, развитых по периферии структуры, четко выражены линейные нарушения

СЗ и СВ простирания. Кальдера вырисовывается системой кулисообразных разломов, хорошо выраженных в СВ части структуры. Зоны пересечения кольцевых разломов с линейными нарушениями являются наиболее перспективными в отношении рудоносности. Так, в 5 км к СВ от с. Джрашат к зоне пересечения кольцевого разлома, развитого по периферии ВТС, с линейными нарушениями СЗ простирания, в пределах контакта вулканитов с тоналитами, приурочена медно-гематитовая минерализация.

Приведенный анализ состава вулканических образований, пространственно-временное их сочетание позволяют восстановить историю развития магматизма и формирования ВТС. В качестве цоколя выступали породы метаморфического фундамента, о чем свидетельствует вытянутый в массиве в широтном направлении крупный ксенолит ($5 \times 1,5$ м) докембрийских мигматит-гранитов, в 150 м от с. Гехарот. Устанавливается следующая последовательность в формировании Менсар-Гехаротской ВТС:

I фаза—диабазовые, базальтовые, андезито-базальтовые порфиры (лавы, лавобрекчии, дайки, пластовые тела), туфотурбидиты.

II фаза—андезитовые, андезито-дацитовые, риодацитовые порфиры (лавы, лавобрекчии, дайки, субвулканические образования), туфы, вулканические брекчии.

III фаза—внедрение полифазного тоналитового массива, играющего роль центрального плутона.

IV фаза—внедрение позднемеловых габбро-диоритовых малых интрузий. Первая фаза протекала в раннегеосинклинальную стадию развития в условиях растяжения и деструкции складчатого фундамента и завершилась образованием тухманукской свиты туфотурбидитов базальтового, андезито-базальтового состава. Протягивается она более чем на 10 км к ЮВ от ВТС до с. Лусагюх, где они выклиниваются, что позволяет предполагать о чередовании относительно приподнятых участков, на которых располагалась ВТС, с удлиненными депрессиями морского дна, где накапливались туфотурбидиты, перенесенные турбулентными потоками.

Вторая фаза становления ВТС происходила после частной инверсии региона, чем объясняется отсутствие в тухманукской свите кислого материала [1] и формирование мощной толщи базальных конгломератов, гальки которой представлены вулканитами основного, среднего состава.

Третья фаза—внедрение Гехаротского тоналитового массива было сопряжено с воздыманием ВТС, приведшим к формированию толщи базальных конгломератов тулона с гальками вулканитов (в основном среднего и кислого состава) и пород всех фаз тоналитового массива.

Четвертая фаза—формирование позднемеловых малых интрузий связано с интенсивным поднятием региона и складкообразованием. Возобновляется базальтоидный магматизм, формирующий формацию малых интрузий (дайки, штокообразные тела основного, среднего состава), приуроченных, как правило, к тектоническим нарушениям СВ простирания. В конце мела район исследования подвергся интенсивному поднятию и с этого времени не испытывал значительного погружения.

Петрохимические, геохимические [9, 13, 14] особенности магматитов Менсар-Гехаротской ВТС позволяют рассматривать их как производные базальтоидной магмы, указывают на механизм ее фракционной кристаллизации, а также на процессы ассимиляции исходным расплавом пород субстрата в образовании поздних фаз вулканитов и Гехаротского массива. Исходный расплав ВТС был сформирован при 11—13% частичном плавлении мантийного перидотита (примитивная мантия с хондритовыми отношениями $Sr/Ca = 8,4 \cdot 10^{-1}$ и $Ba/Ca = 2,6 \cdot 10^{-1}$) [9]. Высококальцевые плагиоклазы (№95—74) [13], неустойчивые в условиях высоких давлений, указывают, что магмоге-

нерация происходила при сравнительно низких давлениях [6]. Становление Гехаротского тоналитового массива [10] происходило в условиях давления до 3 кбар и температурах 700—800°.

В целом наблюдается приуроченность в пространстве всех фациальных разновидностей ВТС к зоне пересечения магмоконтролирующих глубинных разломов Анкаванского СЗ и Спитак-Привольное-Песладаурского С—СВ простираний и близость во времени их формирования. Устанавливается зональность вулканитов (смена крупнообломочных лавобрекчий, вулканических брекчий лавами и далее туфами), распространение пегматитов, аплитов, микрогранитов (связанных в основном с нарушениями СЗ простирания), малых интрузий (заполняющих трещины СВ простирания) в породах массива. Возраст магматических образований, слагающих ВТС, по геологическим и радиологическим данным, приуроченность жильно-магматических образований к структурам различного простирания свидетельствует о длительности процесса становления центральнокольцевой ВТС. Выявлены черты преемственности в вещественном составе пород Гехаротского тоналитового массива и вмещающих его вулканитов, одинаковая степень метаморфизма (пропилитовая фация), направленная эволюция химизма в сторону повышения щелочности (пониженная натриевая щелочность для пород андезито-базальтовой, тоналитовой формаций и сравнительно повышенная в породах формации габбро-диоритовых малых интрузий с повышением роли K_2O).

Становление Менсар-Гехаротской центральнокольцевой ВТС происходило в верхнеюрско-меловое время, в течение которого формировались магматиты андезито-базальтовой, тоналитовой и габбро-диоритовой (малые интрузии) формаций. Идентичность петро-геохимических особенностей одновозрастных магматитов ВТС с таковыми СЗ части Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоны [9, 13] позволяет СЗ обрамление Армяно-Нахичеванской субплатформы, в пределах которого развита ВТС, примерно, с верхнеюрского времени считать вовлеченным в альпийский тектоно-магматический цикл развития Евразийского континента.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 1.XII.1986.

Ռ. Հ. ԽՈՐԵՆՅԱՆ

ՄԵՆՍԱՐ—ԳԵՂԱՐՈՏԻ ՀՐԱՐԽԱՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ԿԱՌՈՒՅՑԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Փամբակի լեռնաշղթայի արևմտյան մասում, Ծաղկունք—Զանգեզուրի կառուցվածքային-ֆորմացիոն պոստու հյուսիս-արևմտյան վերջավորությունների սահմաններում վերին յուրայի—կավճի հասակի մագմատիտների մանրակրկիտ ֆացիալ վերլուծության, հրաբխային առաջացումների ղոնալ տարածական տեղաբաշխման և տիեզերական ու աերոլուսանկարների վերծանման հիման վրա վերակառուցված է պոլիֆորմացիոն, կենտրոնական տիպի Մենսար—Գեղարոտի հրաբխատեկտոնական կառույցը (ՀՏԿ)։ Այդ կառույցը զարգացել է մինչքեմբրյան հիմքի վրա և կազմված է վերին յուրայի—վաղ կավճի հասակի անդեզիտ-բազալտային ֆորմացիայի կղզիաղեղային տուֆիտներից, վաղ կավճի տոնալիտային և ուշ կավճի դարրո-դիորիտային փոքր ինտրուզիվների ֆորմացիաների ապարներից։

Հրաբխային գոյացումների նյութական կազմի, նրանց ժամանակա-տարածական տեղաբաշխման ուսումնասիրման հիման վրա վերականգնվել է

մագմատիզմի զարգացման և ՀՏԿ-ի ձևավորման պատմությունը: Հիմնատա-
կի դերը կատարել են բյուրեղային հիմքի մետամորֆային ապարները, որի
մասին է վկայում Գեղարոտ գյուղից 150 մ դեպի հյուսիս-արևմուտք Գե-
ղարոտի զանգվածի սահմաններում հայտնաբերված մինչքեմբրյան միգմա-
տիտ-դրանիտների մի խոշոր ($5 \times 1,5$ մ), լայնակի ուղղությամբ ձգված քսե-
նոլիթի առկայությունը: Մենսար—Գեղարոտի ՀՏԿ ձևավորման մեջ սահման-
ված է հետևյալ հաջորդականությունը.

1-ին փուլ՝ դիարազային, բազալտային, անդեզիտաբազալտային պոր-
ֆիրիտների (լավաներ, լավաբեկչիաներ, դայքաներ, շերտային մարմիններ),
տուֆատուրբիդիտների առաջացում.

2-րդ փուլ՝ անդեզիտադաջիտային, ուռդաջիտային պորֆիրիտների,
պորֆիրների (լավաներ, լավաբեկչիաների դայքաներ, սուբհրաբխային մար-
միններ), տուֆիտների, հրաբխային բեկչիաների գոյացում.

3-րդ փուլ՝ տոնալիտային բազմափուլ զանգվածի ներդրում.

4-րդ փուլ՝ վերին կավճի ցաբրո-դիորիտային կազմի փոքր ինտրուզիվ-
ների ներդրում:

Առաջին փուլն ընթացել է վաղգեոսինկլինալային զարգացման շրջանում,
ծալքավոր հիմքի մասնատման, բեկորատման պայմաններում և ավարտվել է
բազալտային, անդեզիտաբազալտային կազմի թուխմանուկի շերտախմբի
տուֆատուրբիդիտների առաջացմամբ (վերջինս մանրամասն նկարագրված է
վ. Ա. Աղամալյանի կողմից):

Երկրորդ փուլը հաջորդել է մարզի մասնակի շրջադարձմանը, որով և
սլայմանավորված է թուխմանուկի շերտախմբի թթու կազմի տուֆատուր-
բիդիտների բացակայությունը և հզոր հիմքային կոնգլոմերատների առա-
ջացումը, որոնց գլաբարերը ներկայացված են հիմնային և միջին թթվայ-
նության հրաբխածին առաջացումներով:

Երրորդ փուլի ընթացքում Գեղարոտի տոնալիտային զանգվածի ներ-
դրումն ուղեկցվել է ՀՏԿ բարձրացմամբ, այդ պատճառով էլ առաջացել են
տուրոնի հիմքային կոնգլոմերատները, որոնց գլաբարերը հիմնականում մի-
ջին և թթու կազմ ունեն և ներկայացված են զանգվածի ապարների բոլոր
տարատեսակներով:

Չորրորդ փուլում մարզի ինտենսիվ բարձրացման և ծալքավորման պայ-
մաններում տեղի է ունեցել վերին կավճի փոքր ինտրուզիվների ներդրումը:
Վերականգնվում է բազալտային մագմատիզմը, որի հետևանքով առաջանում
են հիմնային և միջին կազմի դայքաներ և շտոքանման մարմիններ: Փոքր
ինտրուզիվների ֆորմացիան, որպես կանոն, կապված է հյուսիս-արևելյան
տարածում ունեցող տեկտոնական խախտումների հետ: Կավճի վերջում ու-
սումնասիրվող մարզն ենթարկվել է ինտենսիվ բարձրացման և դրանից հե-
տո զգալի իջեցումներ չի ապրել:

Մենսար—Գեղարոտի ՀՏԿ մագմատիզմի, ապարաքիմիական, երկրաքի-
միական առանձնահատկությունների ուսումնասիրումը թույլ է տալիս դի-
տելու դրանց որպես բազալտոիդային մագմայի ածանցյալներ, ինչպես նաև
այդ մագմայի կողմից բյուրեղային հիմքի ապարներից նյութի որոշ յուրաց-
ման արդյունք: Նախնական հալոցքը ձևավորվել է պատենային պերիդոտիտի
11—13 տոկոսանոց հալեցումից:

Ըստ բիոտիտների և հորնբլենդների փուլային համապատասխանության
տվյալների, ուսումնասիրված ապարների կազմավորումն ընթացել է 700° —
 800°C ջերմաստիճանների և մինչև 3 կբար ճնշման պայմաններում:

Ընդհանուր առմամբ տարածության մեջ դիտվում է ՀՏԿ բոլոր ֆազիա-
ների ապարների հարումը Հանքավանի հյուսիս-արևմտյան տարածման խոր-

քային խախտմանը և Սպիտակի միջօրեականի ուղղության խորքային բեկվածքին:

Բացահայտված է հրաբխածին գոյացումների զոնալականությունը (խոշորաբեկոր լավաբեկչիաները, հրաբխային բեկչիաները հերթափոխվում են լավաներով և տուֆերով), ինչպես նաև պեղմատիտների, ապլիտների, միկրոգրանիտների պարգացումը (վերջիններս հիմնականում կապված են հյուսիս-արևմտյան տարածման խախտումների հետ) և փոքր ինտրուզիվների գոյացումը (հարում են հյուսիս-արևելյան տարածման ճեղքվածքներին) Գեղարոտի զանգվածի սահմաններում:

ՀՏԿ կազմող մագմատիկ առաջացումների հասակն՝ ըստ երկրաբանական և երկրածամանակագրական տվյալների, ևրակային-մագմատիկ գոյացումների հարումը հյուսիս-արևելյան տարածման խախտումներին վկայում է այդ կառույցի ձևավորման պրոցեսի երկարատևության մասին: Ի հայտ են բերված նյութական կազմի ժառանգական գծեր հրաբխային գոյացումների և Գեղարոտի զանգվածի ապարների միջև, ինչպես նաև միևնույն առաջնային մետամորֆիզմին ենթարկվելու փաստը (պրոպիլիտային ֆազիա): Դրանից վատ, բացահայտված է քիմիզմի էվոլյուցիան ալկալիների աճի պայմաններում (ցածր նատրիմային ալկալայնություն՝ անդեզիտ-բազալտային ֆորմացիայի ապարների համար, նորմալ նատրիումային ալկալայնություն՝ տոնալիտային ֆորմացիայի համար և համեմատաբար բարձր ալկալայնություն՝ փոքր ինտրուզիվների ֆորմացիայի համար)՝ կալիումի օքսիդի դերի բարձրացմամբ:

Ուսումնասիրված մագմատիկ գոյացումների ապարաբանա-երկրաբանական առանձնահատկությունների նույնատիպությունը Սոմխեթա-Ղարաբաղի կառուցվածքային-ֆորմացիոն զոնայի հյուսիս-արևմտյան մասի նույն հասակի մագմատիկ առաջացումների հետ թույլ է տալիս գալու այն հղրակացության, որ Հայկական-Նախիջևանյան ենթապլատֆորմային երիզասլաուման հյուսիս-արևմտյան մասը, որի վրա գտնվում է Մենսար—Գեղարոտի ՀՏԿ-ն, մոտավորապես վերին յուրայի ժամանակաշրջանից ընդգրկված է եղել Նվրասիական մայրցամաքի ալպիական տեկտոնա-մագմատիկ ցիկլի պարգացման մեջ:

R. H. KHORENIAN

ON THE MENSAR-GUEGHAROT VOLCANIC-TECTONIC STRUCTURE

A b s t r a c t

In the western part of the Pambak range in the limits of Tzaghkunk-Zanguezoor structural-formational zone NW end the central type polyformational Mensar-Guegharot volcanic-tectonic structure is reconstructed on the basis of Late Jurassic—Cretaceous magmatites detailed facial analysis, volcanicity products spatial distribution investigation as well as the space imagery and aerial photographic survey data deciphering. This structure is laid on a Precambrian foundation and is composed of island-arc tolelitic volcanites of Upper Jurassic—Lower Cretaceous andesitic-basaltic formation, Lower Cretaceous magmatites of tonalitic formation and Upper Cretaceous gabbro-dioritic veined-magmatic rocks of small intrusion formation.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агамалян В. А. Мезозойский аккреционный комплекс (апаранская серия) Цахкуняцкого хребта Армянской ССР.—Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, 1987, т. XL, № 2, с. 13—24.
2. Акопян В. Т. Биостратиграфия верхнемеловых отложений Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1978. 286 с.
3. Арутюнян А. Р. Основные черты тектонического строения и рудоносности южной части Севано-Ширакского синклинория.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1964, т. XXII, № 6, с. 6—11.
4. Волчанская И. К., Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Саркисян О. А., Фаворская М. А. Блоковое строение северо-западной Армении и особенности размещения магматических и рудных проявлений.—Сов. геология, 1971, № 8, с. 15—22.
5. Габриелян А. А., Хоренян Р. А. О возрасте и стратиграфическом положении вулканитов Базумо-Зангезурской тектонической зоны (Армянская ССР).—Докл. АН АрмССР, 1977, том XV, № 3, с. 166—170.
6. Грин Д. К., Рингвуд А. З. Происхождение базальтовых магм.—В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Изд. Мир, 1968, 333 с.
7. Белов А. А., Соколов С. Д. Реликты мезозойской океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении.—Сов. геология, 1973, № 8, с. 26.
8. Епремян П. Л. Тектоника, рудоконтролирующие структуры и история развития зоны сочленения Анкаванского антиклинория и Памбакского синклинория. Автореф. канд. дисс., Баку, ГИН АН Азерб. ССР, 1968, 31 с.
9. Магакян Р., Закаридзе Г. С., Хоренян Р. А., Коровкина Н. А. Верхнеюрская нижнемеловая серия островодужного типа, заложенная на докембрийском континентальном основании (апаранская серия, Армения). Тез. докл., XII семинара Геохимия магматических пород. Изд. АН СССР, ГЕОХИ, 1986, с. 207—208.
10. Мелконян Р. Л., Хоренян Р. А., Чибухчян З. О. К вопросу о термобарических условиях образования пород тоналитовой формации Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, т. XXXVII, № 6, с. 14—20.
11. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959, 442 с.
12. Саркисян О. А. История тектонического развития Севано-Ширакской интрагеосинклинали в мезозое и кайнозое.—Изв. ВУЗ-ов, Геол. и разведка, 1964, № 1, с. 1—10.
13. Хоренян Р. А. Мезозойский магматизм Цахкуняцкого хребта. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1982, 132 с.
14. Хоренян Р. А. Петрохимические особенности мезозойских вулканитов Цахкуняцкого массива.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, № 3, с. 38—42.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле. XL, № 5, 17—27, 1987.

УДК: 552.3:552.11

С. Б. АБОВЯН, Р. Г. МХИТАРЯН

О КОРОНАРНЫХ СТРУКТУРАХ ПОРОД МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ МАЛОГО КАВКАЗА

Описываются коронарные структуры в полевошпатовых перидотитах, троктолитах и оливиновых габбро из массивов мафит-ультрамафитовых интрузивных комплексов офиолитовых поясов Малого Кавказа. Они развиваются на границе между зернами оливина и плагиоклаза и по составу бывают простые—однозональные и сложные—двух- и трехзональные. На основании микрозондовых исследований устанавливаются два типа коронарных образований, один из которых имеет устойчивый состав, другой характеризуется изменением содержания главных компонентов в приконтактовых частях зерен оливина и плагиоклаза, указывающим на диффузионный перенос элементов. Дается сравнение составов описываемых коронарных образований с составами коронарных образований из пород различных районов мира.

Изложенные в статье данные позволяют считать, что коронарные структуры представляют продукт реакции ранних минеральных фаз—оливина и плагиоклаза с остаточным интерстициальным расплавом в позднемагматическую стадию формирования пород, при температуре около 1100°С и при широком интервале давлений начиная от атмосферного до 6,8 кбар, что, в свою очередь, указывает на принадлежность мафит-ультрамафитовых массивов к близповерхностным образованиям.

Коронарные (реакционные, венцовые, келифитовые и др.) структуры являются интересной особенностью многих основных изверженных пород Земного шара. Они описаны для основных пород США [18].

ЛИТЕРАТУРА

1. Агамалян В. А. Мезозойский аккреционный комплекс (апаранская серия) Цахкуняцкого хребта Армянской ССР.—Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, 1987, т. XL, № 2, с. 13—24.
2. Акопян В. Т. Биостратиграфия верхнемеловых отложений Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1978. 286 с.
3. Арутюнян А. Р. Основные черты тектонического строения и рудоносности южной части Севано-Ширакского синклинория.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1964, т. XXII, № 6, с. 6—11.
4. Волчанская И. К., Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Саркисян О. А., Фаворская М. А. Блоковое строение северо-западной Армении и особенности размещения магматических и рудных проявлений.—Сов. геология, 1971, № 8, с. 15—22.
5. Габриелян А. А., Хоренян Р. А. О возрасте и стратиграфическом положении вулканитов Базумо-Зангезурской тектонической зоны (Армянская ССР).—Докл. АН АрмССР, 1977, том XV, № 3, с. 166—170.
6. Грин Д. К., Рингвуд А. З. Происхождение базальтовых магм.—В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Изд. Мир, 1968, 333 с.
7. Белов А. А., Соколов С. Д. Реликты мезозойской океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении.—Сов. геология, 1973, № 8, с. 26.
8. Епремян П. Л. Тектоника, рудоконтролирующие структуры и история развития зоны сочленения Анкаванского антиклинория и Памбакского синклинория. Автореф. канд. дисс., Баку, ГИН АН Азерб. ССР, 1968, 31 с.
9. Магакян Р., Закаридзе Г. С., Хоренян Р. А., Коровкина Н. А. Верхнеюрская нижнемеловая серия островодужного типа, заложенная на докембрийском континентальном основании (апаранская серия, Армения). Тез. докл., XII семинара Геохимия магматических пород. Изд. АН СССР, ГЕОХИ, 1986, с. 207—208.
10. Мелконян Р. Л., Хоренян Р. А., Чибухчян З. О. К вопросу о термобарических условиях образования пород тоналитовой формации Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, т. XXXVII, № 6, с. 14—20.
11. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959, 442 с.
12. Саркисян О. А. История тектонического развития Севано-Ширакской интрагеосинклинали в мезозое и кайнозое.—Изв. ВУЗ-ов, Геол. и разведка, 1964, № 1, с. 1—10.
13. Хоренян Р. А. Мезозойский магматизм Цахкуняцкого хребта. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1982, 132 с.
14. Хоренян Р. А. Петрохимические особенности мезозойских вулканитов Цахкуняцкого массива.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, № 3, с. 38—42.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле. XL, № 5, 17—27, 1987.

УДК: 552.3:552.11

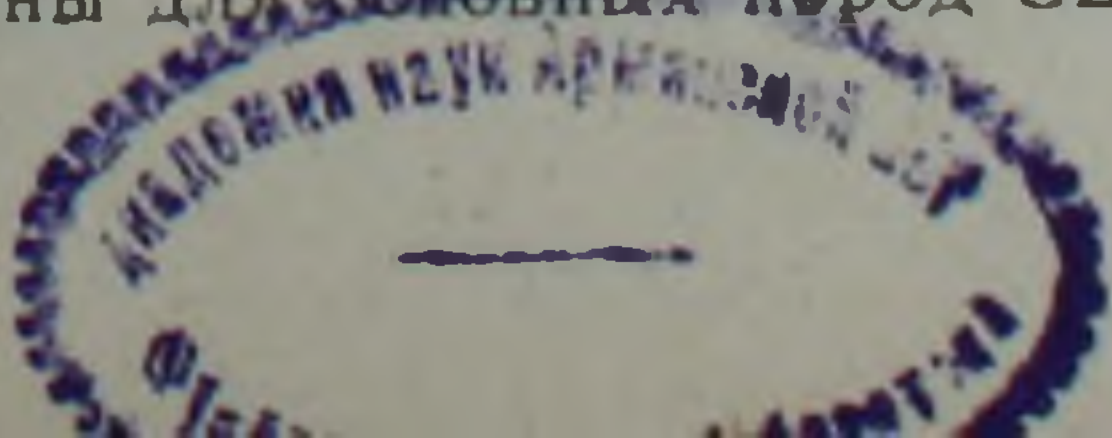
С. Б. АБОВЯН, Р. Г. МХИТАРЯН

О КОРОНАРНЫХ СТРУКТУРАХ ПОРОД МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ МАЛОГО КАВКАЗА

Описываются коронарные структуры в полевошпатовых перидотитах, троктолитах и оливиновых габбро из массивов мафит-ультрамафитовых интрузивных комплексов офиолитовых поясов Малого Кавказа. Они развиваются на границе между зернами оливина и плагиноклаза и по составу бывают простые—однозональные и сложные—двух- и трехзональные. На основании микророндовых исследований устанавливаются два типа коронарных образований, один из которых имеет устойчивый состав, другой характеризуется изменением содержания главных компонентов в приконтактовых частях зерен оливина и плагиноклаза, указывающим на диффузионный перенос элементов. Дается сравнение составов описываемых коронарных образований с составами коронарных образований из пород различных районов мира.

Изложенные в статье данные позволяют считать, что коронарные структуры представляют продукт реакции ранних минеральных фаз—оливина и плагиноклаза с остаточным интерстициальным расплавом в позднемагматическую стадию формирования пород, при температуре около 1100°С и при широком интервале давлений начиная от атмосферного до 6,8 кбар, что, в свою очередь, указывает на принадлежность мафит-ультрамафитовых массивов к близповерхностным образованиям.

Коронарные (реакционные, венцовые, келифитовые и др.) структуры являются интересной особенностью многих основных изверженных пород Земного шара. Они описаны для основных пород США [18].



Канады [15], Югославии [19], Греции [26], Чехии [14], Норвегии [21], Индии [22] и СССР—Карелии [4], Урала [8], Восточной Сибири [2], для габброидных включений в лавах Камчатки [12] и др. Эти образования широко развиты также в габброидах мафит-ультрамафитовых интрузивных комплексов офиолитовых поясов Малого Кавказа.

Последние представлены двумя дугообразными поясами СЗ простирания—Севано-Акеринским и Вединским. Оба пояса продолжаются на СЗ в Турцию и на ЮВ в Иран и примыкают таким образом к обширной цепи офиолитов крупной Средиземноморской геосинклинальной области, расположенной между Евроазиатской и Африканской платформами [1].

Мафит-ультрамафитовые массивы, широко развитые среди офиолитовых поясов Малого Кавказа, характеризуются общими чертами, позволяющими надежно отнести их к альпийским габбро-перидотитовым комплексам [20]. К массивам, среди габброидов которых развиты коронарные структуры, относятся: в Севано-Амасийском поясе (с СЗ на ЮВ) Мумухан-Красарский, Шоржинский¹, Джил-Сатанахачский, Караиман-Зодский, Левчайский и Ипякский, а в Вединском поясе—Азизкендская группа массивов.

Детальное описание офиолитовых поясов и приуроченных к ним массивов приведено в более ранней работе [1], здесь же отметим их общие особенности. Офиолитовые пояса сложены ассоциацией верхнемеловых вулканогенно-осадочных и мафит-ультрамафитовых интрузивных пород. Большинство интрузивных массивов имеет форму линзо- и пластообразных тел, внедренных в ядра изоклиналиных антиклинальных складок. Последние вытянуты в СЗ направлении, а массивы ориентированы согласно с простиранием вмещающих их структур. Для всех массивов характерна также четко выраженная дифференциация—расслоенность пород: в основании залегают перидотиты и дуниты (серпентинизированные), в средней части—габброиды, а в верхней—диориты, кварцевые диориты и плагиограниты. Не во всех массивах представлены все три главных типа пород, чаще средние и кислые породы апикальных частей массивов размыты. Расположенные в нижней части массивов перидотиты и дуниты постепенно кверху обогащаются полевым шпатом и переходят в полевошпатовые перидотиты, троктолиты и оливиновые габбро, а еще выше оливин исчезает и породы сложены полевым шпатом и пироксенами—габбро-норитами и габбро.

Таким образом, полевошпатовые перидотиты, троктолиты и оливиновые габбро представляют собой переходные породы между перидотитами и габбро и принадлежат к породам расслоенного или кумулятивного комплекса, к которым приурочены коронарные структуры. Эти породы слагают полосы шириной от 5 до 120 м, реже до 800 м.

Коронарные структуры образуются на стыке оливиновых и плагиоклазовых зерен. Они не характерны для ультрамафитовых пород и, как было сказано выше, широко развиты в полевошпатовых перидотитах, троктолитах и оливиновых габбро, причем, как показывают микроскопические исследования, количество их возрастает при переходе от меланократовых разновидностей к лейкократовым. Если в меланократовых разновидностях граница между оливиновыми и плагиоклазовыми зернами фиксируется в виде четкой линии, а в мезократовых—она расплывчатая, местами вокруг оливиновых зерен появляется еле заметная тонкая келифитовая оторочка, то в лейкократовых разновидностях оторочка четкая и достигает 0,2 мм ширины.

Оливин в рассматриваемых породах слагает идиоморфные зерна размерами до 2—3 мм, часто обладающие спайностью по направлению {010} и (100). Хорошо образованные кристаллы отсутствуют, наиболее развиты формы {110}, {010} и {001}. Чаще встречаются выделения изо-

¹ Впервые наличие коронарных структур отметил А. Г. Бетехтин [3] в лейкократовых троктолитах Шоржинского массива.

метрической формы. Трещины спайности отмечаются в направлении $\{010\}$ и $\{100\}$, реже $\{001\}$.

Для полевошпатовых перидотитов $2V = -87^\circ$, $Ng-Np = 0,039$ состав оливина определяется как хризолит с содержанием фаялитовой молекулы 18,4%. Для троктолитов $2V = -86^\circ \text{---} +88^\circ$, $Ng-Np = 0,040$ хризолит с содержанием фаялитовой молекулы от 13 до 20%. Для оливиновых габбро $2V = -84^\circ \text{---} 87^\circ$, $Ng-Np = 0,041 \text{---} 0,043$ от хризолита с содержанием фаялитовой молекулы—23% до гиалосидерита—с содержанием фаялитовой молекулы—34%.

Обычно оливин в различной степени серпентинизирован—для него характерна петельчатая структура, обусловленная замещением оливина серпентином. В начале процесса серпентинизации зерна оливина разбиты сетью мелких трещин, заполненных волокнистым серпентином (лизардитом и хризотилом). При более глубоко зашедшем процессе серпентинизации, внутренние части петель также замещены серпентином, но пластинчатым (антигоритом). Как правило, в процессе серпентинизации происходит обильное выделение магнетита.

Составы оливинов, изученных химическим и оптическим методами, обнаруживают тенденцию к возрастанию железистости по направлению: полевошпатовый перидотит ($Fa = 18,4\%$), троктолит ($Fa = 13 \text{---} 20\%$) и оливиновое габбро ($Fa = 23 \text{---} 34\%$). В целом, по сравнению с составами оливинов из ультрамафитов—дунитов ($Fa = 4 \text{---} 8\%$) и перидотитов ($Fa = 5 \text{---} 12\%$), оливины рассматриваемых пород характеризуются повышенной железистостью.

Плагиоклаз представлен зернами размерами 3—6 мм. В ассоциации с оливином зерна его имеют одинаковые, реже менее идиоморфные ограничения. Зональность отсутствует, характерно полисинтетическое двойникование.

Координаты оптических осей плагиоклазов из полевошпатовых перидотитов $D_0Ng = 20^\circ$, $D_0Nm = 70^\circ$ и $D_0Np = 50^\circ$ позволяют определить их состав как An_{95} ; для плагиоклазов из троктолитов $D_0Ng = 48^\circ$, $D_0Nm = 59^\circ$ и $D_0Np = 58^\circ$ —как An_{88} ; для плагиоклазов из оливиновых габбро $D_0Ng = 44^\circ$, $D_0Nm = 28^\circ$ и $D_0Np = 55^\circ$ —как An_{82} . Для рассматриваемых плагиоклазов характерны манебахский, альбит-карлсбадский и альбит-эстерельский законы двойникования.

Зерна плагиоклазов обычно изменсны—эпидотизированы, хлоритизированы, серицитизированы, пренитизированы и пелитизированы. Часто к плагиоклазовым участкам бывают приурочены обильные выделения мелких зерен хромшпинелидов октаэдрической формы. Особенно это характерно для троктолитов.

Из вышеизложенного ясно, что составы плагиоклазов, изученных оптическим методом, обнаруживают тенденцию к уменьшению основности по направлению: полевошпатовый перидотит (An_{95}), троктолит (An_{88}) и оливиновое габбро (An_{82}). По сравнению с составами плагиоклазов из габбро и габбро-норитов ($An_{50 \text{---} 65}$) плагиоклазы из рассматриваемых пород характеризуются повышенной основностью.

В качестве аксессуарных минералов в исследованных породах, кроме хромшпинелида и магнетита (вторичного), встречаются титаномагнетит, пирит, пирротин, халькопирит и апатит.

Детальные наблюдения под микроскопом показали, что описываемые оторочки повторяют контуры зерен оливинов и часто обнаруживают поперечно-волокнистое строение. Кроме того, четко устанавливается, что оторочки по составу бывают простые и сложные. К простым относятся однозональные, когда между оливином и плагиоклазом развивается оторочка ортопироксена или амфибола; к сложным—двух- (Ол-Рп-Амф-Пл) и трехзональные (Ол-Рп-Амф-Рп-Пл). Весьма редко наблюдаются оторочки, в которых вместо амфибола встречается гранат. Отмечается тенденция усложнения состава оторочек в направлении: полевошпатовый перидотит-троктолит-оливиновое габбро. Типичные примеры изученных однозональных оторочек показаны на рис. 1а и трехзональных—на рис. 1б.

В литературе описаны также коронарные образования иного состава: Ол-Рп-Амф-Шп (шпинель)—Пл [2], Ол-Рп-Амф-Сим (симплектит)—Пл [21], Ол-Рп-Ди-Шп-Сим (диоксид-шпинелевый симплектит)—Пл [18], Ол-Рп-Гр (гранат)—Пл [4] и др.

Для исследования состава коронарных образований был применен метод электронного микрозондирования, позволяющий фиксировать

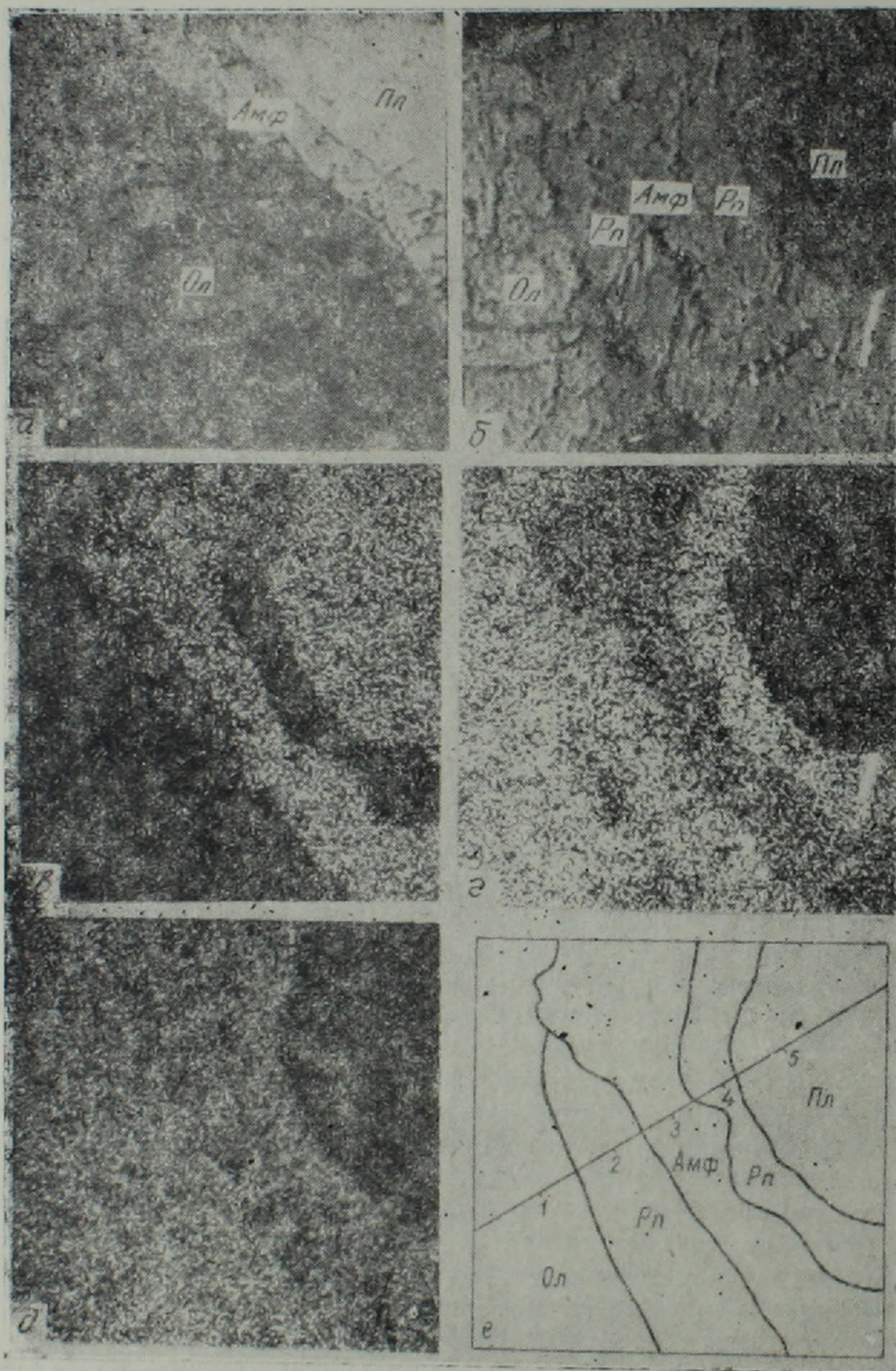


Рис. 1. Коронарные структуры и распределение Са, Fe и Mg под микрозондом: а—троктолит лейкократовый, обр. 2706. Оторочка амфибола (Амф) развивается между зернами оливина (Ол) и плагиоклаза (Пл). Увел. 300х; б—габбро оливиновое, обр. 2417. Трехзональная оторочка, состоящая из ромбического пироксена (Рп), амфибола (Амф), ромбического пироксена (Рп) между зернами оливина (Ол) и плагиоклаза (Пл). Увел. 300х; в—обр. 2417. Распределение Са (К); г—обр. 2417. Распределение Fe (К); д—обр. 2417. Распределение Mg (К); е—обр. 2417. Линия профиля через коронарную структуру.

закономерности распределения элементов без разрушения образца. Изучение проводилось на микрозонде марки IХА—5а, японской фирмы JEOL.

На рис. 1а, представляющем шлиф лейкократового троктолита (обр. 2706) под микрозондом при увеличении 300 раз, четко видны плагиоклаз—светлый участок и оливин серпентинизированный—темный участок с петлями свежего оливина. Белые пятна соответствуют магнетиту, выделившемуся в процессе серпентинизации оливина. Между плагиоклазом и серпентинизированным оливином наблюдается однозональное коронарное образование, представленное амфиболом.

На рис. 1б, представляющем оливиновое габбро (обр. 2417) при увеличении 300 раз, хорошо видны плагиоклаз—темный участок и оливин—светлый участок и заключенное между ними трехзональное коронарное образование, представленное ромбическим пироксеном, амфиболом, ромбическим пироксеном. Совершенно белые участки соответствуют магнетиту.

На рис. 1в приведено распределение Са по площади, где хорошо видно наличие трехзонального коронарного образования. Средняя часть этого образования наиболее богата Са и относится по составу к амфиболу. Распределение Fe показано на рис. 1г. Средняя часть коронарного образования обеднена железом, в то время как зоны, примыкающие к оливину и плагиоклазу, отличаются повышенным его содержанием. В этих же зонах намечаются участки с большим содержанием железа (магнетит). Распределение магния (рис. 1д) в общем совпадает по характеру с распределением железа.

Кроме площадного анализа элементов были проведены также анализы по непрерывному профилю вкрест простирающихся зон. Точки, по которым определялись химические составы минералов (табл. 1), показаны на рис. 1е. Кривые распределения FeO, MgO, CaO (рис. 2) четко фиксируют зоны с новообразованными минералами—Рп-Амф-Рп.

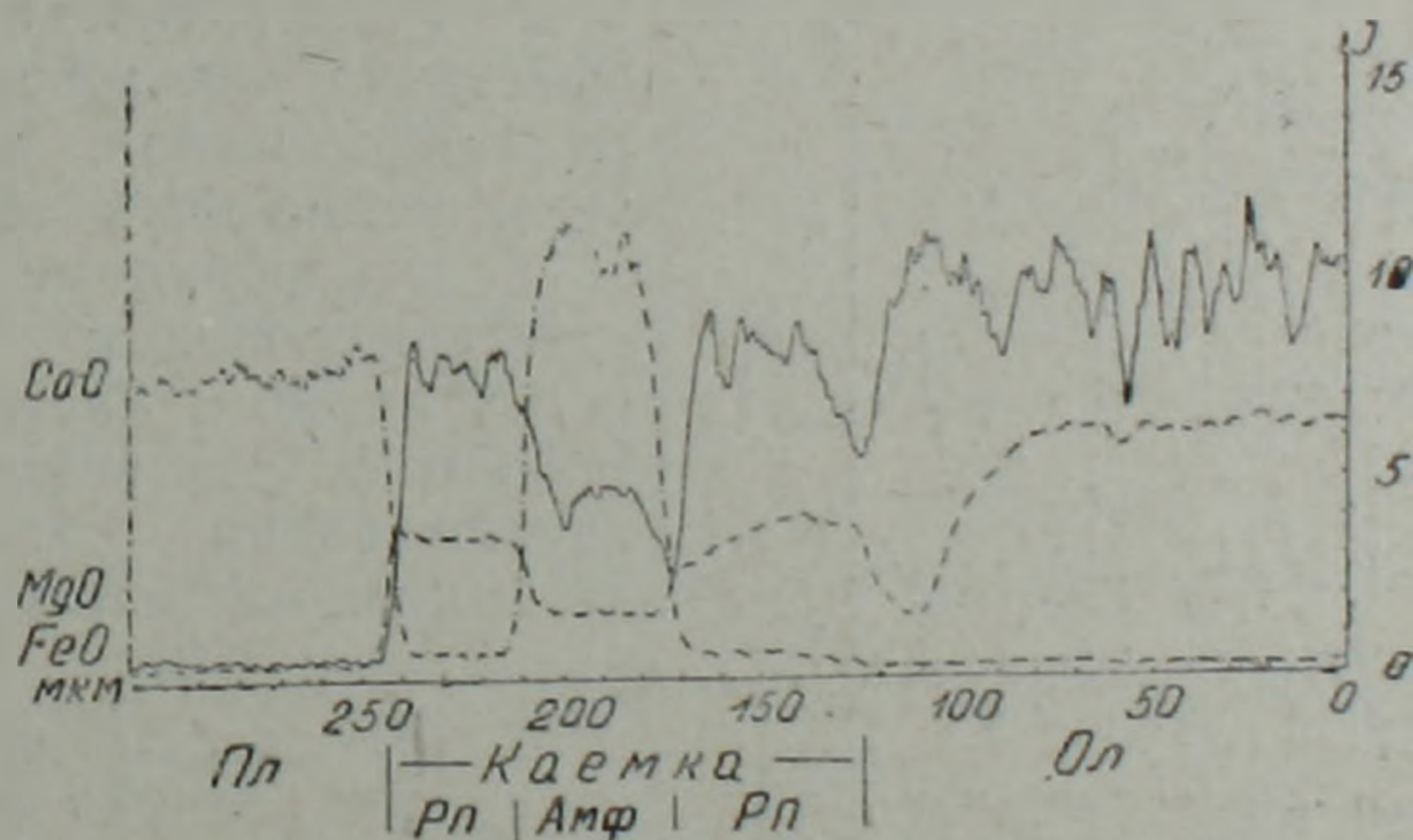


Рис. 2. Обр. 2417. Характер распределения FeO, MgO, и CaO в трехзональной оторочке. Непрерывное профилирование через коронарную структуру. Линия профиля показана на рис. 1е.

В процессе профилирования было установлено также, что зерна плагиоклазов и сохранившиеся свежими участки зерен оливинов имеют относительно устойчивый состав. Пики на диаграмме для этих участков обусловлены царапинами, трещинками и завалами. Иная картина наблюдается в серпентинизированных участках оливинов, где местами фиксируются участки с магнетитом.

Однако, в некоторых образцах исследованных плагиоклазовых перидотитов, троктолитов и оливиновых габбро наблюдается изменение составов оливинов и плагиоклазов по мере приближения к коронарным образованиям. Это касается приконтактной зоны указанных ми-

нералов шириной до 40—50 м. В этих случаях в пределах плагиоклазов наблюдается разубоживание Са по мере приближения к каемке и появление некоторого количества Fe и Mg (рис. 3, обр. 2706). Это позволяет говорить о проявлении диффузионного переноса элементов из оливина и плагиоклаза в сторону формирующихся коронарных минералов.

Таблица 1

Химические составы коронарных минералов, определенных методом электронного микрозондирования

Минерал Окислы	№№ точек	Ол	Рп	Амф	Рп	Пл
		1	2	3	4	5
SiO ₂		40,08	49,30	54,00	52,30	53,50
Al ₂ O ₃		—	1,63	2,64	1,45	29,70
Σ FeO		14,80	9,18	3,85	8,58	—
MgO		44,58	38,56	21,69	36,25	—
CaO		—	0,77	17,69	0,98	12,00
MnO		0,08	—	—	—	—
Na ₂ O		0,30	—	—	—	4,70
K ₂ O		0,11	—	—	—	—
Сумма		99,95	99,44	99,83	99,56	99,90

Из вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. Коронарные образования, развивающиеся в полевошпатовых перидотитах, троктолитах и оливиновых габбро между зернами оливинов и плагиоклазов бывают простые и сложные. К простым относятся однозональные, к сложным—двухзональные, представленные ромбическим пироксеном и амфиболом и трехзональные—ромбическим пироксеном, амфиболом, ромбическим пироксеном.

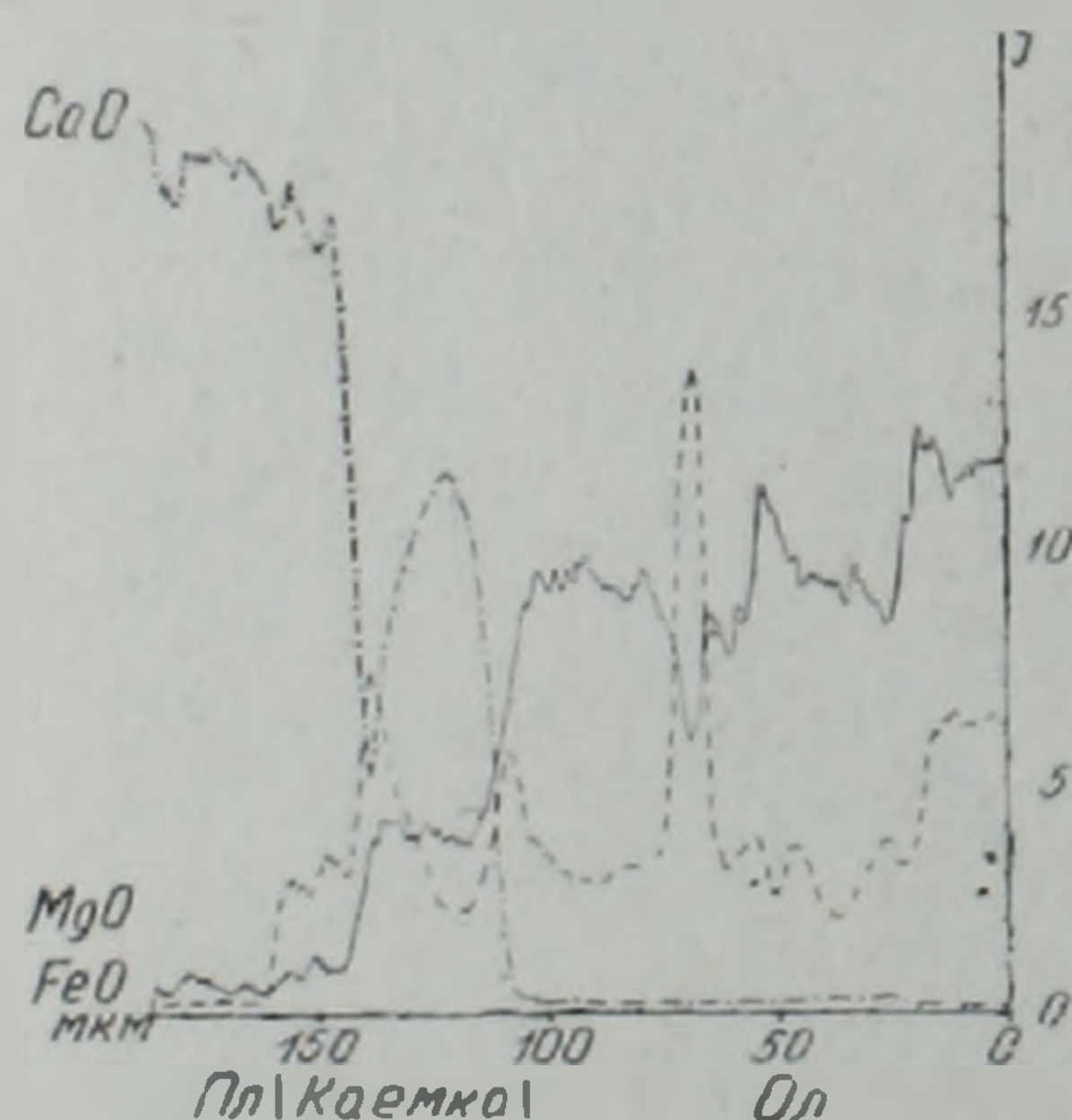


Рис. 3. Обр. 2706. Характер распределения FeO, MgO и CaO в однозональной оторочке амфибола.

2. Устанавливаются два типа коронарных образований: коронарные образования, характеризующиеся устойчивым составом (обр. 2417), и коронарные образования, характеризующиеся наличием в приконтактных частях минералов (оливина и плагиоклаза) явлений разубоживания, указывающих на диффузионный перенос элементов (рис. 3, обр. 2706).

3. В рассматриваемых породах с коронарными структурами с повышением железистости темноцветных минералов (оливинов, ортопироксенов и клинопироксенов) повышается основность плагиоклазов.

4. Ромбические пироксены изученных коронарных образований по составу относятся к бронзиту. По сравнению с бронзитами, слагающими самостоятельные породообразующие минералы (табл. 2), коронарные бронзиты отличаются несколько пониженным содержанием Al₂O₃ и CaO и повышенным содержанием MgO и FeO. При этом кайма ромбического пироксена, прилегающая непосредственно к плагиоклазу (табл. 1), обнаруживает сравнительно меньшую разницу.

5. По сравнению с составами ромбических пироксенов из коронарных образований пород различных районов мира (табл. 3), ромбические пироксены исследованных коронарных образований характеризуются несколько повышенным содержанием MgO и по составу при-

ближаются к ромбическим пироксенам коронарных образований из Южной Чехии [14] и Северной Норвегии [21].

6. Амфиболы исследованных коронарных образований по составу относятся к тремолиту с примесью FeO, указывающей на его принадлежность к разновидностям, переходным к актинолиту. Породообразующие амфиболы вмещающих пород [1] и амфиболы из коронарных образований пород различных районов мира (табл. 4) представлены зелеными роговыми обманками.

Таблица 2

Химические составы ромбических пироксенов коронарных структур и породообразующих ромбических пироксенов

Окислы	1	2	3	4
SiO ₂	49,30	52,30	51,84	48,90
TiO ₂	—	—	0,13	0,26
Al ₂ O ₃	1,63	1,45	3,41	4,59
ΣFeO	9,18	8,58	7,56	7,32
MnO	—	—	0,17	0,12
MgO	38,56	36,25	33,07	29,56
CaO	0,77	0,98	2,91	3,49
Na ₂ O	—	—	0,07	не обн.
K ₂ O	—	—	0,06	0,07
H ₂ O	—	—	не обн.	0,52
П.п.п.	—	—	1,60	2,78
Сумма	99,44	99,56	100,82	99,61

1, 2—бронзиты из коронарных образований троктолита и оливнинового габбро (обр. 2706 и 2417), 3—бронзит из гарцубургита (обр. 11856), 4—бронзит из перидотита (обр. 74).

Обзор литературы по теории происхождения реакционных кайм был дан рядом исследователей [28, 13, 27] и сводится к следующему:

1. Реакционные каймы представляют собой результат реакции между ранними кристаллами и поздней магмой, т. е. позднемагматический субсолидусный продукт кристаллизующейся системы [17, 29, 21, 15, 24, 10].

2. Реакционные каймы представляют результат взаимодействия на исходную систему регионального [28, 22], термального [27] или ретроградного [16] метаморфизма.

3. Реакционные каймы как результат аутометасоматического преобразования исходного магматического минерального состава [25, 26, 11, 12].

При этом большинство авторов, за исключением сторонников метасоматического происхождения, указывает, что реакционные каймы могут возникать различным способом и что их выводы относятся к отдельным частным случаям реакционных кайм, которые они изучали.

Справедливое объяснение несостоятельности метаморфического происхождения коронарных структур дали П. А. Балыкин и др. [2]. К этому можно добавить, что детальные микроскопические исследования коронарных структур из полевошпатowych перидотитов, троктолитов и оливниновых габбро действительно обнаруживают более позднее развитие процесса серпентинизации оливнинов и пелитизации плагиоклазов по отношению к коронарным образованиям.

Объяснение происхождения коронарных структур дается в ряде экспериментальных работ. Согласно данным Грина и др. [6] граница между оливин-плагиоклазовыми ассоциациями проходит при 1100°C в пределах 4,5—6,8 кбар. Наличие фасант-шпинелевых реакционных структур на контакте оливниновых и плагиоклазовых зерен в базитовых включениях в эффузивных образованиях Камчатки [12] указывает на возможность их образования в условиях малых глубин и высоких температур, что подтверждается экспериментальными работами О'Хары

Таблица 3

Химические составы ромбических пироксенов из коронарных структур пород различных районов мира

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	55,50	54,85	55,78	52,48	52,42	54,60	54,48	50,80
TiO ₂	—	0,04	—	—	—	0,05	0,08	—
Al ₂ O ₃	1,40	2,29	0,84	3,27	1,63	1,40	2,28	1,52
ΣFeO	12,00	12,35	21,59	15,85	20,78	7,30	12,61	8,85
MnO	—	0,01	0,43	0,18	0,44	0,25	0,27	—
MgO	33,40	27,87	20,08	27,96	28,83	33,95	29,16	37,40
CaO	0,20	1,87	0,39	0,45	0,20	0,15	0,51	0,87
Сумма	102,50	99,28	98,71	100,19	99,30	98,00	99,39	99,44

1—троктолиты, Сюлительмский плутон, Северная Норвегия, n=9 [21]. 2—оливиновый габбро-норит, Чессалоникский ареал, Греция, n=1 [26]. 3—троктолиты, комплекс Фонген, Центральная Норвегия, n=2 [21]. 4—оливиновые лейкогаббро, комплекс Индре-Согн, Норвегия, n=4 [16]. 5—оливиновые габбро и троктолиты, комплекс Хедлингтон, Канада, n=10 [15]. 6—гранатовые перидотиты, Южная Чехия, n=2 [14]. 7—троктолиты, оливиновые габбро и оливиновый габбро-норит, Восточная Сибирь, n=5 [2]. 8—оливиновые габбро, Джил-Сатанахачский массив, Армянская ССР, n=2.

и Биггера [23], воспроизведшими реакцию $Ол + Пл \rightleftharpoons Мп + Шп$ при атмосферном давлении. Из приведенных данных видно, что коронарные образования на границе оливин-плагноклазовых зерен могут образоваться, по крайней мере, при температуре 1100° С и при широком диапазоне давлений—от атмосферного до 6,8 кбар.

Таблица 4

Химические составы амфиболов из коронарных структур различных районов мира

Окислы	1(6)	2(3)	3(3)	4(10)	5(10)	6(5)	7(1)
SiO ₂	45,50	37,73	40,53	42,73	41,34	44,07	54,00
TiO ₂	—	—	0,05	0,60	0,12	0,64	—
Al ₂ O ₃	18,00	24,19	19,53	15,28	16,14	13,51	2,64
ΣFeO	5,40	7,92	18,46	9,32	12,25	7,59	3,85
MnO	—	0,09	0,33	0,03	0,11	0,08	—
MgO	18,90	16,44	9,14	14,41	13,57	16,20	21,69
CaO	11,10	10,39	10,19	11,64	11,16	12,27	17,69
Na ₂ O	—	1,16	2,10	1,73	2,45	2,30	—
K ₂ O	—	—	0,50	2,25	0,43	0,45	—
Сумма	98,90	97,91	100,83	96,99	97,57	97,11	99,87

Анализы 1—5 соответствуют табл. 3; 6—троктолиты, оливиновые габбро и оливиновые габбро-нориты, Восточная Сибирь [2]. 7—тремолит из оливинового габбро, Джил-Сатанахачский массив, Армянская ССР.

В более ранней работе появление коронарных образований в изученных породах [1] рассматривалось в соответствии с реакционным принципом Боуэна [5], как результат реакции ранних минеральных фаз—оливина и плагноклаза с остаточным интерстициальным расплавом в позднемагматическую стадию формирования пород. Это не противоречит данным Уэджера и Брауна [9], согласно которым многие породы расслоенных плутонов представляют собой совокупность двух самостоятельных, часто неравновесных парагенезисов—кумулясного и интеркумулясного. Взаимодействия между указанными парагенезисами в позднемагматическую стадию и приводят к образованию коронарных структур.

Формирование интрузивов основного состава, согласно экспериментальным данным А. А. Кадика и А. А. Ярошевского [7], происходит путем продвижения фронта направленной кристаллизации пород от охлажденных к относительно перегретым участкам. В зоне кристаллизации из расплава будут выводиться высокотемпературные минеральные фазы, а остаточный расплав будет обогащаться компонентами, не характерными для состава кристаллизующихся минералов.

Приведенные в работе микрозондовые исследования коронарных структур из пород мафит-ультрамафитовых интрузивных комплексов офиолитовых поясов Малого Кавказа подтверждают их позднемагматическое происхождение, как результат реакции ранних минеральных фаз с остаточным интерстициальным расплавом. Возникшие при этом одни коронарные образования характеризуются устойчивым составом (обр. 2417), другие — наличием в приконтактных частях минералов (оливинов и плагиоклазов) явлений разубоживания (обр. 2706), 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 и др.), количество которых в остаточном расплаве, по мере кристаллизации оливина и плагиоклаза, возрастает.

Таким образом, приведенные данные о происхождении коронарных структур приводят к следующим выводам:

1. Коронарные структуры, в соответствии с реакционным принципом Боуэна, представляют собой результат реакции ранних минеральных фаз с остаточным интерстициальным расплавом или результат реакции между кумулусным и интеркумулусным минеральными парагенезисами в позднемагматическую стадию формирования исследованных пород.

2. Коронарные структуры на границе оливин-плагиоклаз могут образоваться при температуре $1100^{\circ}C$ и при широком интервале давлений, начиная от атмосферного до 6,8 кбар, что, в свою очередь, приводит к важному петрологическому выводу о принадлежности мафит-ультрамафитовых массивов, включающих полевошпатомые перидотиты, троктолиты и оливиновые габбро, к близповерхностным образованиям. Это находится в полном соответствии с аналогичным выводом, сделанным ранее [1] на основании геологических данных.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 8.I.1986

Ս. Բ. ԱՐՈՎՅԱՆ, Ռ. Գ. ՄԵԻՔԱՐՅԱՆ

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ԴՈՏԻՆԵՐԻ ՆԵՐԺԱՅԹՔՈՒԿԱՅԻՆ
ՀԱՄԱԼԻՐՆԵՐԻ ՄԱՖԻՏ-ՈՒԼՏՐԱՄԱՖԻՏԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՊՍԱԿԱԶԵՎ
ԿԱՌՈՒՅՎԱԾՔՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Նկարագրվում են Փոքր Կովկասի օֆիոլիտային գոտիների մաֆիտ-ուլտրամաֆիտային ներժայթքուկային համալիրների պլագիոկլազային պերիդոտիտներում, արոկտոլիտներում և օլիվինային գաբրոներում հանդիպող պսակաձև կառուցվածքները: Դրանք գոյանում են օլիվինի և պլագիոկլազի հատիկների սահմանային մասերում և ըստ կազմի լինում են պարզ՝ միափուկ և բարդ՝ երկ- կամ եռափուկ:

Հոդվածում բերված տվյալները հիմք են տալիս ենթադրելու, որ պսակաձև կառուցվածքներն իրենցից ներկայացնում են փոխազդեցության արդյունք մի կողմից՝ օլիվինի և պլագիոկլազի և մյուս կողմից՝ մնացորդային

միջհատիկային հալոցքի միջև ապարների գոյացման ուղեգծատիկ ստացվելու, մոտ 1100°C ջերմաստիճանի և ճնշման լայն սահմաններում՝ սկսած մթնոլորտայինից մինչև 6,8 կբար, որն իր հերթին վկայում է մաֆիտ-ուլտրամաֆիտային զանգվածների մերձակերեսային գոյացման հնարավորության մասին:

S. B. ABOVIAN, R. G. MKHITARIAN

ON THE MINOR CAUCASUS OPHIOLITE BELTS MAFIC-ULTRAMAFIC INTRUSIVE COMPLEXES ROCKS CORONA TEXTURES

A b s t r a c t

The Minor Caucasus ophiolite belts mafic-ultramafic intrusive complexes feldspatic peridotites, troctolites and olivinic gabbroes corona textures are described. Those are developed on the boundaries between olivine and plagioclase grains and by their composition are simple—unizonal and complex—bi- or trizonal. Microsound investigations have shown the presence of two types of coronas: the first has a stable composition and the second is characterized by variable composition of main components in the boundary zone of olivine and plagioclase grains, which is indicative of elements diffusional transference. A comparison is made between investigated corona textures with the same ones from the rocks of different regions of the world.

The obtained data allow to consider the corona textures to be a reaction product between olivine and plagioclase early mineral phases and interstitial melt during the rocks formation late-magmatic stage at a temperature about 1100°C and a wide range of pressures—from atmospheric to 6,8 kbar, which shows the possibility of mafic-ultramafic massifs to belong to the near-surface formations.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С. Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, 306 с.
2. Балыкин П. А., Петрова Т. Е., Майорови О. Н. Коронарные структуры пород дунит-троктолит-габбровой формации Восточной Сибири.—В кн.: Петрология и вулканизм магматических формаций Сибири. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, Новосибирск: 1983, вып. 563, с. 159—182.
3. Бетехтин А. Г. Шоржинский хромитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще.—В кн. Хромиты СССР, т. 1. М.—Л.: Изд. АН СССР, 1937, 156 с.
4. Богачев А. И., Куликов В. С., Свегов А. П., Свидиренко Л. П., Слюсарев В. Д., Степанов В. С. Стадии тектонического развития и магматические формации докембрия Карелии.—В кн.: Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР. Л.: 1976, вып. 32, 162 с.
5. Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. М.—Л.: ОНТИ НКПТ, 1934, 324 с.
6. Грин Т. Х., Грин Д. Х., Рингвуд А. Е. Происхождение высокоглиноземистых базальтов и их взаимоотношения с кварцевыми толеитами и щелочными базальтами.—В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Изд. Недра, 1979, с. 223—239.

7. Кадик А. А., Ярошевский А. А. О физических условиях магматизма.—В кн. Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. 1, М.: Изд. Наука, 1972, с. 184—189.
8. Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромыты Кемпирсайского плутона. М.: Изд. Наука, 1968, 178 с.
9. Уэджер Л. П., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Изд. Мир, 1970, 552 с.
10. Шарков Е. В. Петрология расслоенных интрузивов. Л.: Изд. Наука, 1980, 183 с.
11. Щека С. А. Петрология и рудоносность никеленосных дунит-троктолитовых интрузий Станового хребта. М.: Изд. «Наука», 1969, 133 с.
12. Щека С. А., Волинец О. Н. Реакция оливин+анортит в габброидных включениях вулкана Кихпинич (Камчатка).—В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Изд. Наука, 1979, с. 197—205.
13. Brogger W. C. The south Norwegian hyperites and their metamorphism. Videnskaps. Acad. Skr., Oslo, Mat. Naturvid., 1934, p. 1—421.
14. Fediukova E. Kelyphitic reaction rims in garnet peridotites. Acta univ. carol. Geol. 1977, N 3—4, p. 185—192.
15. Grieve, R., Gittlings J. Composition and formation of coronas in the Hadlington gabbro, Ontario, Canada. Canad. J. Earth Sci., 1975, v. 12, N 2, p. 289—299.
16. Griffin W. L., Heier K. S. Petrological implications of some corona structures. Lithos, 1973, v. 6, N 4, p. 315—335.
17. Herz N. Petrology of the Baltimore gabbro, Maryland. Bull. Geol. Soc. Amer., 1951, v. 62, p. 979—1016.
18. Huang U. T., Merritt S. A. Petrography of troctolite of mount Wichita, Oklahoma. The Amer. Mineralogist, 1954, v. 39, N 7—8, p. 549—565.
19. Ilie M. M., Karamata S., Popovic A., Simic J. Фелдспат-перидотитские стеношуланы (Баковички ультрамафитский массив). Геологских анали, Балканского полуострова, книга XXXIII, Београд, 1967, стр. 35—71.
20. Jacson E. D., Thayer T. R. Some criteria for distinguishing between stratimorm, concentric and alpine peridotite-gabbro complex. Intern. Geol. Congr., XXIV session, section 2, Petrologie, Mineral., 1972, p. 289—296.
21. Mason R. Electron-probe microanalysis of coronas in a troctolite from Sulitjelma Norway. Mineral. Mag. 1967, v. 36, N 280, p. 505—514.
22. Murthy M. N. Coronites from India and their bearing on the origin of coronas. Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, v. 69, N 1, p. 23—38.
23. O'Hara M. J., Bigger G. M. Diopside-spinel equilibria, anorthite and forsterite reaction-ships in silica-poor liquids in the system $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ at atmospheric pressure and their bearing on the genesis of melilitites and nephelinites. Amer. Journ. Sci. Shaler, 1969, v. 267, № 3, p. 364—390.
24. Rai H. Origin of corona structure in the gabbro of Kargil igneous complex, Ladakh, India. Neues Jahrb. Mineral. Abh., 1979, v. 8, p. 373—380.
25. Reyholds R. B., Frederickson A. F. Corona development in Norwegian hyperites and its bearing on the metamorphic facies concept. Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, v. 73, № 1, p. 59—71.
26. Sapountzis E. S. Coronas from the Thessaloniki gabbros (North Greece). Contr. Mineral. and Petrol., 1975, v. 51, № 3, p. 197—203.
27. Shand S. L. Coronas and coronites. Bull. Geol. Soc. Amer., 1945, v. 56, № 3, p. 247—265.
28. Sederholm J. J. On synantectic minerals. Common geol. de Finlande, Bull. 1916, № 48, p. 1—59.
29. Weedon D. S. Corona structures in the basic igneous masses of East Aberdeen, shire. Nature, v. 208, 1965, p. 830—831.

Ш. О. АМИРЯН, Г. О. ПИДЖЯН, А. С. ФАРАМАЗЯН

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД ТЕХУТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В статье рассмотрено поведение главных рудообразующих, редких и благородных элементов в различных парагенетических ассоциациях и минералах. Установлено, что в рудах Техутского месторождения, главными и ценными примесями являются: рений, селен, теллур, висмут, золото, серебро, которые при комплексном использовании минерального сырья могут извлекаться наряду с медью и молибденом.

Результаты минералогических, геохимических, термобарогеохимических и изотопных исследований свидетельствуют о том, что главные продуктивные парагенезисы минералов образовались при средних температурах (320—170°C) и на умеренных глубинах в нижнемеловое время.

Техутское медно-молибденовое порфировое месторождение изучается и разведывается многие годы [1, 2, 3, 5], однако специальные исследования по геохимии руд и, в особенности, характеру распределения главных рудообразующих, редких и благородных элементов в различных парагенетических ассоциациях и минералах впервые выполнены авторами статьи.

На основании детальных минералого-геохимических исследований с использованием большого количества химических, пробирных, атомно-абсорбционных, спектральных и других видов анализов минеральных типов руд, сульфидных концентратов и главных рудообразующих минералов ниже приводятся особенности поведения и закономерности распределения молибдена, меди, рения, селена, теллура, висмута, золота, серебра и других элементов в рудах изученного месторождения.

1. Геохимические особенности руд

Молибден относится к числу широко распространенных элементов руд месторождения. Он главным образом представлен в виде молибденита и редко ферримоллибдита. Содержание молибдена в рудах колеблется от 0,01 до 0,088%, в отдельных пробах достигая десятых долей процента.

Повышенные концентрации молибдена связаны с рудами кварц-молибденитовой и кварц-ангидрит-пирит-халькопирит-молибденитовой стадий минерализации. Небольшие содержания молибдена установлены также в рудах других стадий минерализации. Примесь молибдена установлена в пирите, халькопирите и сфалерите от 0,0008 до 0,0037%.

В зоне окисления Mo^{4+} окисляется до Mo^{6+} и выносится рудничными водами за пределы месторождения. Незначительная часть Mo^{6+} в зоне окисления образует ферримоллибдит.

Медь является широко распространенным и одним из промышленно ценных элементов руд. В гипогенных рудах она представлена главным образом халькопиритом; небольшое значение имеют борнит, ковеллин, халькозин и другие медьсодержащие минералы. В пределах штокверка в интенсивно минерализованных зонах содержание меди колеблется от 0,2—0,3 до 1,0%, между этими зонами в оруденелых породах содержание меди низкое и составляет 0,03—0,1%.

Наиболее богатые медью руды образовались в кварц-ангидрит-пирит-халькопиритовую и кварц-ангидрит-пирит-халькопирит-молибденитовую стадии минерализации.

Примеси меди до сотых и десятых долей процента отмечаются в других сульфидах и жильных минералах. пирите, молибдените, сфалерите, карбонате, ангидрите, цеолитах, гипсе.

В зоне окисления образуются гипергенные минералы меди—тенорит, куприт, хризоколла, малахит, борнит, халькозин, самородная медь. В зоне вторичного сульфидного обогащения развиты минералы, более богатые медью—борнит, ковеллин, халькозин, самородная медь.

Железо является одним из широко распространенных элементов руд. В зависимости от физико-химических условий рудообразования, железо образует различные минеральные виды—магнетит, гематит (при повышенном окислительном потенциале среды) и пирротин, пирит, халькопирит, борнит (при повышенном восстановительном потенциале).

В зоне окисления за счет железосодержащих гипогенных минералов образуются различные окислы и гидроокислы—лимонит, гетит; гидрогетит и др.

Сера является одним из основных минералообразующих анионов, который в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала среды образует разновалентные ионы. В зависимости от концентрации сульфидной серы и ее сродства с металлами образуются различные серосодержащие минералы. Как правило, в начале каждой из стадий минерализации при повышенном окислительном потенциале среды образуется высоковалентный сернистый минерал—ангидрит. Впоследствии при повышении восстановительного потенциала образуются сульфиды и сульфосоли с отрицательной валентностью серы. В конце рудообразовательных процессов при активной роли кислорода и углекислоты образуются карбонаты и водный сульфат серы—гипс.

Цинк. Основным минералом-носителем цинка является сфалерит, в связи с чем наиболее высокие его концентрации отмечаются в рудах кварц-карбонат-пирит-халькопирит-сфалеритовой стадии минерализации. Содержание цинка в этих рудах колеблется от 0,34 до 2,2%. Небольшие содержания цинка—сотые и десятые доли процента установлены в рудах более ранних стадий минерализации. В молибдените и халькопирите содержание цинка составляет от тысячных до сотых долей процента, которые, по всей вероятности, обусловлены механической примесью тонких включений сфалерита.

Свинец представлен в виде галенита, который встречается очень редко в рудах кварц-карбонат-пирит-халькопирит-сфалеритовой стадии минерализации. Здесь содержание свинца составляет сотые-десятые доли процента. В главных сульфидах руд—пирите, халькопирите, молибдените содержание свинца составляет тысячные и десятитысячные доли процента. Сравнительно повышенные содержания свинца отмечаются в сфалерите (0,023%) и тетраэдрите (0,03%).

Таблица 1
Содержание редких элементов в главных рудообразующих минералах Техутского месторождения по данным химических анализов (в г/т)

Минералы	Рений		Селен		Теллур		Висмут	
	кол. проб	пределы среднее	кол. проб	пределы среднее	кол. проб	пределы среднее	кол. проб	пределы среднее
Молибденит	12	32,0—740,0 230,0	12	не обн.—120 49,0	12	не обн.	12	не обн.—11,0 3,0
Халькопирит	1	не обн.	9	не обн.—64,0 32,0	9	не обн.—12,0 4,0	9	16,0—780,0 260,0
П и р и т	—	—	17	не обн.—38,0 16,0	17	не обн.—4,0 2,0	12	12,0—96,0 57,0
Сфалерит	—	—	5	26,0—90,0 45,0	5	не обн.—6,0 2,0	3	не обн.—20,0 10,0

Примечание: В числителе приведены пределы содержаний, в знаменателе—среднее содержание.

Мышьяк является редкой примесью в рудах. Незначительные содержания мышьяка установлены в рудах кварц-карбонат-сфалеритовой стадии минерализации (тысячные доли процента), что связано с наличием микроскопических выделений тетраэдрита, в котором содержание мышьяка достигает 1,3%.

Кобальт и никель являются нехарактерными элементами руд. Незначительные примеси этих элементов (тысячные и десятитысячные доли процента) установлены в различных минеральных типах руд.

Олово является нехарактерным элементом руд. Незначительные содержания олова установлены в халькопирите (до 0,002%), сфалерите и тетраэдрите (до 0,0013%).

Рений относится к числу весьма рассеянных элементов руд. Повышенные содержания рения связаны с медно-молибденовыми рудами и в первую очередь с молибденитом—основным носителем и его концентратом. В рудах месторождения наиболее высокими содержаниями рения характеризуются кварц-молибденитовый и кварц-ангидрит-пирит-халькопирит-молибденитовый парагенезисы минералов.

В молибденитовых концентратах при содержании молибдена 20,3% содержание рения колеблется в пределах 48,0—160,0 г/т. В мономинеральных пробах молибденита (табл. 1) содержание рения колеблется в пределах 32,0—740,0 г/т, в среднем 230 г/т (данные 12 проб). Отношения Mo: Re в молибденитах и молибденитовых концентратах примерно равные.

Таблица 2

Содержания золота и серебра в главных минералах Техутского месторождения по данным пробирных и атомно-абсорбционных анализов

Наименование пробы	Кол-во проб	Золото, г/т	Серебро, г/т	Отношение Au: Ag
Молибденит	11	не обн.	$\frac{1,0-8,0}{3,0}$	—
Халькопирит	20	$\frac{\text{не обн.}-0,2}{0,1}$	$\frac{7,0-42,0}{14,0}$	1:140
П и р и т	46	$\frac{\text{не обн.}-0,1}{\text{сл.}}$	$\frac{1,0-10,0}{8,0}$	1:100
Сфалерит	13	$\frac{\text{не обн.}-\text{сл.}}{\text{сл.}}$	$\frac{8,0-42,0}{12,0}$	1:150
Галенит	2	$\frac{\text{сл.}-4,0}{2,4}$	$\frac{120,0-140,0}{130,0}$	1:52
Тетраэдрит	3	$\frac{\text{не обн.}-4,5}{2,8}$	$\frac{1000-3200,0}{1660,0}$	1:60

Примечание: в числителе приведены пределы содержаний, в знаменателе—среднее содержание.

Селен и теллур являются ценными и распространенными элементами руд. Связаны они, главным образом, с изоморфным замещением серы в сульфидах и сульфосолях. К настоящему времени самостоятельные минералы этих элементов на месторождении не установлены. В главных минеральных типах руд и мономинеральных сульфидах содержание селена от 3—4 до десятки раз выше, чем теллура. Исключением являются руды поздней кварц-карбонат-пирит-халькопирит-сфалеритовой стадии минерализации, где содержание теллура выше, чем селена, что, по-видимому, связано с присутствием в этих рудах субмикроскопических включений минералов теллура. Повышенные концентрации селена отмечаются в рудах средних стадий минерализации—кварц-ангидрит-пирит-халькопирит-молибденитовой и кварц-ангидрит-пирит-халькопиритовой—в среднем 7,0—9,0 г/т. Установлено, что содержание теллура от ранних стадий минерализации к поздним

Средние содержания элементов-примесей в рудообразующих минералах Техутского месторождения по данным спектральных анализов

Минерал	Кол-во проб	Содержание элементов в %									
		Ni	Co	Mo	Cu	Pb	Zn	Ag	Sb	Bi	As
1. Молибденит (II стадия)	28	0,0006	не обн.	основа	0,0031	0,0003	0,0004	0,00027	не обн.	0,0001	Не обн.
2. Халькопирит (IV стадия)	10	0,00051	не обн.	0,0022	основа	не обн.	0,014	0,0029	0,0008	не обн.	не обн.
3. Халькопирит (V стадия)	17	0,0007	0,0026	0,0037	основа	0,00013	0,0051	0,00024	0,0003	не обн.	не обн.
4. Халькопирит (VI стадия)	12	0,00018	0,0002	0,00082	основа	0,00037	0,52	0,0027	0,0026	0,006	не обн.
5. Пирит (III стадия)	30	0,0056	0,021	0,0055	0,095	0,0002	0,0018	0,0002	не обн.	0,0003	0,0032
6. Пирит (V стадия)	34	0,016	0,078	0,0028	0,17	0,0002	0,0074	0,00024	не обн.	0,0004	0,008
7. Пирит (VI стадия)	14	0,0002	0,0041	0,0013	0,11	0,0009	0,016	0,00048	0,0012	0,0009	0,01
8. Сфалерит (VI стадия)	26	не обн.	0,0016	0,0024	0,49	0,023	основа	0,004	0,0082	0,008	0,011
9. Тетраэдрит	2	не обн.	не обн.	не обн.	основа	0,037	7,0	0,14	основа	0,39	1,15

Примечание: стадии минерализации: II—кварц-молибденитовая; III—кварц-пиритовая; IV—кварц-ангидрит-пирит-халькопирит-молибденитовая; V—кварц-ангидрит-пирит-халькопиритовая; VI—кварц-карбонат-пирит-халькопирит-сфалеритовая.

повышается. Высокие содержания селена отмечаются в молибденитах—в среднем 49 г/т, сфалерите—45 г/т, халькопирите—32 г/т (табл. 1).

Золото и серебро являются ценными примесями сульфидных руд. К настоящему времени самостоятельных минералов этих элементов в рудах месторождения не установлено. По данным пробирных и атомно-абсорбционных анализов, повышенные содержания золота и серебра установлены в рудах поздних стадий минерализации. В мономинеральных сульфидах содержания золота составляют от следов до 2,8 г/т, а серебра—от 3,0 до 130,0 г/т (табл. 2). Наиболее высокие содержания серебра установлены в тетраэдрите. В мономинеральных сульфидах, по данным спектральных анализов, содержание серебра составляет 2—4 г/т.

Имея в виду ведущую роль в рудах медной минерализации, наибольший интерес в отношении золота и серебра могут представить медные концентраты.

Висмут является характерным и ценным элементом руд. Кроме рассеянной изоморфной примеси он представлен также в виде собственных минералов—висмутина, виттихенита и эмлектита. Повышенные содержания висмута и наличие висмутовых минералов отмечаются в рудах средних и поздних стадий минерализации. В главных рудообразующих сульфидах содержание висмута составляет от 3,0 до 260,0 г/т (табл. 1). Резкие колебания содержания висмута в рудах обусловлены наличием его самостоятельных минералов.

Содержания висмута в сульфидах и сульфосолях, по данным химических и спектральных анализов, составляют: в сфалерите—10,0 г/т, пирите—57,0 г/т, халькопирите—260,0 г/т и в тетраэдрите—3900 г/т (табл. 1, 3).

Кадмий и индий отмечаются спорадически и в небольших содержаниях. Повышенные концентрации кадмия и индия обусловлены содержанием цинка в минералах и минеральных типах руд. В связи с этим кадмий и индий устанавливаются в кварц-карбонат-пирит-халькопирит-сфалеритовых рудах и концентратах, сфалерите и тетраэдрите. Содержание кадмия самое высокое в сфалерите—от 0,42 до 2,24%, в среднем 1,34%. В тетраэдрите содержание кадмия колеблется от 0,13 до 0,24% (табл. 1, 3). В пирит-халькопирит-сфалеритовых концентратах содержание индия составляет—32,0 г/т.

Галлий и германий являются нехарактерными элементами руд. Незначительные содержания их в пределах 1,0—10,0 г/т установлены в кварц-ангидрит-пирит-халькопиритовых и кварц-карбонат-пирит-халькопирит-сфалеритовых рудах. Небольшие примеси галлия и германия отмечаются в сфалерите и тетраэдрите (1,0—3,0 г/т).

Таким образом, в рудах Техутского месторождения ценными примесями являются: рений, селен, теллур, висмут, золото, серебро, которые при комплексном использовании минерального сырья могут извлекаться наряду с медью и молибденом. Из молибденитовых концентратов следует извлекать рений, селен, теллур, висмут, а из медных—селен, теллур, висмут, золото и серебро. Для сернокислотного производства интерес могут представить пиритовые концентраты, которые наряду с серой содержат заметные примеси селена, теллура, висмута, золота и серебра.

2. Характер распределения оруденения и соображения о генезисе месторождения

В рудном поле Техутского месторождения медно-молибденовая минерализация установлена во многих участках—Техут, Крункнер, Манистев, Пиджут, Шевут, Цахкашат. Среди отмеченных участков наиболее интересным и изученным является Центральный участок месторождения, где выявлены штокообразные тела тоналит-порфиров, гранит-порфиров, плагиогранит-порфиров с прожилково-вкрапленным оруденением меди и молибдена.

В пределах выявленного штокверка оруденение распределено весьма неравномерно; богатые участки медно-молибденовой минерализации приурочены к зонам наиболее раздробленных, брекчированных и окварцованных пород северо-восточного, близмеридионального простираний, которые чередуются с зонами сравнительно слабой минерализации, образуя полосчатое строение штокверкового оруденения. В распределении рудной минерализации важное значение имеют морфология порфировых штоков и их контакты с вмещающими породами.

Минерализованные зоны сложены халькопирит-молибденитовыми, халькопиритовыми и молибденитовыми прожилками с примесью пирита и вкрапленностью указанных главных рудообразующих минералов. На отдельных участках штокверка встречаются небольшие по мощности, но довольно выдержанные по простиранию прожилки пирит-халькопирит-сфалеритового состава с примесью галенита, тетраэдрита, висмутита и других минералов. В северо-восточном направлении штокверк разветвляется, и зоны интенсивной медно-молибденовой минерализации прослеживаются вдоль главных разрывных нарушений.

Проведенные исследования показывают, что оруденелая зона вытянута в северо-восточном направлении вдоль штокообразных тел тоналит-порфиров и плагиогранит-порфиров, развитых в эндоконтактных и экзоконтактных участках Шнох-Кохбского интрузивного массива.

Изучение характера распределения молибдена и меди на Центральном участке показывает весьма неравномерное их распределение как по простиранию (рис. 1,а), так и по падению (рис. 1,б) рудных зон штокверка. По данным некоторых скважин, содержание меди и молибдена с глубиной постепенно понижается.

На Техутском месторождении в формировании штокверкового медно-молибденового оруденения важное значение имели глубокозалегающий источник рудообразующих флюидов и благоприятные условия рудоотложения.

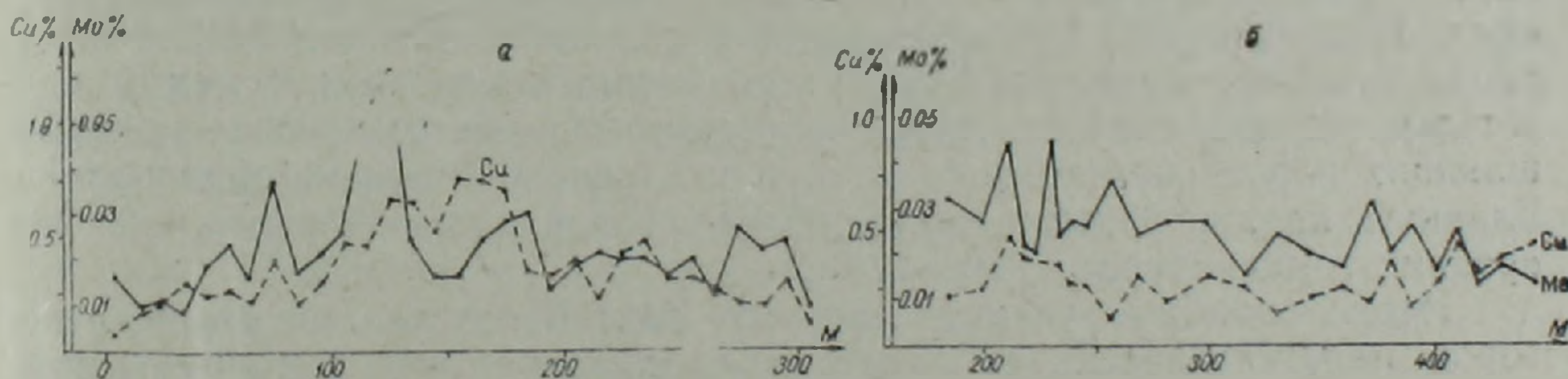


Рис. 1. Диаграммы изменения содержания меди и молибдена.
а—шт. 2, штр. 8; б—скв. 671.

Многостадийность рудообразующего процесса, широкое развитие разрывных нарушений, разнофациальность и разнотипность гидротермальных изменений рудовмещающих пород с разобщиным проявлением молибденовой, медно-молибденовой и медной минерализаций указывают на долгоживущий характер источника оруденения. В процессе рудообразования тектонические импульсы имели периодический характер, в связи с чем различные стадии минерализации, накладываясь друг на друга, образовывали штокверковый тип оруденения.

Крупные северо-восточные и близмеридиональные разрывы имеют выдержанный характер по простиранию и крутое падение, дающие основание предполагать, что они проникали на значительные глубины и служили каналами для рудоносных флюидов. Участки раздробленных, брекчированных пород, образованные сопряженными трещинами скола и отрыва, создали благоприятные условия для локализации прожилково-вкрапленного оруденения.

Кохб-Шнохский интрузивный массив, с которым пространственно и парагенетически связано медно-молибденовое оруденение, образовался на умеренных глубинах (мощность покрывающих толщ составляет 2—2,5 км). Интрузивный массив, по геологическим и радиологическим данным, относится к неокомскому возрасту [4, 7]. Имея в виду эпигенетичность медно-молибденового оруденения по отношению к интрузивным и жильным породам, а также глубину эрозионного среза, можно считать, что оруденение сформировалось на умеренных глубинах, в неокомское время [3].

По данным Кокеля С. А. и др. [5], формирование гидротермальных метасоматитов и медно-молибденовых руд происходило в процессе единого этапа минералообразования на фоне изменения кислотности растворов, последовательного падения температуры и степени минерализованности эндогенных флюидов. Абсолютный возраст, определенный по мусковиту из рудоносных кварц-мусковитовых метасоматитов, составляет 143 млн. лет, что близко к возрасту Кохб-Шнохского массива— 133 ± 8 млн. лет [4]. Температуры гомогенизации газозо-жидких включений в минералах Техутского месторождения, по данным лаборатории термобарогеохимии Кавказского института минерального сырья, составляют: для различных генераций кварца—380—130°C, ангидрита—380—325°C, флюорита—120—80°C и кальцита—110—70°C.

Изотопные исследования кислорода, углерода и серы, проведенные Акопяном М. С. и др. [1], Севунцем А. Г. [9], показывают, что в процессах рудоотложения гидротермальные растворы имели магматическое происхождение с участием некоторого количества морской воды. По мнению Р. Л. Мелконяна [1], Техутское месторождение относится к типу медно-молибденовых месторождений диорит-тоналитовой модели, согласно классификации К. Годвина.

Минеральный состав руд, типы изменения рудовмещающих пород показывают, что рудообразование происходило в сложных и меняющихся кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условиях. Парагенетические ассоциации минералов, многостадийность рудообразующего процесса, результаты термобарогеохимических и изотопных исследований, а также метасоматические изменения рудовмещающих пород свидетельствуют о длительности минералообразования. Главные продуктивные парагенезисы минералов образовались при средних температурах (320—170°C).

Исследованиями установлено, что Кохб-Шнохская интрузия, с которой парагенетически связывается медно-молибденовое оруденение, прорывает фаунистически охарактеризованные отложения оксфорда (порфириты с линзами коралловых известняков) в районе сс. Айрум, Кохб, Ноябрьян. Обломочный материал интрузии обычно представлен в отложениях сеномана и более молодых горизонтах верхнего мела [7].

В настоящее время Техутское месторождение разведывается. По имеющимся данным, перспективы месторождения в первую очередь связаны с изучением выявленного штокверка медно-молибденовой минерализации. Кроме Центрального участка месторождения медно-молибденовое оруденение установлено и на других участках, что расширяет перспективы рудного поля. За пределами месторождения к юго-востоку от Кохб-Шнохского массива установлено проявление медно-молибденовой минерализации на участке Воскепар. Минерализация молибдена выявлена также в рудных полях Ахтальского, Шамлугского, Анкадзорского, Мгартского, Мец-дзорского месторождений. Приведенные данные указывают на развитие молибденовой минерализации в Алавердском рудном районе.

Кохб-Шнохский интрузивный массив, по отношению которого оруденение бесспорно является наложенным, имеет большие размеры с широким проявлением гидротермального метасоматоза. Учитывая то

обстоятельство, что оруденение парагенетически связано с породами интрузивного массива, не исключается возможность обнаружения новых участков медно-молибденовой минерализации в сфере его влияния.

Техутское месторождение по типу и характеру оруденения имеет некоторые черты сходства с известными медно-молибденовыми месторождениями Каджаран, Агарак и др. Однако по типу магматизма, возрасту и в особенности по минеральному составу и геохимии руд оно отличается от медно-молибденовых месторождений Памбак-Зангезурской структурно-металлогенической зоны [6, 8, 10]. Так, в геологическом строении Техутского месторождения участвуют юрские вулканогенные и меловые интрузивные породы, парагенетически медно-молибденовое оруденение связано с кварц-диорит-тоналитовой формацией, минеральный состав руд простой, в рудах широкое развитие имеют ангидрит, цеолиты, гипс, редко встречаются минералы цинка, свинца, сурьмы, мышьяка, висмута, небольшими примесями представлены золото, серебро, рений, селен, теллур, германий, кадмий, галлий. Медно-молибденовые месторождения Памбак-Зангезурской структурно-металлогенической зоны локализованы в эоценовых и олигоцен-миоценовых вулканогенных и интрузивных породах; парагенетически оруденение связано с монцонит-гранодиоритовой формацией пород третичного возраста, руды характеризуются сложным минеральным составом с достаточно хорошо развитой полиметаллической, золоторудной, серебряной, мышьяковой, висмут-теллуровой минерализацией, сравнительно повышенными содержаниями рения, селена, теллура, висмута, золота, серебра, кадмия, германия, галлия, индия. отсутствием цеолитов и весьма слабым проявлением ангидрита.

Геологические, минералого-геохимические особенности руд и условия их образования и локализации указывают на принадлежность Техутского месторождения к медно-молибденовой формации.

Установление многочисленных месторождений и проявлений медно-молибденового оруденения в Сомхето-Карабахской структурно-металлогенической зоне (Алавердский, Кафанский, Шамшадинский, Кедабекский рудные районы, бассейн р. Мургул и др.) указывает на специализацию гранитоидных интрузий мезозоя в отношении медно-молибденовой минерализации.

Результаты геологоразведочных и научно-исследовательских работ дают основание считать, что в рудном поле Техутского месторождения имеются благоприятные факторы рудообразования, указывающие на перспективы медно-молибденового оруденения.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 27.VII.1987.

Շ. Հ. ԱՄԻՐՅԱՆ, Գ. Հ. ՓԻՋՅԱՆ, Ա. Ս. ՅԱՐԱՄԱՋՅԱՆ

ԹԵԽՈՒՏԻ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ ԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱԿԱՆ ԵՎ
ՄԱԳՈՒՄՆԱՅԻՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում ամփոփված են հանքանյութերի երկրաբանական ու ժագումնային առանձնահատկությունների ուսումնասիրությունների արդյունքները, որոնք կարևոր դեր ունեն հանքավայրի հեռանկարները գնահատելու, մետաղածնության տարրեր հարցեր պարզաբանելու և հանքանյութերի համալիր մշակման տեխնոլոգիական սխեմաներ ընտրելու գործում:

Պարզված է, որ հանքանյութերում ամենատարածված և արդյունաբերական նշանակություն ունեցող մետաղներն են մոլիբդենն ու պղինձը և միջաբե հազվագյուտ և ազնիվ տարրեր՝ ունիումը, սելենը, թելուրը, բիսմութը, ոսկին ու արծաթը, որոնք կարող են կորսվել հանքանյութերի համալիր օդ-տաքործման ընթացքում:

Մոլիբդենը հիմնականում ներկայացված է մոլիբդենիտով, երկրորդական նշանակություն ունի ֆերիմոլիբդիտը: Մոլիբդենի համեմատաբար բարձր պարունակությամբ բնորոշ են քվարց-մոլիբդենիտային ու քվարց-սնդիդիտ-պիրիտ-խալկոպիրիտ-մոլիբդենիտային ստադիաների հանքանյութերը: Մոլիբդենի խառնուրդ են պարունակում պիրիտը, խալկոպիրիտը, սֆալերիտը, որը գլխավորապես պայմանավորված է նրանցում մոլիբդենիտի առկայությամբ:

Պղինձն ունի ավելի լայն տարածում և հանդես գալիս խալկոպիրիտի, բորնիտի, կովելինի, խալկոզինի, տետրահեդրիտի, բնածին պղնձի և այլ միներալային ձևերով: Առաջնային հանքանյութերում կարևոր է խալկոպիրիտի դերը: Փոփոխված հանքանյութերում այն հիմնականում ներկայացված է բնածին պղնձով, խալկոպինով, կովելինով:

Դիսավոր հանքառաջացող տարրերից են նաև երկաթը, ծծումբը, թթվածինը, կալցիումը, սիլիցիումը, որոնք հանդես են գալիս տարրեր միներալների ձևով: Հանքանյութերում հայտնաբերված ունիումը, բիսմութը, սելենը, թելուրը, ոսկին ու արծաթը ներկայացված են ինչպես սեփական միներալներով, այնպես էլ իզոմորֆ խառնուրդների ձևով:

Հետազոտությունները ցույց են տալիս, որ Թեղուտի հանքավայրն իր առաջացման երկրաբանական պայմաններով և հանքանյութերի միներալային ու երկրաքիմիական առանձնահատկություններով պատկանում է պղինձ-մոլիբդենային պորֆիրային հանքավայրերի ֆորմացիոն տիպին: Շտոկվերկի սահմաններում հանքայնացումն ունի խիստ անհավասարաչափ բաշխում: Հարուստ տեղամասերը հարում են ապարների կոտրատման ու բեկորատման, քվարցացման, սերիցիտացման ու կաոլինիտացման գոտիներին, որոնք ունեն հյուսիս-արևելյան, մերձմիջօրեական տարածում: Հանքայնացման տեղայնացման գործում կարևոր դեր են խաղացել տոնալիտ-պորֆիրների, պլագիոգրանիտ-պորֆիրների մարմինները և նրանց սահմանամերձ մասերը: Պարզված է, որ հանքանյութերն առաջացել են երկարատև ժամանակահատվածում՝ պարբերաբար ներարկվող ջրաջերմային լուծույթներից անջատվելու շնորհիվ, որոնց բնույթը, կազմը և ֆիզիկա-քիմիական պարամետրերը ենթարկվել են մշտական փոփոխության:

Հստ երկրաբանական տվյալների հանքայնացումն տեղի է ունեցել չափավոր խորություններում ստորին կավձի դարաշրջանում: Զերմաճնշումային երկրաքիմիական հետազոտությունների տվյալներով հանքառաջացումն ընթացել է $320^{\circ}-170^{\circ}\text{C}$ ջերմաստիճաններում:

Sh. H. AMIRIAN, G. H. PIDJIAN, A. S. FARAMAZIAN

THE TEGHUT ORE DEPOSIT ORES GEOCHEMICAL AND GENETIC PECULARITIES

A b s t r a c t

The behaviour of main, rare and precious elements from different paragenetic associations and minerals is considered in this paper. It is

established that in ores the main and valuable admixtures are the following: rhenium, selenium, tellurium, bismuth, gold, silver, which if complex using the mineral products can be extracted parallel with copper and molybdenum.

The mineralogical, geochemical, thermo-baro-geochemical and isotopic investigations results show the main productive mineral parageneses to be formed at medium temperatures (320° — 170°C) and moderate depths during Early Cretaceous.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян М. С., Мелконян Р. Л., Пароникян В. О. К вопросу генезиса Техутского медно-молибденового месторождения.—Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, 1982, № 6, с. 38—43.
2. Амирян Ш. О., Пиджян Г. О., Фарамазян А. С. Стадии минерализации и минералы руд Техутского месторождения.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, т. 40, № 4, с. 31—34.
3. Асланян А. Т., Гулян Э. Х., Пиджян Г. О., Амирян Ш. О., Фарамазян А. С., Овсепян Э. Ш., Арутюнян С. Г., Галстян Х. Г. Техутское медно-молибденовое месторождение.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, № 5, с. 3—24.
4. Багдасарян Г. П. О возрастном расчленении интрузивов Северной Армении в свете радиологических данных и геологических представлений.—В кн.: Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 года. М.: Изд. «Наука», 1966, с. 10—27.
5. Кекелия С. А., Чичинадзе Л. Л., Старостин Б. И. Геолого-структурные особенности локализации медно-порфирового оруденения в Колчеданоносной провинции.—Геол. рудных месторождений, 1985, № 1, с. 71—79.
6. Магакьян И. Г., Пиджян Г. О., Фарамазян А. С., Амирян Ш. О., Карапетян А. И., Пароникян В. О., Зарьян Р. Н., Меликсетян Б. М., Акопян А. Г. Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1972. 394 с.
7. Пиджян Г. О. О Кохбской гранодиоритовой интрузии. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, 1950, № 2, с. 191—198.
8. Пиджян Г. О. Медно-молибденовая формация руд Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1975. 312 с.
9. Севунц А. Г. Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов Алавердского рудного района. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974. 116 с.
10. Фарамазян А. С. Каджаранское медно-молибденовое месторождение. В кн.: «Минералогия, геохимия и условия образования рудных месторождений Армянской ССР».—Ереван: Изд. АН АрмССР, 1971, с. 145—253.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 5, 38—43, 1987

УДК: 553.3/.4:550.4:553.22 (479.25)

С. О. АЧІКГЕЗЯН, Б. Г. БЕЗІРГАНОВ

РОЛЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ В ОЦЕНКЕ ПЕРСПЕКТИВ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ КАФАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Изучение гидротермальных метасоматитов и первичных геохимических ореолов на Центральном участке Кафанского медного месторождения позволяет положительно оценить перспективы рудности глубоких горизонтов тектонического блока, заключенного между Башкендским и Мец-Магаринским разрывными нарушениями.

Территория Центрального участка Кафанского медного месторождения расположена в среднем течении р. Каварт. Она включает рудники 7—10, 1—2 и им. Комсомола, размещенные в пределах двух тектонических блоков, ограниченных: первый (западный)—Башкендским и Западно- и Восточно-Саядкарскими, а второй (восточный)—Башкендским и Мец-Магаринским разломами.

established that in ores the main and valuable admixtures are the following: rhenium, selenium, tellurium, bismuth, gold, silver, which if complex using the mineral products can be extracted parallel with copper and molybdenum.

The mineralogical, geochemical, thermo-baro-geochemical and isotopic investigations results show the main productive mineral parageneses to be formed at medium temperatures (320° — 170°C) and moderate depths during Early Cretaceous.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян М. С., Мелконян Р. Л., Пароникян В. О. К вопросу генезиса Техутского медно-молибденового месторождения.—Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, 1982, № 6, с. 38—43.
2. Амирян Ш. О., Пиджян Г. О., Фарамазян А. С. Стадии минерализации и минералы руд Техутского месторождения.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, т. 40, № 4, с. 31—34.
3. Асланян А. Т., Гулян Э. Х., Пиджян Г. О., Амирян Ш. О., Фарамазян А. С., Овсепян Э. Ш., Арутюнян С. Г., Галстян Х. Г. Техутское медно-молибденовое месторождение.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, № 5, с. 3—24.
4. Багдасарян Г. П. О возрастном расчленении интрузивов Северной Армении в свете радиологических данных и геологических представлений.—В кн.: Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 года. М.: Изд. «Наука», 1966, с. 10—27.
5. Кекелия С. А., Чичинадзе Л. Л., Старостин Б. И. Геолого-структурные особенности локализации медно-порфирового оруденения в Колчеданоносной провинции.—Геол. рудных месторождений, 1985, № 1, с. 71—79.
6. Магакьян И. Г., Пиджян Г. О., Фарамазян А. С., Амирян Ш. О., Карапетян А. И., Пароникян В. О., Зарьян Р. Н., Меликсетян Б. М., Акопян А. Г. Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1972. 394 с.
7. Пиджян Г. О. О Кохбской гранодиоритовой интрузии. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, 1950, № 2, с. 191—198.
8. Пиджян Г. О. Медно-молибденовая формация руд Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1975. 312 с.
9. Севунц А. Г. Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов Алавердского рудного района. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974. 116 с.
10. Фарамазян А. С. Каджаранское медно-молибденовое месторождение. В кн.: «Минералогия, геохимия и условия образования рудных месторождений Армянской ССР».—Ереван: Изд. АН АрмССР, 1971, с. 145—253.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 5, 38—43, 1987

УДК: 553.3/.4:550.4:553.22 (479.25)

С. О. АЧИКГЕЗЯН, Б. Г. БЕЗИРГАНОВ

РОЛЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ В ОЦЕНКЕ ПЕРСПЕКТИВ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ КАФАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Изучение гидротермальных метасоматитов и первичных геохимических ореолов на Центральном участке Кафанского медного месторождения позволяет положительно оценить перспективы рудности глубоких горизонтов тектонического блока, заключенного между Башкендским и Мец-Магаринским разрывными нарушениями.

Территория Центрального участка Кафанского медного месторождения расположена в среднем течении р. Каварт. Она включает рудники 7—10, 1—2 и им. Комсомола, размещенные в пределах двух тектонических блоков, ограниченных: первый (западный)—Башкендским и Западно- и Восточно-Саядкарскими, а второй (восточный)—Башкендским и Мец-Магаринским разломами.

Центральный участок сложен вулканитами, в основном, среднеюрского возраста, позднеюрско-раннемеловые образования пользуются ограниченным развитием. Исследованиями последних лет [1] выяснено, что среднеюрские породы здесь представлены в эффузивной, экструзивной и субвулканической, а позднеюрско-раннемеловые — в эффузивной и субвулканической фациях.

Эффузивы средней юры сложены массивными, брекчиевыми и шаровыми лавами миндалекаменных андезит-андезитобазальтов и развиты преимущественно в низах разреза участка, верхи же представлены околожерловыми лито-кристаллокластическими туфами и, частично, игнимбритами андезит-дацитового состава. Среднеюрские породы экструзивной и субвулканической фаций представлены жерловыми брекчиями андезит-дацитового состава и дайкообразными телами кварцевых дацитов.

Наиболее низкие горизонты позднеюрско-раннемеловых образований представлены туфами и гналокластитами андезитобазальтов и залегают в небольшом тектоническом блоке, заключенном между Восточно-Саядкарским и Башкендским разломами. Субвулканические породы этого возраста образуют штокообразные (риодациты, габбро-диориты) и дайкообразные (андезитобазальты, диабазы, габбро-диабазы) тела.

Все вышеназванные породы принимают участие в строении крупного Кавартского палеовулканического сооружения центрального типа [4], вмещающего как Кафанское медное, так и Шаумянское золото-полиметаллическое месторождения.

В пределах Центрального участка Кафанского месторождения оруденение представлено жилами преимущественно близширотного простирания с крутыми падениями и, реже, штокверковыми телами. В минеральном составе руд принимают участие пирит, халькопирит, реже энаргит, теннантит, борнит, халькозин, сфалерит, галенит, теллуриды.

Подземное картирование в масштабе 1:2000 действующих ныне восьми горизонтов Центрального участка, проведенное С. О. Ачикгёзяном, С. А. Зограбяном, Г. Г. Мирзояном и Р. А. Саркисяном, предоставило богатый фактический материал (около 1300 прозрачных шлифов) для изучения метасоматических преобразований рудовмещающих пород. Составлены погоризонтные планы развития фаций гидротермальных метасоматитов, позволяющие судить о размещении отдельных минеральных парагенезисов (рис. 1).

Пространственная и генетическая взаимосвязь определенных минеральных ассоциаций метасоматитов и оруденения может помочь выяснению особенностей распределения рудной минерализации по латерали и вертикали. Этому же способствует и изучение особенностей развития первичных геохимических ореолов месторождения.

Ниже приводятся основные результаты изучения гидротермальных метасоматитов и геохимических ореолов на Центральном участке.

Установлено широкое развитие пропилитов стадии кислотного выщелачивания (фации — хлорит-карбонатная, хлорит-серицитовая, серицит-карбонатная), которые с глубиной переходят в эпидот-хлоритовые (или эпидот-пренитовые) пропилиты, а выше сменяются серицитовыми кварцитами.

Минеральные фации пропилитов стадии кислотного выщелачивания вместе с серицитовыми кварцитами имеют суммарную мощность в 500—700 м и выявляют достаточно четкую как вертикальную, так и горизонтальную метасоматическую зональность. Более продвинутые фации гидротермально измененных пород (кварцево-серицитовая, хлорит-серицитовая) окаймлены внешними фациями (хлорит-карбонатной, эпидот-хлоритовой). Последние, при интенсивном площадном развитии первых, местами сохраняются в них в виде останцев. Наиболее высокое положение занимают кварцево-серицитовые метасоматиты,

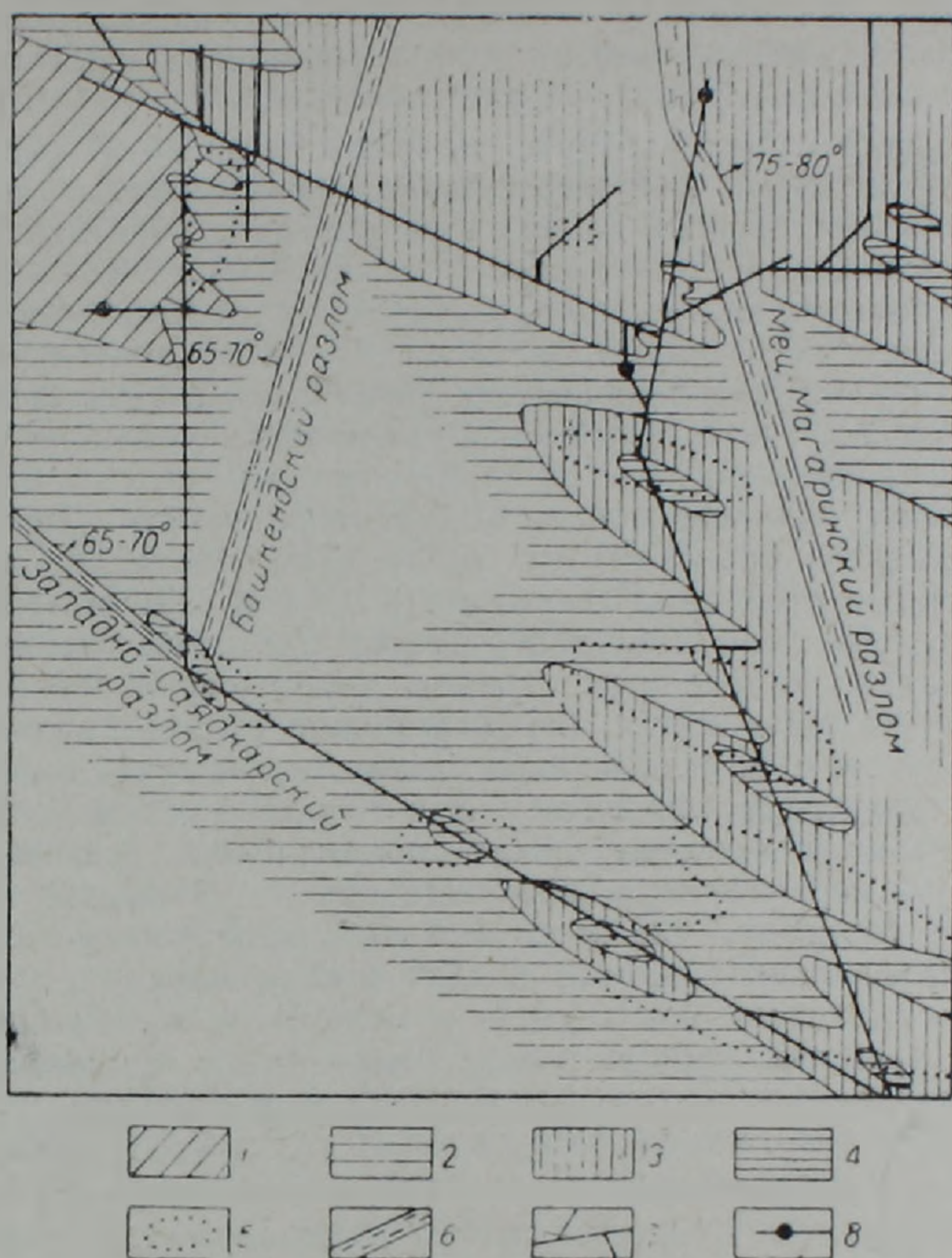


Рис. 1. Схематический план распространения фаций гидротермальных метасоматитов и первичных геохимических ореолов на горизонте 805 м Центрального участка Кафанского месторождения. Фации гидротермальных метасоматитов: 1—эпидот-хлоритовая, 2—хлорит-карбонатная, 3—хлорит-серицитовая, 4—кварцево-серицитовая; 5—контуры ореолов с мультипликативным коэффициентом геохимической зональности более $1,0 \cdot 10^2$, 6—разрывные нарушения, 7—горизонтальные горные выработки, 8—шахты.

мощность которых иногда достигает 200 м; глубже они сменяются хлорит-серицитовыми и серицит-карбонатными метасоматитами, мощность которых местами доходит до 300—350 м. Под ними развиты хлорит-карбонатные пропилиты мощностью до 350—400 м, которые книзу переходят в эпидот-хлоритовые; вертикальная протяженность последних, вероятно, превышает 500 м.

В целом наблюдается близширотное—северо-западное простира-ние зон метасоматитов, указывающее на общность структурного кон-троля как метасоматического, так и рудообразовательного процессов, что может косвенно свидетельствовать об их единстве и во времени.

Оруденелые участки пород (с жилами и штокверковыми телами) на одних и тех же горизонтах локализованы преимущественно среди метасоматитов более продвинутых фаций, что может указать на про-странственную и генетическую связь оруденения с зонами наиболее интенсивного просачивания гидротермальных растворов.

Следует отметить факт отсутствия симметричной или какой-либо другой метасоматической зональности поперек или вдоль наиболее крупных разрывных структур исследованного участка, указывающий на то, что эти нарушения сами по себе не являлись активными зонами циркуляции газогидротермальных растворов.

Вкратце рассмотрим некоторые особенности развития рудовмещающих пород, оруденения, гидротермальных метасоматитов и геохимических ореолов в отдельных блоках Центрального участка.

В восточном крыле Башкентского разлома известны многочисленные жилы, размещенные среди туфов андезит-дацитового состава и характеризующиеся небольшими мощностями и сравнительно небольшой горизонтальной протяженностью (вертикальный интервал оруденения—730—1009 м), в то время как рудные тела западного блока размещены преимущественно в миндалекаменных андезит-андезитобазальтах и имеют большие мощности и протяженность (вертикальный интервал составляет 805—1300 м). Кроме того, последние размещены в основном среди хлорит-карбонатных и хлорит-серицитовых метасоматитов, а рудные тела восточного блока преимущественно развиты по гидротермально измененным породам хлорит-серицитовой фации, а в хлорит-карбонатных имеют незначительное распространение (сами хлорит-карбонатные метасоматиты также ограничено развиты по сравнению с хлорит-серицитовыми). Это говорит о том, что оруденение, размещенное в лежащем крыле Башкентского разлома, может иметь большую вертикальную протяженность, т. е. может быть прослежено ниже горизонта 730 м по меньшей мере еще на 200—250 м (учитывая вертикальный размах хлорит-карбонатных и хлорит-серицитовых метасоматитов). Если иметь в виду и то обстоятельство, что протяженные трещины отрыва лучше развиваются по более плотным и жестким миндалекаменным андезит-андезитобазальтам, чем по туфам, то перспективы обнаружения крупных рудных тел ниже подошвы туфов (т. е. в андезит-андезитобазальтах) значительно возрастают.

С другой стороны, в рудных телах, размещенных в пределах западного крыла Башкентского разлома (рудник 7—10), отмечается почти полное отсутствие сфалерита, галенита, энаргита и теннантита, тогда как в восточном крыле эти же минералы распространены в жилах рудников 1—2, Хин-Хрда и др., на одних и тех же горизонтах. Эти минералы, развиваясь с пиритом и халькопиритом, обычно занимают более высокие уровни в вертикальной зональности распределения рудных парагенезисов на месторождении, что может свидетельствовать о перспективности восточного блока на глубину, в смысле как увеличения с глубиной удельного содержания меди в рудах, так и большей вертикальной распространенности последних.

Геохимические исследования проводились в два этапа: первый носил опытно-методический характер, с целью изучения особенностей первичных геохимических ореолов, развитых вокруг известных (разведанных) рудных тел; второй—производственный—проводился для оценки перспектив рудоносности глубоких горизонтов и флангов месторождения.

С этой целью проводилось систематическое геохимическое опробование (интервалом в 5—10 м) рудовмещающих пород и руд в подземных горных выработках, керны буровых скважин и по профилям на поверхности месторождения, согласно общепринятой методике [3]. Всего по месторождению отобрано около 2600 проб.

Объемное изучение геохимических ореолов месторождения позволило установить особенности их состава и строения.

Рудные тела Кафанского месторождения сопровождаются широкими и интенсивными геохимическими ореолами Cu, Zn, Pb, Ag, Ba, As, Hg, Mo, Sn, Cr, V, Ni, Co.

Вертикальная протяженность геохимических ореолов от верхней кромки рудных тел, размещенных под структурными или фильтрационными экранами, достигает 200—250 м. В плане интенсивные ореолы прослеживаются до нескольких сот метров, слабые ореолы—до 1500—1800 м. Ширина геохимических ореолов, связанных с жилами, на средних горизонтах месторождения достигает 50—80 м; к поверхности они расширяются и увеличиваются в 2—3 раза. Установлена общность в элементном составе ореолов и рудных тел, а также возможность выявления морфологического типа скрытого оруденения по форме ореолов на поверхности.

Вертикальная зональность геохимических ореолов изучена по трем поперечным разрезам месторождения. Методом показателя зональности элемента-индикатора [2] установлены ряды вертикальной геохимической зональности элементов-индикаторов по каждому разрезу в отдельности. Для месторождения в целом обобщенный ряд зональности выглядит следующим образом (сверху вниз): As—Ba—Zn—Pb—Hg—Sn—Cr—Mo—Cu—V—Ni—Co. Установлена группа надрудных (As, Ba, Zn, Pb, Hg, Ag) и подрудных (Ni, Co, V, Cu, Sn, Mo) элементов-индикаторов.

Для построения мультипликативных ореолов использовались наиболее информативные в практическом отношении пары надрудных (Zn и Pb) и подрудных (Ni и Co) элементов. Эти элементы-индикаторы определены опробированием (построением) мультипликативных ореолов в различных ассоциациях элементов по эталонным разрезам и фрагментам разведочных горизонтов, а также результатами опробования по месторождению, где As, Hg, Ba и Ag, а также V и Mo не фиксируются повсеместно.

Интенсивные мультипликативные ореолы Zn×Pb приурочены к верхним сечениям разрезов месторождения, где они фиксируются и в верхнеюрских вулканогенных образованиях. Книзу ореолы сужаются и, не достигая глубоких горизонтов месторождения, полностью выклиниваются. Обратная картина характерна для надрудных ореолов Ni×Co.

Средняя величина мультипликативного показателя надрудных (Zn×Pb) ореолов с глубиной (от поверхности до горизонта 805 м) уменьшается в 30—50 раз, подрудных же (Ni×Co)—увеличивается до 80 раз. Ореолы, оконтуренные по величине мультипликативного коэффициента геохимической зональности Zn×Pb/Ni×Co, обладают высокой контрастностью и приурочены к верхним сечениям изученных разрезов (рис. 2). Средняя величина коэффициента зональности от поверхности до самых глубоких горизонтов уменьшается в среднем в 300—400 раз. Эти ореолы, окаймляя рудные тела и зоны околорудных метасоматитов, характеризуются большими размерами.

Геохимические ореолы, величиной коэффициента зональности более $1,0 \times 10^2$, отчетливо оконтуривают на поверхности глубокозалегающие (до 250—300 м) рудные тела, локализованные в среднеюрских породах под структурными или фильтрационными экранами. Прослеживание этих ореолов в верхнеюрских образованиях может иметь большое значение для локального прогноза и поисков скрытого оруденения в нижележащих среднеюрских породах.

В пределах разведочных горизонтов 800, 805 и 845 м восточнее Башкендского разлома обнаружен ряд геохимических аномалий (рис. 1), оконтуренных по величине коэффициента зональности Zn×Pb/Ni×Co более $1,0 \cdot 10^2$, что позволяет положительно оценить рудоносность глубоких горизонтов этого блока рудозмещающих пород.

Таким образом, комплексный анализ метасоматических и геохимических материалов позволяет прийти к выводу о том, что в пределах

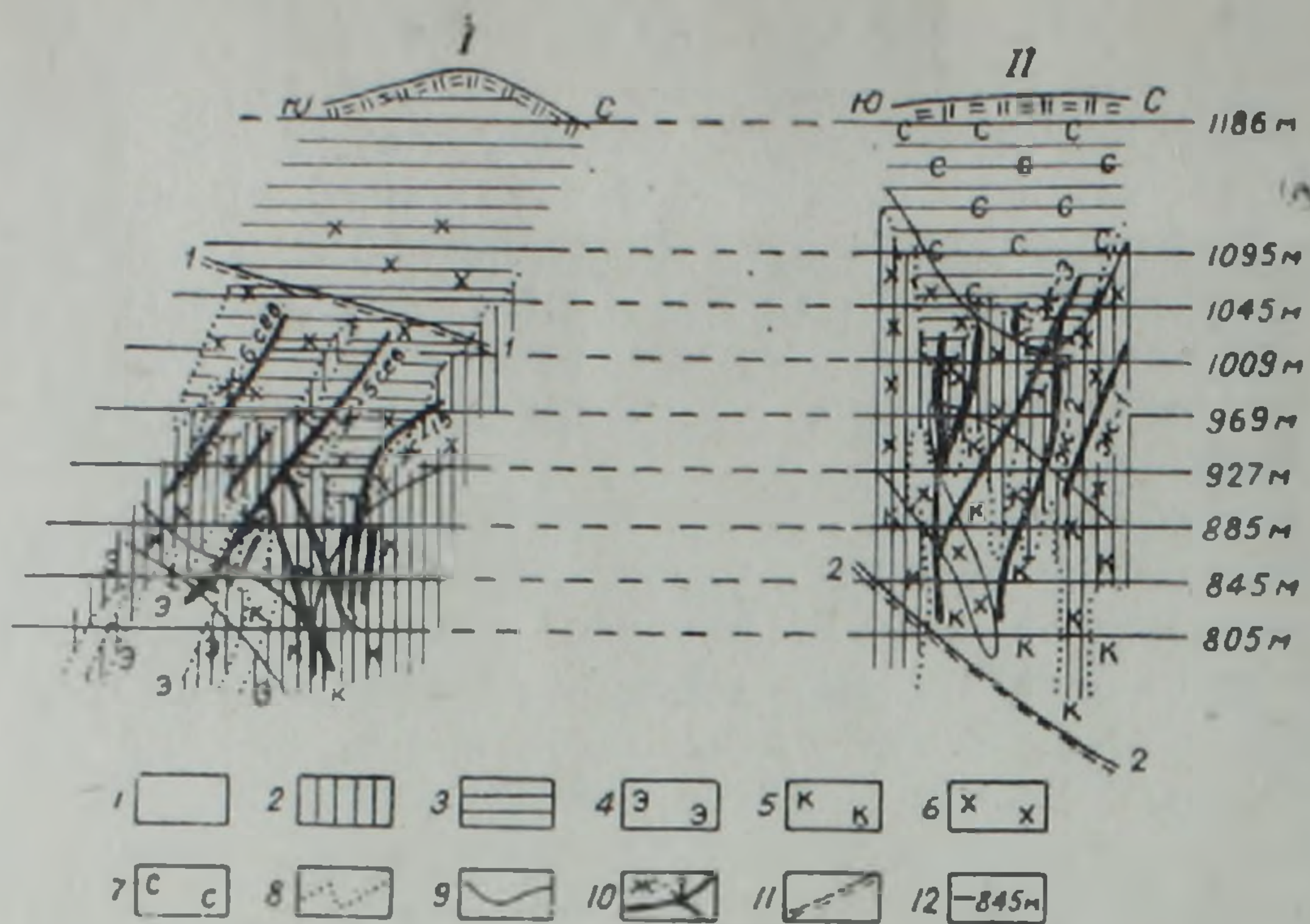


Рис. 2. Разрезы по участкам «Северный» (I) и «Катар» (II) Кафанского месторождения. Ореолы с мультипликативным коэффициентом геохимической зональности: 1 — $(0,01-0,1) \cdot 10^2$, 2 — $(0,1-1,0) \cdot 10^2$, 3 — более $1,0 \cdot 10^2$; фации гидротермальных метасоматитов: 4 — эпидот-хлоритовая, 5 — хлорит-карбонатная, 6 — хлорит-серицитовая, 7 — кварцево-серицитовая; 8 — контуры ореолов, 9 — контуры метасоматитов, 10 — рудные жилы; 11 — разрывные нарушения: 1—1—Восточно-Саядкарское, 2—2—Западно-Саядкарское; 12 — разведочные горизонты.

блока месторождения, заключенного между Башкендским и Мец-Магаринским нарушениями, промышленное медное оруденение может быть обнаружено до глубин с абсолютной отметкой 450—500 метров.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР,
Ереванский государственный
университет

Поступила 10.III.1986.

Ս. Հ. ԱԶԻԳՅԱՆ, Բ. Հ. ՐԱԶՄԱՆՈՎ

ՋՐԱՋԵՐՄԱՅԻՆ ՄԵՏԱՍՈՄԱՏԻՏՆԵՐԻ ԵՎ ԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱԿԱՆ ԵԶՐԱՊԱՍԱԿՆԵՐԻ
ԴԵՐԸ ՂԱՓԱՆԻ ՀԱՆՔԱՊԱՅՐԻ ԽՈՐ ՀՈՐԻՋՈՆՆԵՐԻ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԻ
ԳՆԱՀԱՏՄԱՆ ԳՈՐԾՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Ղափանի հանքավայրի Կենտրոնական տեղամասում լայն տարածում ունեն թթվային տարալվացման փուլի պրոպիլիտները, որոնք ներկայացված են բլորիտ-կարբոնատային, բլորիտ-սերիցիտային և սերիցիտ-կարբոնատային փափրաներով: Դրանք խորքում անցնում են էպիդոտ-բլորիտային մետասոմատիտների, իսկ դեպի վեր՝ սերիցիտային քվարցիտների: Երակային և երակիկա-ցանավոր տիպերի պղնձի հանքանյութերը հիմնականում տեղայնացված են թթվային տարալվացման փուլի պրոպիլիտների սահմաններում, մասամբ էլ պարփակվելով սերիցիտային քվարցիտներով:

Հայտնի հանքամարմինների շուրջը զարգացած երկրաքիմիական երրապակների ուսումնասիրությունը թույլ է տվել ի հայտ բերելու գործնական տեսակետից առավել տեղեկատվական զույգ տարրերը, որոնցից ցինկն ու կապարը բնորոշ են վերահանքային, իսկ նիկելն ու կոբալտը՝ ընդհանքային տեղամասերի համար: Այդ ցուցիչ-տարրերի միջոցով ստացված երկրաքիմիական զոնալականության գործակիցների արժեքները կարևոր նշանակություն ունեն հանքայնացումից զուրկ տեղամասերի հանքաբերության գնահատման գործում:

Կենտրոնական տեղամասի տարրեր ակտոնական բեկորների սահմաններում զարգացած ջրաջերմային մետասոմատիտների ուղղաձիգ և հորիզոնական զոնալականության, երկրաքիմիական երրապակների տարածման և հանքայնացման տեղարաշխման առանձնահատկությունների վերլուծության շնորհիվ հեղինակները հանգել են այն եզրակացության, որ Բաշքենդի խզման գոտուց դեպի արևելք ընկած տեկտոնական բեկորի ստորին հորիզոնները պղնձի հանքանյութերի հեռանկարային պաշարներ կարող են պարունակել: Ճարբեր մեթոդների կիրառումից ստացված տվյալների համաձայն, Բաշքենդի և Մեծ-Մազարաչի խախտումների միջև անդադրված բեկորի սահմաններում արդյունաբերական նշանակություն ունեցող հանքայնացումը կարող է հայտնաբերվել մինչև 450—500 մ բացարձակ բարձրություն ունեցող հորիզոններում:

S. H. ACHIKGUEOZIAN, B. H. BEZIRGANOV

THE HYDROTHERMAL METASOMATITES AND GEOCHEMICAL AUREOLES ROLE IN THE KAPHAN DEPOSIT DEEP HORIZONS PERSPECTIVES ESTIMATION

Abstract

Hydrothermal metasomatites and primary geochemical aureoles investigation in the Kaphan copper deposit Central area allows to evaluate the ore content of deep horizons of the tectonic block situated between Bashkend and Metz-Maghara faults positively.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ачикгёзьян С. О., Зограбян С. А., Мирзоян Г. Г., Саркисян Р. А. Петрохимические особенности мезокайнозойских магматических комплексов Кафанского рудного района и некоторые вопросы их рудоносности.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, т. 36, № 2, с. 3—18.
2. Бейс А. А., Григорян С. В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975, 280 с.
3. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1983, 190 с.
4. Саркисян Р. А., Ачикгёзьян С. О., Зограбян С. А., Мирзоян Г. Г. Новые данные о структуре Кафанского рудного района.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, т. 36, № 5, с. 28—40.

Н. К. КАРАПЕТЯН

МЕХАНИЗМ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОГО РЕГИОНА

В статье приводятся результаты изучения механизма очагов землетрясений Аджаро-Триалетского региона. Определены две возможные плоскости разрыва в очагах землетрясений, компоненты подвижек в этих плоскостях, а также ориентации осей главных напряжений в очагах землетрясений. Проведено сопоставление полученных результатов с тектоникой региона и с линейными, выявленными по космическим снимкам.

Аджаро-Триалетский регион охватывает северную часть Малого Кавказа. Северная и южная границы региона проходят по параллелям, соответственно, 42° и $41,5^\circ$ северной широты, западная—по меридиану $41,5^\circ$ восточной долготы; восточной границей региона служит линия раздела между Большим и Малым Кавказом.

Территория региона охватывает, в основном, Аджаро-Триалетскую складчатую систему, вытянутую в широтном направлении от юго-восточного побережья Черного моря до долины реки Иורי [7]. Аджаро-Триалетская складчатая система ограничена с севера и юга двумя крупными продольными глубинными разломами: северным и южным разломами Аджаро-Триалетской системы. В регионе между указанными разломами имеются еще два глубинных разлома: первый—Аджаро-Гурийский—ответвляется в Гурии от северного разлома и протягивается в юго-западном направлении, второй—Ахалцихский—протягивается вдоль северного края Ахалцихской котловины [13].

На исследуемой территории имеются выявленные по космическим снимкам линейные элементы разных направлений и в большем количестве [3], чем определенные в этом регионе по геологическим и геофизическим данным разломы [6, 7, 13]. Однако, по всей вероятности, не все линейные элементы представляют собой разломы. Для выяснения этого, а именно какие из линейных элементов являются разломами, может быть с успехом использован сейсмологический метод, согласно которому выделение разломов проводится по комплексу сейсмологических данных, а именно—проводится трассировка эпицентров сильных землетрясений ($M \geq 4$), исследуется миграция очагов и изучается механизм очагов землетрясений. Последнее является определяющим, так как при этом получают данные по разрывам в очагах землетрясений, которые можно сопоставить с имеющимися линейными элементами.

В то же время использование данных по механизму очага сильного землетрясения позволяет установить также скрытые разломы в земной коре, не видимые на земной поверхности. Примером может послужить Чалдыранское землетрясение 24 ноября 1976 г., разрыв в очаге которого не совпадает с известными разломами на земной поверхности, а также с линейными элементами, выявленными по космическим снимкам [9]. Во время этого землетрясения на земной поверхности в районе г. Чалдырана образовался разрыв длиной 53 км, который ранее не был отмечен на геологических и тектонических картах Турции. Имеется хорошее соответствие между направлениями плоскости разрыва в очаге землетрясения, Чалдыранского разрыва, афтершоковой области и вытянутости максимальных девяти- и восьмибалльных изосейст.

Следовательно, очаг этого разрушительного землетрясения приурочен к Чалдыранскому разрыву, который до землетрясения был скрытым, то есть не выходил на земную поверхность. Изучение механизма очага Чалдыранского землетрясения позволило определить ориентацию плоскости разрыва и направление подвижки в этой плоскости.

Рассматриваемый Аджаро-Триалетский регион характерен малым количеством землетрясений с магнитудой $M \geq 5$ [10]. Первые сведения о землетрясениях этого региона относятся к 1275 г., когда произошло самое сильное в этом регионе Мухетское землетрясение с $M = 6\frac{3}{4}$. За время с 1275 по 1980 гг. в регионе произошло 111 землетрясений с силой 5 и более баллов. Из них 74 землетрясения были основными толчками, а 37—афтершоками или форшоками. Из общего числа

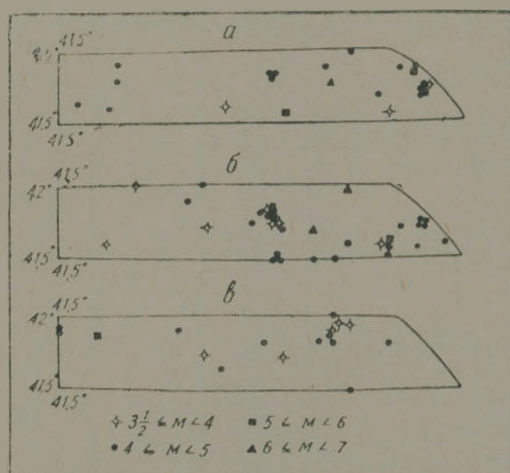


Рис. 1. Эпицентры сильных землетрясений Аджаро-Триалетского региона за периоды: а—1275—1900 гг.; б—1901—1950 гг.; в—1951—1980 гг.

74 основных землетрясений только 7 имели магнитуду $M \geq 5$. На рис. 1 дано расположение эпицентров основных землетрясений с силой 5 и более баллов, происшедших в регионе в различные периоды: с 1275 по 1900 гг. (рис. 1а), с 1901 по 1950 гг. (рис. 1б) и с 1951 по 1980 гг. (рис. 1в). Из 23 землетрясений, происшедших с 1275 по 1900 гг., эпицентры только 4-х землетрясений были расположены западнее меридиана 43° восточной долготы. Остальные 19 землетрясений произошли в центральной и особенно в восточной частях региона. Здесь же произошли и 3 землетрясения с $M \geq 5\frac{1}{2}$.

В период с 1901 по 1950 гг. в регионе произошли 34 землетрясения, опять таки в основном в центральной и восточной частях региона. В этой же части расположены эпицентры трех разрушительных землетрясений с магнитудой $M \geq 5\frac{1}{2}$.

В период с 1951 по 1980 гг. в Аджаро-Триалетском регионе произошло всего 17 землетрясений. При этом 14 землетрясений—между меридианами $42,5^\circ$ и $44,5^\circ$ восточной долготы. Однако самое сильное в этот период Аджаро-Гурийское землетрясение с магнитудой $M = 5\frac{1}{4}$ наблюдалось в западной части региона.

В XX столетии в регионе произошли четыре крупных землетрясения с магнитудой $M > 5$: землетрясение 20.IV. 1913 г. в районе Манглиси с $M = 5\frac{1}{2}$, разрушительное Картлийское землетрясение 20 февраля 1920 г. в районе гор. Гори с $M = 6$, Табакурское землетрясение 7 мая 1940 г. с магнитудой $M = 6$ и Аджаро-Гурийское землетрясение 20 мая 1959 г. с $M = 5\frac{1}{4}$. Наблюдается миграция очагов этих крупных землетрясений с востока на запад со средней скоростью примерно $4,4 \text{ км/год}$ [10]. При этом коэффициент корреляции равен 0,94.

Нами изучены механизмы очагов 11 землетрясений Аджаро-Триалетского региона. Исследованы очаги всех крупных землетрясений с

$M > 4$, которые имели место в регионе, начиная с 1950 г., а именно—Аджаро-Гурийского, Боржомского и Горийского. Определены также механизмы очагов некоторых неспильных землетрясений с магнитудой $M < 4$. Основные данные о рассмотренных землетрясениях приведены в табл. 1.

Таблица 1

Основные параметры землетрясений									
M	Дата и время возникновения землетрясения, число, месяц, год, ч, мин			Координаты эпицентра		Глубина	Магнитуды	Энергетический класс	Район или название землетрясения
				φ, N	λ, E				
1	24 I	1959	16 58	41 50	43 57	10	3 ¹ ₂		Гори
2	20 V	1959	19 49	41 52	41 52	15	4 ¹ ₄		Аджаро-Гурийское
3	31 XII	1969	12 06	41 46	43 29	10	4	10-11	Форшк Боржомского землетрясения
4	3 I	1970	06 51	41 49	43 23	10	4 ³ ₄	12	Боржомское
5	21/V	1970	10 14	41 49	43 30	10	4 ¹ ₄	11-12	Афтершок Боржомского землетрясения
6	6 IX	1973	10 01	41 48	43 07	5		10	Ахалцхе
7	6 IX	1973	10 11	41 48	43 07	5		10	Ахалцхе
8	7 VI	1974	19 31	41 47	43 11	5		10	Боржом
9	27/X	1974	09 52	41 39	43 50	10		10	Бакуриани
10	1/XII	1974	13 54	41 43	44 19	28		10	Гори
11	18 VI	1977	14 32	41 50	43 53	15	4	11	Гори
12	5 VII	1977	01 04	41 56	42 05	10		9	Махарадзе
13	5 VII	1977	01 12	41 48	42 05	10		9	Махарадзе
14	22 VIII	1978	22 48	41 50	44 00	10	4 ¹ ₄	11-12	Горийское

При изучении механизма очагов землетрясений Аджаро-Триалетского региона использован метод, основанный на теории дислокаций [5]. Все построения велись по сетке Вульфа в проекции верхней полусферы. Определены ориентации двух возможных плоскостей разрывов, компоненты подвижки в этих плоскостях, а также ориентации осей главных напряжений в очагах землетрясений этого региона. Полученные результаты сведены в табл. 2. При этом плоскость 1 является плоскостью разрыва в очаге землетрясения. Она в основном совпадает с направлением известных тектонических разломов на исследуемой территории [6, 7, 13] или линейamentов, выявленных по космическим снимкам [3].

Рассмотрим детально результаты, полученные по механизмам очагов исследованных землетрясений региона в направлении с востока на запад.

В восточной части региона расположены эпицентры четырех землетрясений, которые произошли в районе гор. Гори. Для этой группы землетрясений характерно широтное или близширотное простирание разрыва в очаге. Однако, только очаг Горийского землетрясения 22 августа 1978 г. приурочен к продольному северному глубинному разлому Аджаро-Триалетской складчатой системы. Азимут простирания плоскости разрыва в очаге этого землетрясения равен 94° . Такой же азимут имеет и направление вытянутости первой изосейсты на карте изосейст, построенной О. М. Майсурадзе и Е. И. Патарая по макросейсмическим данным [8]. Падение плоскости разрыва в очаге направлено к северу и с горизонтальной плоскостью составляет угол 46° . Компоненты подвижки по простиранию и по падению плоскости разрыва мало отличаются. В очаге правосторонний сдвиг с взбросо-надвигом. Оси сжатия ориентированы близмеридионально в горизонтальном, а оси растяжения—близширотно в близвертикальном направлениях.

К зоне продольного северного разлома Аджаро-Триалетской складчатой системы приурочены также очаги двух крупных землетрясений прошлых лет: Мцхетского 14 апреля 1275 г. [4, 12] и Картлийского 20 февраля 1920 г. [2, 4, 12, 17]. Азимуты простирания большой оси

Таблица 2

Ориентация разрывов и осей главных напряжений в очагах землетрясений
Аджаро-Триалетского региона

№№ п п	Дата и время возникновения землетрясений, число, месяц, год, ч, мин	Плоскость разрыва I				Плоскость разрыва II				Н а п р я ж е н и е					
		Вектор падения		Компоненты подвижки		Вектор падения		Компоненты подвижки		сжатия		промежуточное		растяжения	
		А	е°	по про- стиранию	по на- дению	А°	е°	по про- стиранию	по на- дению	А°	е°	А°	е°	А°	е°
1	24/I 1959 16 58	156	40	-0,10	-0,99	329	51	+0,07	1,00	304	83	62	3	152	5
2	20 V 1959 19 49	124	43	-0,99	+0,10	30	86	-0,74	0,67	175	25	296	48	69	32
3	31 XII 1969 12 06	43	16	+0,86	+0,51	164	82	-0,24	+0,97	356	36	256	14	149	51
4	3 I 1970 06 54	340	56	-0,94	+0,34	238	74	0,81	+0,59	22	11	126	51	282	37
5	21 V 1970 10 14	338	44	-0,91	+0,41	230	74	0,66	+0,75	20	19	126	39	271	45
6	6 IX 1973 10 04	59	52	0,89	-0,15	312	70	-0,76	-0,65	358	42	200	45	99	11
7	6 IX 1973 10 11	51	54	+0,91	-0,42	306	70	-0,79	0,62	353	41	192	47	92	10
8	7 VI 1974 19 31	242	64	+0,64	-0,77	0	46	-0,79	0,62	31	10	132	35	291	52
9	27 X 1974 09 52	176	28	-0,97	+0,23	278	84	-0,45	+0,89	121	34	11	27	252	45
10	1 XII 1974 13 54	152	58	-0,57	-0,82	280	46	+0,68	0,73	206	60	42	29	309	7
11	18 VI 1977 14 32	340	78	-0,95	-0,31	74	72	+0,97	-0,23	26	22	216	68	118	4
12	5 VII 1977 01 04	124	46	-0,19	+0,98	237	45	-0,21	+0,98	296	1	25	8	198	82
13	5 VII 1977 01 12	123	46	+0,45	+0,89	274	50	-0,42	+0,91	111	2	20	19	205	71
14	22 VIII 1978 22 18	4	46	0,74	-0,67	126	61	-0,62	0,79	333	9	237	32	75	57

первой изосейсты этих землетрясений равны, соответственно, 114° и 112° . При этом следует отметить, что Картлийское землетрясение имело форшок силой в 6 баллов ($M=4\frac{3}{4}$) примерно за 12 часов до основного толчка. Большая ось первой изосейсты форшока имеет азимут 30° и сильно отличается от направления северного глубинного разлома, к которому приурочен очаг Картлийского землетрясения [2, 4, 12, 14]. Следовательно, шестибалльный форшок служил прогностическим признаком появления разрушительного землетрясения. И действительно, Картлийское землетрясение проявилось в эпицентральной области с силой 8—9 баллов ($M=6$).

Остальные три землетрясения этой группы (24.I. 1959 г., 1.XII. 1974 г. и 18.VI. 1977 г.) приурочены к Мерсин-Аграханской линейamentной серии [3]. Азимут простирания разрыва в очаге этих землетрясений составляет $62\text{--}70^\circ$. При этом падение плоскости разрыва в очаге землетрясения 18 июня 1977 г. с $M=4$ направлено к северо-западу, а в очагах землетрясений 24 января 1959 г. и 1 декабря 1974 г. с $M<4$ — к юго-востоку. В первом случае произошел, в основном, левосторонний сдвиг, а в двух последних — сброс. В первом случае, когда магнитуда землетрясения $M=4$, ось сжатия ориентирована в близмеридиональном, а ось растяжения — в близширотном направлениях. При этом обе оси близгоризонтальны. В двух последних случаях, когда магнитуда землетрясений $M<4$, ось сжатия близвертикальна, а ось растяжения горизонтальна.

К этой линейamentной зоне, по-видимому, приурочены также очаги восьмибалльного Табакурского землетрясения 7 мая 1940 г. [4, 11, 12, 14] и землетрясения 27 октября 1971 г. в районе Бакуриани. Землетрясение 27 октября 1974 г. с энергетическим классом $K=10$ характерно тем, что оси как сжатия, так и растяжения ориентированы в близширотном направлении и с горизонтальной плоскостью составляют угол $30^\circ < \epsilon \leq 45^\circ$. При этом землетрясении произошел правосторонний сдвиг.

С этой же Мерсин-Аграханской линейamentной серией связан очаг Боржомского землетрясения 3 января 1970 г. Имеется хорошее соответствие между азимутами простирания разрыва в очаге землетрясения ($A=70^\circ$) и направлением большей оси первой шести-семибалльной изосейсты ($A=68^\circ$), построенной нами по данным макросейсмических обследований [1, 12, 16]. Падение плоскости разрыва в очаге направлено к северо-западу. Ось сжатия ориентирована в близмеридиональном направлении, а ось растяжения — в близширотном. В очаге землетрясения произошел, в основном, левосторонний сдвиг.

На рис. 2 приведены результаты изучения механизма очагов Боржомского землетрясения 3 января 1970 г., его форшока 31 декабря 1969 г. и афтершока 21 мая 1970 г., а именно даны направления разрывов и осей главных напряжений в плане. Цифры на рис. 2 соответствуют порядковым номерам землетрясений в табл. 1. Как следует из этого рисунка, динамические параметры очагов основного толчка и афтершока практически совпадают и сильно отличаются от динамических параметров очага форшока.

Азимут простирания плоскости разрыва в очаге форшока равен 133° , а азимут направления большей оси первой изосейсты, построенной нами по макросейсмическим наблюдениям [12, 16], равен 142° . Таким образом, направление разрыва в очаге форшока сильно отличается от направления Мерсин-Аграханского линейамента, к которому приурочен очаг Боржомского землетрясения. Следовательно, пятибалльный форшок ($M=4$) Боржомского землетрясения служит прогностическим признаком для основного семибалльного ($M=4\frac{3}{4}$) толчка.

Западнее эпицентра Боржомского землетрясения расположена Ахалцихско-Боржомская группа исследованных нами землетрясений. В эту группу входят три землетрясения с энергетическим классом $K=$

10. Два из этих землетрясений имели место 6 сентября 1973 г. и одно— 7 июня 1974 г. Плоскость разрыва в очагах этих землетрясений ($A = 141-152^\circ$) примерно совпадает с Транскавказским Насирия—Ставропольским линейментом [3]. Плоскости разрыва в очагах землетрясений 6 сентября 1973 г. падают к северо-востоку под углом $52-54^\circ$, а в очаге землетрясения 7 июня 1974 г.—к юго-западу под углом 64° к горизонту. Во всех трех случаях оси сжатия ориентированы в близ- меридиональном, а оси растяжения—в близширотном направлениях. В очагах землетрясений 6 сентября 1973 г. произошел в основном правосторонний сдвиг, а в очаге землетрясения 7 июня 1974 г.—взброс с правосторонним сдвигом.

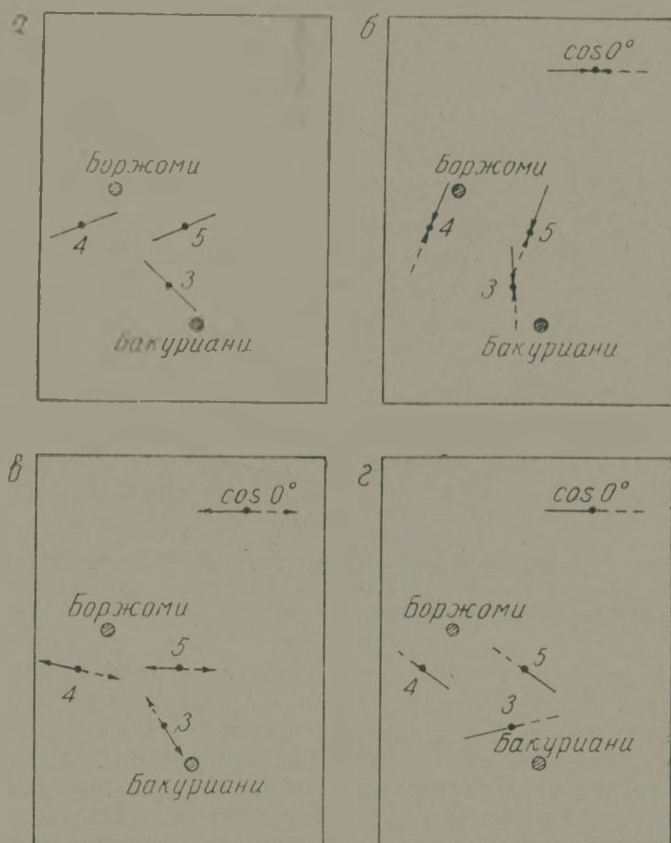


Рис. 2. Ориентация плоскостей разрывов и осей главных напряжений в очагах Боржомского землетрясения, его форшока и афтершока: а—ориентации плоскостей разрывов в очагах; б—ориентация осей напряжения сжатия; в—ориентация осей напряжения растяжения; г—ориентация осей промежуточного напряжения.

Следующая группа землетрясений, механизм очагов которых нами исследован, является самой западной в Аджаро-Триалетском регионе. В эту группу входят Аджаро-Гурийское землетрясение 20 мая 1959 г. с магнитудой $M=5\frac{1}{4}$ и два землетрясения, происшедшие 5 июля 1977 г. в районе Махарадзе. Очаги этих землетрясений приурочены к Аджаро-Гурийскому глубинному разлому [13]. Азимут простираения плоскости разрыва в очагах равен $34-38^\circ$. Падение плоскости разрыва направлено к юго-востоку под углом $46-48^\circ$ к горизонтальной плоскости.

Азимут простираения большой оси первой изосейсты Аджаро-Гурийского землетрясения, построенной нами по макросейсмическим данным [12, 15, 16], равен 37° . Ось сжатия в очаге ориентирована в мери-

диональном, а ось растяжения—в близширотном направлениях. Обе оси близгоризонтальны. В очаге этого землетрясения имел место левосторонний сдвиг.

При землетрясениях 5 июля 1977 г. оси сжатия ориентированы горизонтально в близширотном направлении, а оси растяжения—вертикально в близмеридиональном направлении. В очагах землетрясений 5 июля 1977 г. произошел взбросо-надвиг.

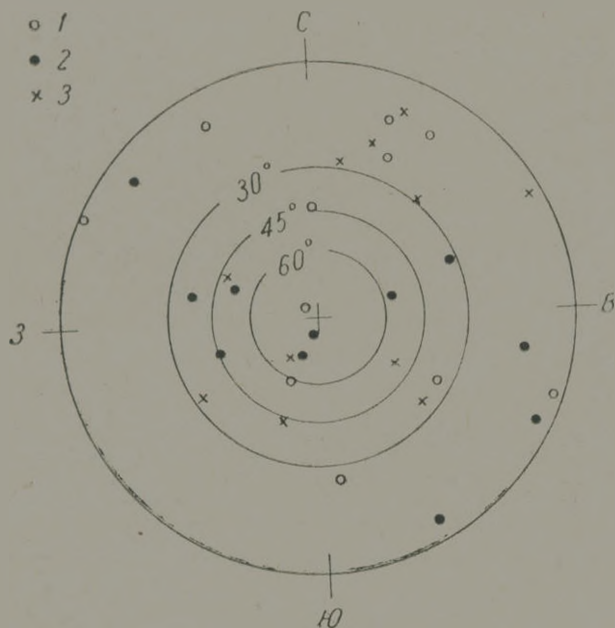


Рис. 3. Ориентация осей главных напряжений в очагах землетрясений Аджаро-Триалетского региона: 1—оси напряжения сжатия; 2—оси напряжения растяжения; 3—оси про межуточного напряжения.

На рис. 3 на сетке Вульфа дана ориентация осей главных напряжений в очагах землетрясений Аджаро-Триалетского региона. Как следует из этого рисунка, оси главных напряжений в общем не имеют преимущественного направления. Однако, проведенный анализ по отдельным землетрясениям показывает, что оси сжатия для сильных землетрясений с магнитудой $M \geq 4$ ориентированы близгоризонтально в меридиональном или близмеридиональном направлении, а оси растяжения—под различными углами к горизонту в широтном или близширотном направлении.

При землетрясениях с магнитудой $M < 4$ такой ориентации осей главных напряжений в очагах землетрясений Аджаро-Триалетского региона не наблюдается.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 10.XII.1986.

Ն. Կ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ԱԶԱՐԱ-ԹՐԻԱԼԵՏԻ ՄԱՐԶԻ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ՕԶԱՆՆԵՐԻ ՄԵՆԱՆԻՉՄԸ

Ա. մ. փ. ո. փ. ո. լ. մ.

Աշարա-Թրիալեթի մարզը գրավում է Փոքր Կովկասի բնատարածքի հյուսիսային մասը, որտեղ շատ ուժեղ երկրաշարժերը փոքրաթիվ են: 1275—1980 թթ. ընթացքում տեղի ունեցած 74 հիմնական երկրաշարժերից միայն յոթն են ունեցել $M \geq 5$ մագնիտուդա:

Հողվածում բերված են մարզի երկրաշարժերի օջախների մեխանիզմի ուսումնասիրման արդյունքները: Ուսումնասիրված է նշված շրջանում 1950 թ. մինչև 1980 թ. տեղի ունեցած 14 երկրաշարժերի օջախների մեխանիզմը: Հստ որում ուսումնասիրվել են նաև շրջանի բոլոր խոշոր երկրաշարժերի ($M \geq 4$) օջախների մեխանիզմը ևս: Ստացված հիմնական տվյալները բերված են 1-ին աղյուսակում:

Աջարա-Թրիալեթի մարզի երկրաշարժերի օջախների հետազոտությունը կատարվել է ըստ Ա. Վ. Վեդենսկայայի մեթոդի, որի հիմքում ընկած է տեղախախտման տեսությունը: Տվյալներ են ստացված օջախներում խզումների երկու հնարավոր հարթությունների կողմնորոշման և այդ հարթություններով շարժման ուղղության վերաբերյալ: Հետազոտվող բնատարածքի համար որոշված է երկրաշարժերի օջախներում գլխավոր լարումների առանցքների ուղղությունը: Ստացված տվյալներն ամփոփված են 2-րդ աղյուսակում, որոնց համաձայն գլխավոր լարումների առանցքները շունեն գերակշիռ ուղղվածություն: Սակայն առանձին երկրաշարժերի տվյալների վերլուծությունը ցույց է տալիս, որ ուժեղ երկրաշարժերի ($M \geq 4$) դեպքում և եղման լարումների առանցքները հորիզոնականին մոտ են և կողմնորոշված են միջօրեականի կամ մերձմիջօրեական ուղղությամբ, իսկ ձգման լարումների առանցքները հորիզոնի հետ կազմում են տարբեր անկյուններ և կողմնորոշված են լայնակի կամ լայնակիին մոտ ուղղությամբ: Մարզի երկրաշարժերի օջախներում ազդող գլխավոր լարումների առանցքների նմանօրինակ կողմնորոշում չի դիտվում, երբ երկրաշարժի մագնիտուդան $M < 4$:

Ստացված աղյուսակները համեմատված են մարզում տեկտոնական ուսումնասիրությունների և տիեզերանկարների վերծանման միջոցով ի հայտ բերված լինեամենտների հետ:

N. K. KARAPETIAN

THE ADJARIAN-TRIALETIAN REGION EARTHQUAKES FOCI MECHANISM

A b s t r a c t

The Adjarian-Trialetian region earthquakes foci mechanism investigation results are brought in this paper. There are determined two possible rupture planes in the earthquakes foci, the movement components on these planes as well as the general stresses axes orientations in the earthquakes foci. The obtained results are compared with the tectonics of the region as well as with the lineaments exposed by the space imagery investigation methods.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Айвазишвили Н. В., Ахалбедашвили А. М., Лебедева Т. М. и др. Землетрясение 3 января 1970 г. в Боржомском районе. Тбилиси: Мецниереба, 1973, 56 с.
2. Айвазишвили Н. В., Папалашвили В. Г. Очерк сейсмической активности г. Гори. Тбилиси: Мецниереба, 1975.
3. Асланян А. Т., Дебадов А. С., Караханян А. С. и др. О возможности применения результатов дистанционного зондирования из космоса для интерпретации пространственного распределения сейсмичности (на примере Анатолийско-Армянско-Иранского региона).—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, XXXIV, № 6, с. 3—11.
4. Бюс Е. И. Сейсмические условия Закавказья. Тбилиси: Изд. АН ГССР, 1948, 304 с.

5. Введенская А. В. Исследования напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука, 1969, 134 с.
6. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Т. П. Сейсмотектоника Армянской ССР. Ереван: Изд. Ереван. ун-та, 1981, 283 с.
7. Гамкрелидзе П. Д. Основные черты геологии Грузии в связи с ее глубинным строением.—В кн.: Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966, с. 9—21.
8. Землетрясения в СССР в 1978 году. М.: Наука, 1982, 232 с.
9. Карапетян Н. К. Чалдыранское землетрясение и механизм его возникновения.—Рукопись, деп. в ВИНТИ 30.09.82, № 5003—82, Деп., 28 с.
10. Карапетян Н. К. Механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья (сейсмические условия). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 228 с.
11. Лебедева Т. М. Макросейсмические материалы Табаскурского землетрясения 7.V. 1940 г.—Кварт. сейсм. бюлл., 13, № 1—4, Тбилиси: 1947.
12. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977, 536 с.
13. Цагарели А. Л. О связи мезозойско-кайнозойского вулканизма Грузии с глубинными разломами.—В кн.: Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966, с. 103—112.
14. Цхакая А. Д. Сейсмичность Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья и прилегающих районов.—Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, 1957, т. 16, с. 177—219.
15. Цхакая А. Д., Майсурадзе О. М. Аджаро-Гурийское землетрясение 20 мая 1959 г.—Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, т. XXI, Тбилиси: 1963.
16. Цхакая А. Д., Папалашвили В. Г. Сейсмические условия Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1973, 116 с.
17. Шебалин Н. В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974, 54 с.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, XL, № 5, 52—60, 1987.

УДК:551.510.42:551.501.8

В. КУШЛЕР, А. В. ГРИГОРЯН

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИНФОРМАЦИИ ВЕРТИКАЛЬНОГО СОДАРА ДЛЯ ОЦЕНКИ ПОТЕНЦИАЛА ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ

Впервые уровень потенциала загрязнения атмосферы (ПЗА) определен на основе анализа результатов зондирования вертикальным содаром. Результаты анализа некоторых типичных содарограмм и синоптической ситуации исследуемого региона сопоставлены с уровнем ПЗА и с измеренными значениями концентрации SO_2 . Предлагается в будущем использовать информацию, полученную с помощью содаров для оценки ПЗА.

При изучении характеристик пограничного слоя атмосферы (ПСА) пользуются прямыми и косвенными методами исследования атмосферы. Косвенные методы исследования ПСА в основном имеют те привилегии, что дают возможность без особых затруднений и материальных затрат определять метеорологические элементы. В последнее время начаты инструментальные исследования характеристик нижнего ПСА с помощью разных радиоакустических и акустических приборов: радаров, содаров и т. д. Одна из разновидностей содаров—вертикальный содар, является специальным моностатическим, акустическим прибором и предназначен для проведения косвенных измерений на базе звукового зондирования атмосферы, основанного на принципе передачи коротковолнового акустического импульса и приема отраженной его части. Первые теоретические предпосылки для акустического зондирования атмосферы даны в работах [5, 6]. Как известно, при прохождении звуковых волн через неоднородную среду (где меняется коэффициент преломления атмосферы, следовательно и скорость распространения звуковых сигналов) начинается процесс рассеивания волн, вызванный турбулентными флуктуациями температуры и скорости ветра. Коэффициент преломления атмосферы изменяется прежде всего в зависимости от температурной стратификации атмосферы и вертикального профиля ветра. Интенсивность рассеянной в атмосфере части

5. Введенская А. В. Исследования напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука, 1969, 134 с.
6. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Т. П. Сейсмотектоника Армянской ССР. Ереван: Изд. Ереван. ун-та, 1981, 283 с.
7. Гамкрелидзе П. Д. Основные черты геологии Грузии в связи с ее глубинным строением.—В кн.: Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966, с. 9—21.
8. Землетрясения в СССР в 1978 году. М.: Наука, 1982, 232 с.
9. Карапетян Н. К. Чалдыранское землетрясение и механизм его возникновения.—Рукопись, деп. в ВИНТИ 30.09.82, № 5003—82, Деп., 28 с.
10. Карапетян Н. К. Механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья (сейсмические условия). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 228 с.
11. Лебедева Т. М. Макросейсмические материалы Табаскурского землетрясения 7.V. 1940 г.—Кварт. сейсм. бюлл., 13, № 1—4, Тбилиси: 1947.
12. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977, 536 с.
13. Цагарели А. Л. О связи мезозойско-кайнозойского вулканизма Грузии с глубинными разломами.—В кн.: Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966, с. 103—112.
14. Цхакая А. Д. Сейсмичность Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья и прилегающих районов.—Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, 1957, т. 16, с. 177—219.
15. Цхакая А. Д., Майсурадзе О. М. Аджаро-Гурийское землетрясение 20 мая 1959 г.—Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, т. XXI, Тбилиси: 1963.
16. Цхакая А. Д., Папалашвили В. Г. Сейсмические условия Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1973, 116 с.
17. Шебалин Н. В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974, 54 с.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, XL, № 5, 52—60, 1987.

УДК:551.510.42:551.501.8

В. КУШЛЕР, А. В. ГРИГОРЯН

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИНФОРМАЦИИ ВЕРТИКАЛЬНОГО СОДАРА ДЛЯ ОЦЕНКИ ПОТЕНЦИАЛА ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ

Впервые уровень потенциала загрязнения атмосферы (ПЗА) определен на основе анализа результатов зондирования вертикальным содаром. Результаты анализа некоторых типичных содарограмм и синоптической ситуации исследуемого региона сопоставлены с уровнем ПЗА и с измеренными значениями концентрации SO_2 . Предлагается в будущем использовать информацию, полученную с помощью содаров для оценки ПЗА.

При изучении характеристик пограничного слоя атмосферы (ПСА) пользуются прямыми и косвенными методами исследования атмосферы. Косвенные методы исследования ПСА в основном имеют те привилегии, что дают возможность без особых затруднений и материальных затрат определять метеорологические элементы. В последнее время начаты инструментальные исследования характеристик нижнего ПСА с помощью разных радиоакустических и акустических приборов: радаров, содаров и т. д. Одна из разновидностей содаров—вертикальный содар, является специальным моностатическим, акустическим прибором и предназначен для проведения косвенных измерений на базе звукового зондирования атмосферы, основанного на принципе передачи коротковолнового акустического импульса и приема отраженной его части. Первые теоретические предпосылки для акустического зондирования атмосферы даны в работах [5, 6]. Как известно, при прохождении звуковых волн через неоднородную среду (где меняется коэффициент преломления атмосферы, следовательно и скорость распространения звуковых сигналов) начинается процесс рассеивания волн, вызванный турбулентными флуктуациями температуры и скорости ветра. Коэффициент преломления атмосферы изменяется прежде всего в зависимости от температурной стратификации атмосферы и вертикального профиля ветра. Интенсивность рассеянной в атмосфере части

излученных звуковых волн определяется с помощью формулы для расчета сечения рассеяния (функции распределения)

$$\sigma(\theta) = 0,055 \lambda^{-1/3} \cos^2 \theta \left[\frac{C_V^2}{\bar{C}^2} \cos^2 \frac{\theta}{2} + 0,13 \frac{C_T^2}{\bar{T}^2} \right] \left(\sin \frac{\theta}{2} \right)^{-11/3}, \quad (1)$$

где $\sigma(\theta)$ — поперечное сечение рассеянной части волны, θ — угол рассеяния, $\bar{C}$ — средняя скорость звука, $\bar{T}$ — средняя абсолютная температура, λ — волновой вектор падающей волны. C_T^2 и C_V^2 являются структурными параметрами соответственно флуктуации температуры и скорости ветра. Отметим, что при дифференцировании отношения (1) флуктуациями влажности пренебрегают.

Из приведенного уравнения можно сделать следующие выводы:

— рассеяние вперед существенно преобладает над рассеянием назад (см. член $\sin(\theta/2)^{-11/3}$);

— при $\theta = \pi = 180^\circ$ температурные флуктуации (C_T^2) способствуют рассеянию волн, а при $\theta = 90^\circ$ рассеяние отсутствует;

— $\sigma(\theta)$ исключительно определяется через турбулентные флуктуации при масштабе $\lambda/2 \cdot \sin(\theta/2)$ для $\theta = 180^\circ$ и соответственно, при обратном рассеянии определяется через турбулентные элементы в масштабе $\lambda/2$ [9].

С помощью вертикального содара измеряется интенсивность обратного рассеяния ($\theta = 180^\circ$).

После упрощения уравнение (1) принимает вид:

$$\sigma(\theta) = 0,00715 \lambda^{-1/3} \cdot \frac{C_T^2}{\bar{T}^2}. \quad (2)$$

Это означает, что интенсивность эхосигнала зависит только от интенсивности температурных флуктуаций (при данной длине волны), поэтому C_T^2 можно определить по интенсивности рассеянного сигнала [1]:

$$C_T^2 = Br^2 e^{2\alpha r} \bar{u},$$

где α — коэффициент затухания звуковой волны, r — расстояние до рассеивающего объема, B — коэффициент, зависящий от параметра локализатора, $\bar{u}$ — амплитуда сигнала на выходе электроакустического преобразователя.

Температурный структурный параметр C_T^2 описывает среднюю квадратичную температурную разность между двумя пунктами с шагом Δz :

$$C_T^2 = \left(\frac{T(z) - T(z + \Delta z)}{\Delta z^{1/3}} \right)^2, \quad (3)$$

где z — высота над подстилающей поверхностью (м), T — температура (К).

Определение грации C_T^2 проводится по уравнению:

$$P_E = K \cdot \frac{L^2}{R^2} \cdot \frac{C_T^2}{\bar{T}^2}, \quad (4)$$

где P — мощность приемника, K — постоянная величина, L — глушение, T — абсолютная температура, R — объем рассеяния.

На мощность приема вертикального содара существенно влияют с одной стороны C_T^2 и с другой — технические параметры приборов и глушение в атмосфере (зависящее от влажности и температуры).

Временно-пространственные регистрации эхосигнала называются содарограммами. С помощью анализа содарограмм можно прежде всего узнать следующие явления или структуры:

—приземная инверсия	}	образование, развитие, мощность, высота границ, эволюция, разрушение
—приподнятая инверсия		
—конвекция		
—движение волн в ПСА		
—динамическая турбулентность		(турбулентность, возбужденная ветром).

Интерпретация содарограмм иногда затрудняется тем, что параметр C_T^2 одновременно связан с температурными и турбулентными структурами, а также описывает связь между ними. Существуют два механизма, которые приводят к повышению значения C_T^2 — конвекция и сильная турбулентность, развивающаяся особенно у границ инверсий.

Если потенциальная температура воздуха по высоте повышается, то за короткий промежуток времени поднимающиеся объемы воздуха могут иметь разные потенциальные температуры. Вследствие этого в маленьком объеме воздуха могут появляться относительно большие температурные разности и соответственно высокие значения C_T^2 . Кроме того, у нижней границы приподнятых инверсий часто образуются зоны сильного ветра и повышенной турбулентности. Анализ эхосигнала на содарограмме выявляет соответственные зоны повышенной неустойчивости у границ инверсии. Температурные флуктуации могут существовать и внутри инверсионных слоев, при достаточно сильных ветрах [7]. При наличии инверсии на содарограммах появляются горизонтальные структуры слоев (очерченные полосы на регистрационных бумагах). При конвекции же появляются неравномерные вертикальные зубчики, которые начиная от уровня земли ослабевают с высотой. Эхосигналы получаются и от турбулентных движений, проявляющихся вследствие образования конвективных термиков. С высотой эти объемы воздуха перемешиваются с окружающим воздухом, что отмечается и на содарограммах: контуры структур с высотой ослабевают и постепенно исчезают. При детальном анализе этих структур можно заметить очень узкие области без эхосигнала. Это зоны нисходящих движений, расположенных среди конвективных элементов воздуха. Вместе с слабо вычерченным основным механизмом на содарограмме иногда прослеживаются и так называемые атмосферные тяжелые волны, связанные с периодическими колебаниями атмосферы. Такие волны появляются при прохождении атмосферных фронтов или бури.

С помощью содарограмм можно провести грубую классификацию устойчивости атмосферы. Часто на них довольно четко можно определить структуры соответственных зон ночных приземных инверсий (устойчивое состояние) или дневных конвекций (неустойчивое состояние). Детальное же определение устойчивости атмосферы проводится с помощью доплер-содара, работа которого основана на том же принципе — приеме и передаче звуковых сигналов. Частота обратно рассеянного импульса различается от частоты излучаемого сигнала, вследствие эффекта Доплера, имевшего место на неоднородностях воздуха, перемещающихся ветром. С помощью измерения доплеровского смещения частоты рассеянного сигнала определяется скорость ветра, а с вертикально ориентированной антенной можно измерить и колебания вертикальной компоненты скорости ветра. С наклонными антеннами (под углом γ) измеряются горизонтальные компоненты ветра u и v . Для этого вместе с вертикально ориентированной антенной берутся две антенны (с углом наклона $\approx 30^\circ$ и под углом 90° между собой). Вертикальная антенна дает возможность определить C_T^2 (аналогично вертикаль-содару).

В Институте им. Г. Герца АН ГДР разработан акустический, моностатический вертикальный содар с дополнительным электронным устройством — глушителем шумов (единственным пока в своем роде). Это дает возможность использовать его для регистрации характеристик

ПСА городов и промышленных центров, где обычно имеется высокий шумовой фон. Свое первое испытание прибор прошел в регионе г. Лейпцига, в период 30.11.1985—28.02.1986 г.г., вследствие чего получены некоторые интересные результаты, анализ которых представлен в этой работе.

Некоторые важные характеристики прибора «вертикаль-содара ЭХО—1» приведены в табл. 1.

Таблица 1

Антенна	Частота сигнала	Мощность	Длина импульса	Частота повторения	Полосы исследований
Параболическая =120 см	1,66 кГц	50 Вт	150 мкс	10 с 20 с	I 12,5—400 м II 25—800 м III 50—1600 м

Анализ некоторых типичных результатов зондирования ПСА вертикальным содаром

Сразу же отметим, что регион Лейпцига, где был расположен моностатический вертикальный содар—«Эхо 1», оказался очень шумным, вследствие близости автотрасс с интенсивным движением, поэтому полученные содарограммы не имели высокой четкости.

Вследствие этого затруднялось проведение количественной оценки исследуемых величин. Однако содарограммы, полученные в период эксперимента, представили важную, довольно доступную и удобную для интерпретации информацию. Здесь приведем анализ некоторых типичных содарограмм, имеющих наиболее ясные и ярко выраженные структуры. Одновременно рассмотрим и проанализируем комплексную связь между регистрациями содара, синоптической ситуацией (имевшей место в данный период в исследуемом регионе), метеорологическими данными, уровнями концентраций примесей в атмосфере Лейпцига и уровнем ПЗА, определенным по параметру G . Последняя величина, предложенная в работах [2, 3], дает возможность определить ПЗА, с учетом сложной орографии местности. В работах [4, 8] предлагается усовершенствованный вариант параметра ПЗА G в следующем виде:

$$G = \mu_0 \omega_n^i [u_n (2 - \cos \alpha)]^r, \tag{5}$$

где $\omega_n = \omega_0 / v_*$ — масштаб вертикальных токов атмосферы, $u_n = u_0 / v_*$ масштаб горизонтальной составляющей ветра, α — угол между направлением ветра и осью, связывающей центр исследуемого региона с центром области, где происходит основная часть выбросов (при отсутствии подобной области α принимается равной 90°), $i=2$ при $\text{sign} \omega_n \neq \text{sign} \mu_0$; $i=-2$ при $\text{sign} \omega_n = \text{sign} \mu_0$; $r=-1$, при $\mu_0 > 0$ и $r=1$ при $\mu_0 < 0$, кроме случая ветров со скоростью $2 < v < 6$ м/сек (при этом принимается $\alpha=90^\circ$). Как известно, при распространении и диффузии примесей в атмосфере или образовании уровня ПЗА, очень большую роль играют инверсии и, в частности, приподнятые инверсии. Часто необходимо иметь информацию о характеристиках инверсии (особенно о высоте нижней границы приподнятых инверсий). Как уже отмечалось выше, в областях сильного ветра образуются поля с повышенной турбулентностью, вертикальные размеры которых, помимо характеристик инверсий, довольно легко определяются с помощью содарограмм. Так, на рис. 1 представлены результаты зондирования ПСА региона Лейпцига вертикальным содаром 3.2. 1986 г., в вечерние часы (в работе использовано средневропейское зимнее время). Здесь можно заметить двойную структуру: верхнюю, с приподнятой инвер-

сией, нижняя граница которой расположена на высоте около 300—400 м, и нижнюю, с слоем сильной турбулентности, вызванной ветром. В период измерений зарегистрированы значения скорости ветра в интервале 6÷9 м/сек. В этот же день на синоптической карте Европы можно четко определить как область низкого давления, расположенного на территории Франции и западной части Средиземного моря, так и область высокого давления над территорией северо-восточной части Европы. Среди этих двух барических систем образовалась ложбина, расположенная над центральной Европой, где были перенесены

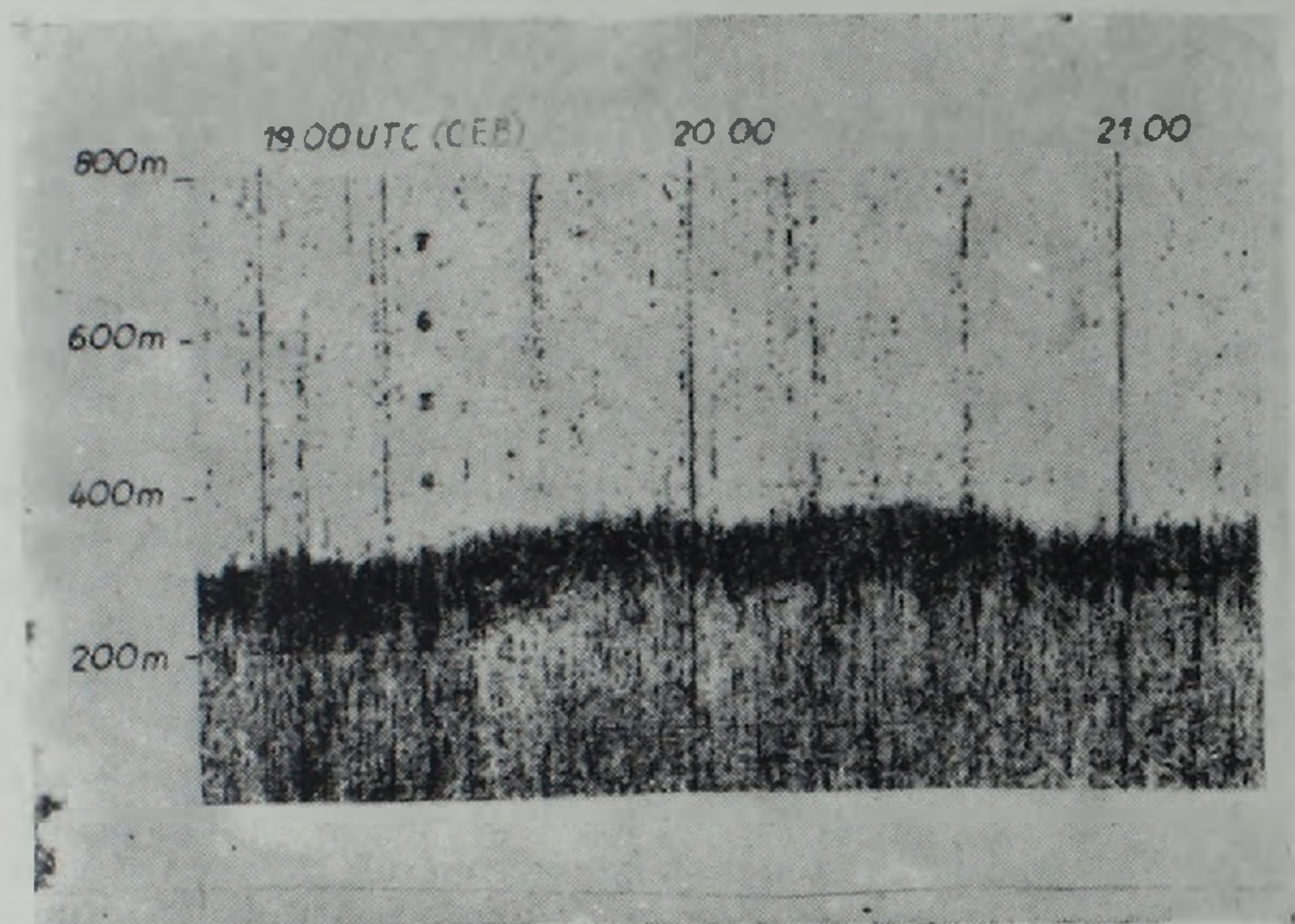


Рис. 1. Содарограмма за 03.02.1986, Лейпциг.

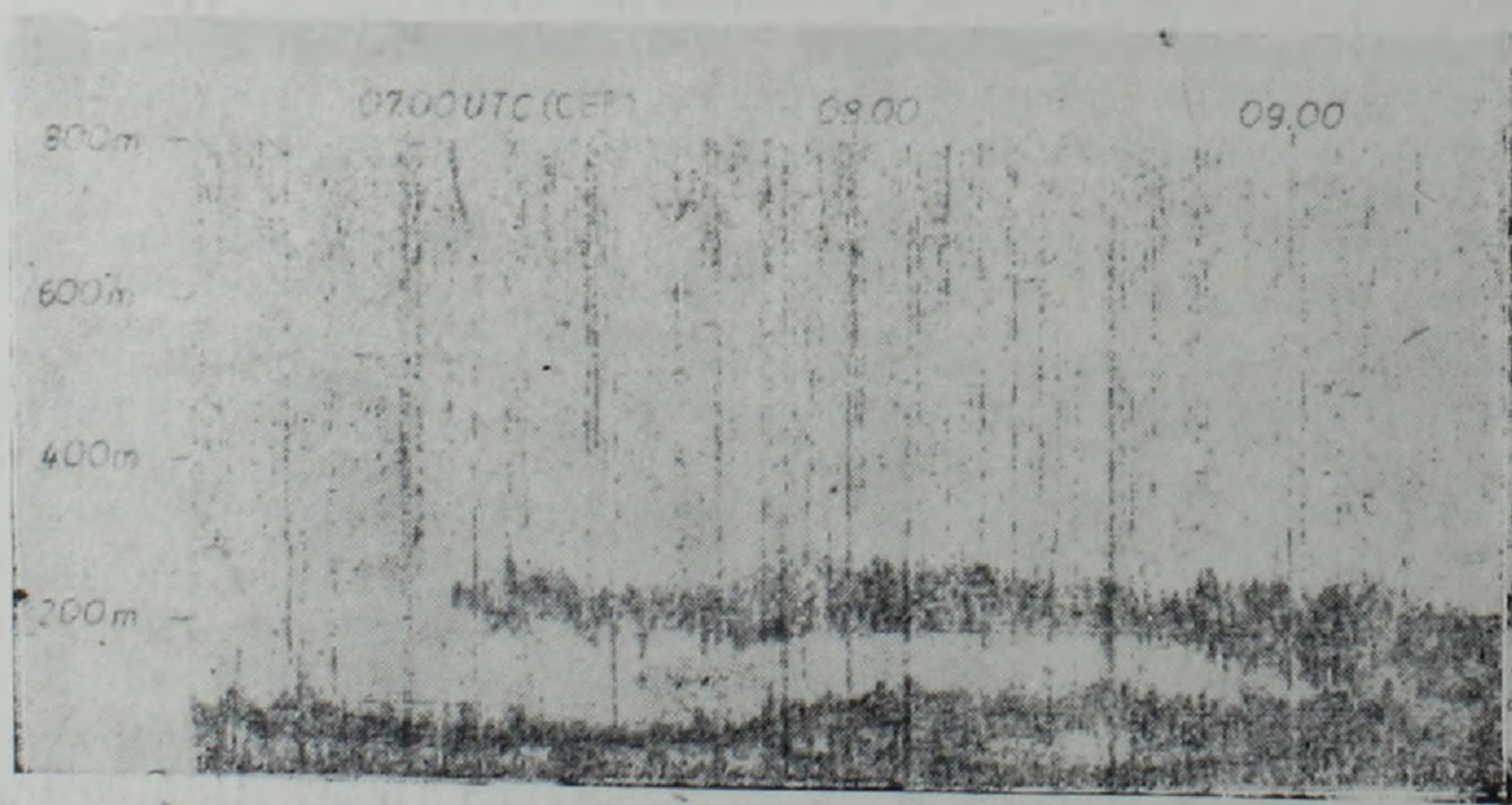


Рис. 2. Содарограмма за 12.02.1986, Лейпциг

холодные массы воздуха со стороны Европейской части территории СССР. Адвекция холодных масс воздуха сопровождалась умеренными и сильными ветрами и восходящими вертикальными токами атмосферы, что способствовало относительному понижению ПЗА в данном регионе. По данным регионального института гигиены г. Лейпцига, концентрация SO_2 в 18.00 час была $q=1,2$ о. е. (относительных единиц). Сравнительно низкое значение SO_2 вполне соответствует результатам

вышеприведенного анализа: приподнятая инверсия с высокорасположенной нижней границей (находящейся выше эффективных высот труб) и развитая в подинверсионном слое турбулентность (с высокими значениями скорости ветра в слое) способствуют образованию низкого уровня загрязнения. Значения же параметра ПЗА G для этого периода рассчитываются по следующим данным: $u_n = -10$, $\alpha = 90^\circ$ («загрязняющим» направлением ветра для региона Лейпциг принято направление СЗ), а рассчитанные значения $\mu_0 = -2$, $w_n = 0.3$. Для параметра ПЗА получается значение $G = -4$ (по таблице классификации ПЗА, предложенной в работах [4, 8], уровень ПЗА относительно низкий—класс—3).

На рис. 2 представлена содарограмма, полученная для утренних часов 12.02. 86 г. Здесь четко вычерчивается горизонтальная структура приземной инверсии мощностью 100—150 м, которая далее связывается с слоем приподнятой инверсии, формирующейся после 07.00 часов в данном регионе. По данным метеорологических наблюдений, в 07.30 часов здесь образовались слоистые облака типа StFr, а около 12.00 часов небо было полностью покрыто облаками. Погода в этот день была сформирована под влиянием области высокого давления, которая продвигалась в этот период по северной части центральной Европы. Как известно, вследствие нисходящих токов в антициклонах формируются мощные слои приподнятых инверсий—«инверсии оседания», что и выражено на содарограмме (верхняя структура на рис. 2). Вся центральная Европа была под влиянием холодных континентальных масс воздуха. Вследствие устойчивой стратификации, образования полного низкого облачного покрова и, в частности, слияния обеих горизонтальных структур сформировалась мощная приземная инверсия. С этим и с нисходящими движениями воздуха (имевшими место в антициклонах) связывается образование высокого уровня ПЗА. Значение концентраций SO_2 , измеренное в данный период (в 12.00 часов), $q = 5.2$ о. е. Параметр ПЗА G рассчитывается по данным: $\mu_0 = 1$, $w_n = -1$, $u_n = 10$, $\alpha = 90^\circ$ и равен $G = 20$ (уровень ПЗА—высокий, класс ПЗА—6).

На рис. 3 представлена содарограмма, полученная в ночь 24.02—25.02. 86 г. В этот период арктические холодные массы воздуха вследствие северного переноса верхней фронтальной зоны перемещались в сторону центральной Европы, по направлению ССВ. Отрог одного из этих течений, проходя через исследуемую область, вызвал снегопад в

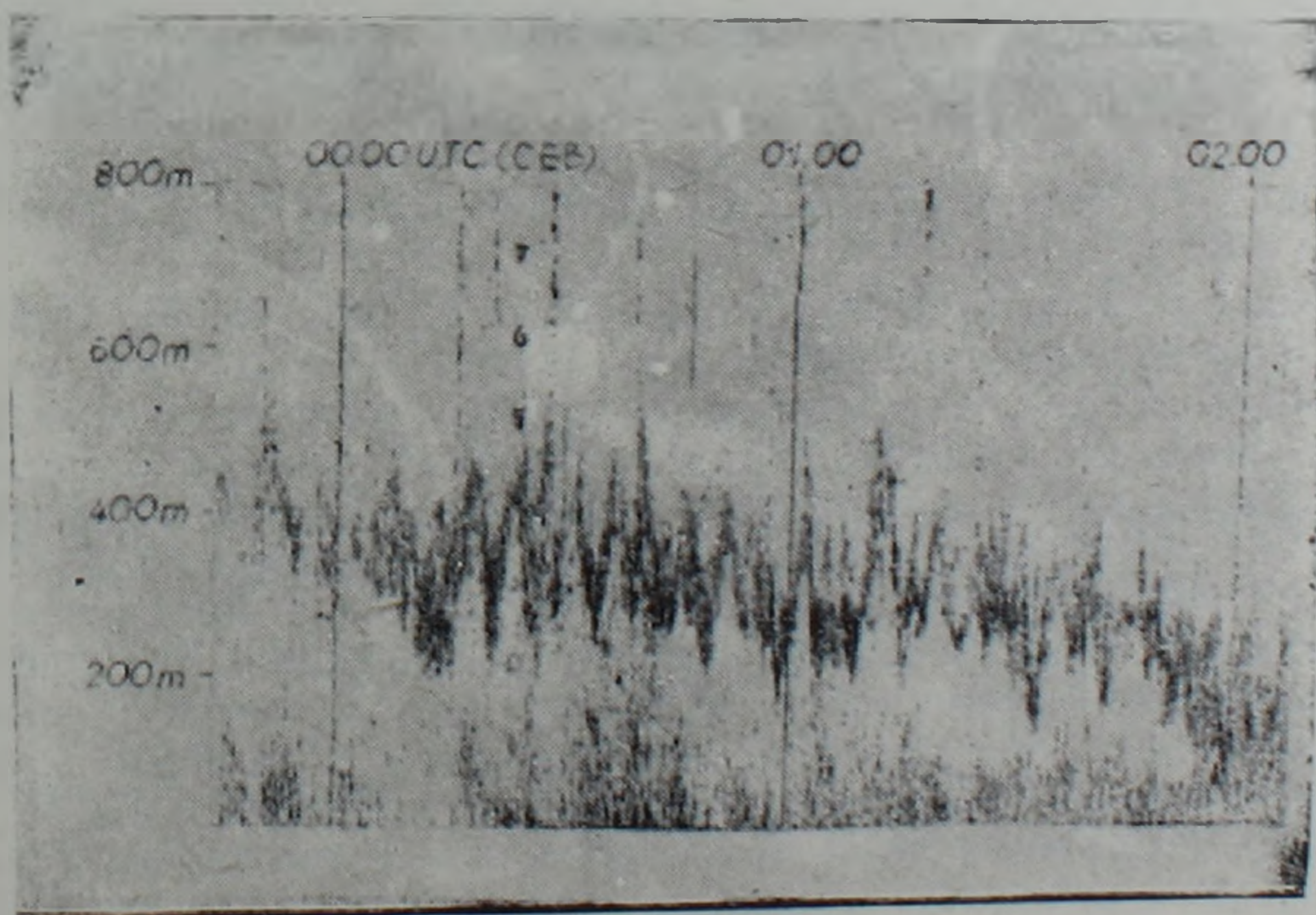


Рис. 3. Содарограмма за 25.02.1986, Лейпциг.

ночь 24.02—25.02. 86. На содарограмме можно заметить спускающуюся приподнятую горизонтальную структуру с характерными чертами ярко выраженных волновых движений. Эти волны имеют амплитуду длиной приблизительно 150 м и период меньше 5 мин. К сожалению, весьма затруднительно что-либо определенное сказать о типе вышеотмеченной приземной структуры (по всей вероятности, мы имеем дело с вертикальным расслоением атмосферы). В период с 23.00 до 02.00 часов исследуемый регион являлся зоной слабых ветров. Параметр ПЗА, рассчитанный по значениям: $\mu_0=5$, $w_n=3$, $u_n=-10$, $\alpha=0^\circ$, составляет $G=5$. И при этом случае повышение концентрации SO_2 связывается с понижением уровня приподнятой структуры. Все же надо отметить, что эти многократные горизонтальные структуры довольно трудно поддаются интерпретациям. При этом часто получается множество горизонтально расслоенных отдельных структур, которые порою являются очень изменчивыми в своем временно-пространственном режиме. Можно четко определить, что эти содарограммные структуры всегда связаны с ярко выраженными устойчивыми состояниями ПСА. Многократные горизонтальные структуры могут довольно часто наблюдаться в ночное время. Так, на рис. 4 замечаются отдельные горизонтальные структуры, частично свидетельствующие об изменчивом временно-пространственном режиме ПСА изучаемого региона. Многократные структуры могут появляться и в дополуденные и послеполуденные часы, с расположением нижней горизонтальной структуры чуть выше в утренние часы. Характерная синоптическая ситуация, имевшая место 12.02.86 г., продолжалась и 13.02.86г. Значение концентрации 13.02.86г.

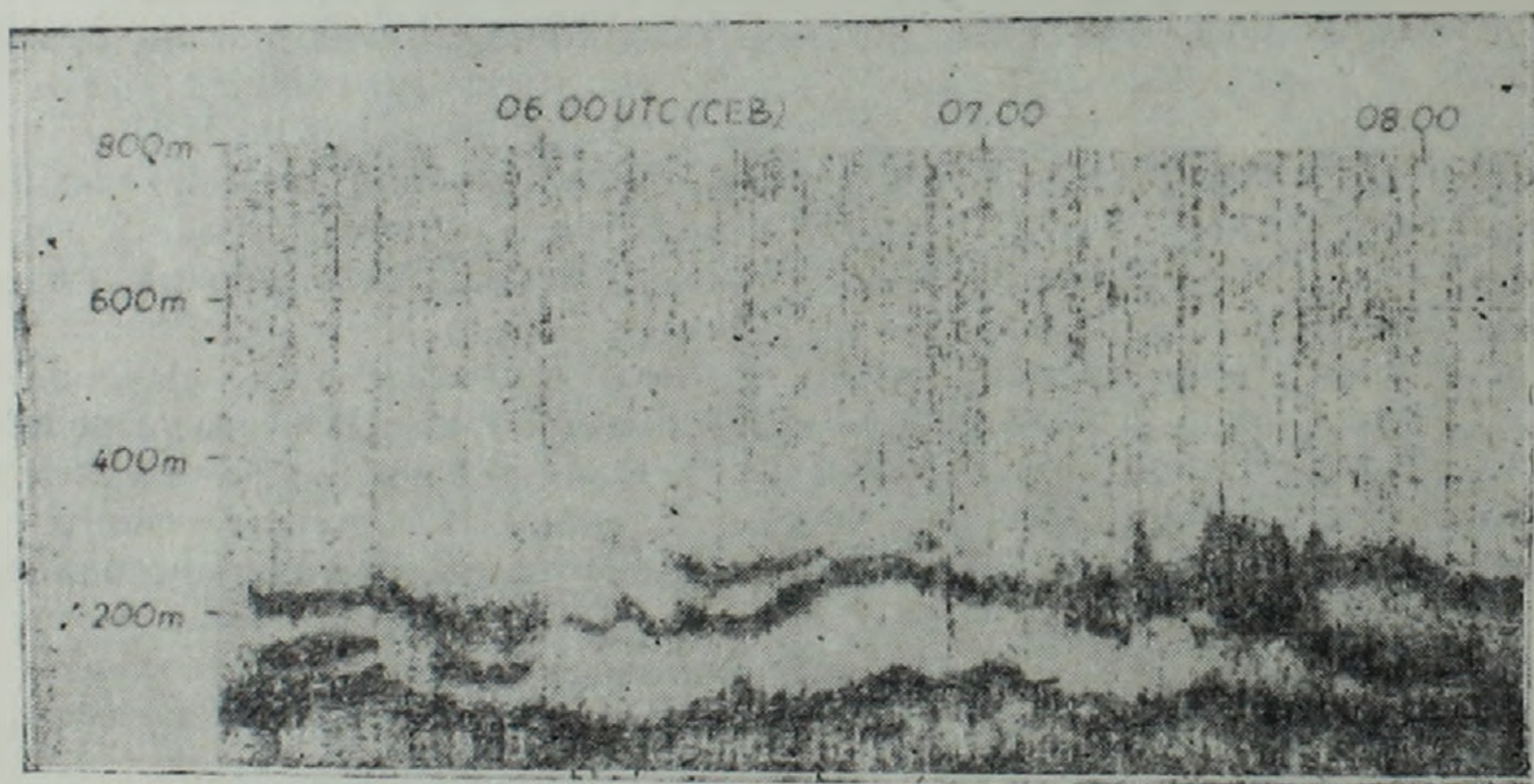


Рис. 4. Содарограмма за 13.02.1986, Лейпциг.

равно: $q=2,8$ о. е. (для 12.00 часов) $\div 3,6$ о. е. (для 19.00). Параметр $G=12$ (рассчитан по данным: $\mu_0=2$, $w_n=-0,9$, $u_n=10$, $\alpha=45^\circ$). Характеристики ПСА, полученные на основе анализа содарограмм, являются важными элементами для изучения режима загрязнения ПСА. Наиболее удовлетворительные результаты можно получить при учете метеорологических параметров, характеризующих ПЗА. Так, в таблице 2 сопоставлены значения концентраций SO_2 с состоянием ПСА (типы инверсии обозначены: ВІ—приземная инверсия, FІ—приподнятая инверсия), определенным по содарограмме, с классами скорости ветра. Результаты сопоставления подтверждают ожидаемые отношения между инверсией и уровнем загрязнения примесей в ПСА Лейпцига. Существование приземных и приподнятых инверсий в общем является далеко неполным критерием образования высокого ПЗА. В частности, в период наших исследований приземные инверсии имели

место почти каждый день в утренние часы и разрушались, в основном, уже после восхода солнца, не сохраняясь до полудня. Вследствие этого уровень ПЗА не был высоким. Относительно высокий ПЗА формировался, когда инверсионные структуры сохранялись и в послеполу-денные часы. Именно в этих случаях и были зафиксированы относи-тельно высокие значения концентраций примесей.

Таблица 2
Состояние атмосферы, скорость ветра и значения концентраций
в атмосфере Лейпцига (в период наших исследований)

	В р е м я			
	00.00	06.00	12.00	18.00
	Концентрация O ₂			
<3 м/с	1,7	1,3	1,5	1,4
>3 м/с	0,8	0,9	0,8	0,8
Вl	1,0	1,0	2,2	1,1
Fl	1,7	0,9	1,4	1,2
Вl <3 м/с	1,7	1,6	2,8	1,3
Вl >3 м/с	9,8	0,8	1,3	1,0
Fl <3 м/с	2,2	1,0	1,8	2,0
Fl >3 м/с	0,7	1,0	1,1	0,9

Итак, с помощью содарограмм можно провести оценку термоди-намического состояния нижнего ПСА и вместе с дополнительной ин-формацией о скорости ветра определить и прогнозировать уровень ПЗА городов. При дальнейшем включении информации от содаров в решение задач загрязнения атмосферы можно успешно бороться за понижение уровня концентрации вредных примесей, образованных в городском воздухе.

Отметим, что представленные результаты и их анализ являются первой попыткой исследования связи между параметрами содарограмм и ПЗА региона городов.

В заключение выражаем благодарность зам. директора Института им. Г. Герца АН ГДР, проф. Х. Р. Леманну за разрешение использо-вать материалы эксперимента и за помощь, оказанную нам во время подготовки этой работы.

Метеорологическая служба ГДР.
Ереванский государственный университет

Поступила 18.II.1987.

Վ. ԿՈՒՇԼԵՐ, Ա. Վ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ

ՈՐՂՂԱԶԻԴ ՍՈՒԱՐԻՑ ՍՏԱՑՎԱԾ ՏԵՂԵԿՈՒԹՅԱՆ ՕԳՏԱԳՈՐԾՈՒՄԸ
ՄԹՆՈՒՈՐՏԻ ԱՂՏՈՏՎԱԾՈՒԹՅԱՆ ՊՈՏԵՆՑԻԱԸ ԳՆԱՀԱՏԵԼԻՍ

Ա. մ փ ո փ ո լ մ

Առաջին անգամը լինելով, մթնոլորտի աղտոտվածության պոտենցիալի (ՄԱՊ) մակարդակը որոշվում է ուղղաձիգ սողարից ստացված տեղեկության միջոցով: Աշխատանքը կատարված է Հայպցիդի շրջակայքում տեղադրված, ԿԴՀ ԳԱ Հ. Հերցի անվան ինստիտուտի կողմից նախագծված և պատրաստ-

ված սողարի օգնությամբ կատարված փորձարարական չափումների հիման վրա: Ստացված տիպիկ սողարագրամների և տվյալ բնատարածքի վրա մթնոլորտի եղանակագիտական և օդերևութաբանական վիճակների վերլուծության արդյունքները համադրվում են ծծմբային գազի քանակությունների չափված և ՄԱՊ-ի գնահատված արժեքների հետ: Նման համեմատությունը հնարավորություն կտա ապագայում, սողայից ստացվող տեղեկության հիման վրա կազմակերպել ՄԱՊ-ի կանխադուշակում:

V. KUSHLER, A. V. GRIGORIN

USING OF THE VERTICAL SODAR INFORMATION FOR THE ATMOSPHERIC POLLUTION POTENTIAL EVALUATION

A b s t r a c t

For the first time the atmospheric pollution potential (APP) level is determined by means of vertical sodar sounding results analysis. Some typical sodarograms and synoptical situation analysis results are compared with the APP level as well as the SO_2 concentrations measured values. It is suggested to use the information obtained by sodars for the evaluation of APP.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Герасюк Н. Е., Калистратова М. А., Карюкин Г. А., Мартвель Ф. Э., Нагеровский К. В.; Акустический докатор для исследования атмосферной турбулентности.—Изв. АН СССР, ФАО, 1981, т. 17, № 1, с. 98—102.
2. Григорян А. В. Изучение пограничного слоя атмосферы региона Армянской ССР применительно к задачам загрязнения атмосферы. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геогр. наук, ЛГМИ, 1983.
3. Григорян А. В. Новый параметр для определения потенциала загрязнения атмосферы.—З. Meteor., 1986, 36, 4, с. 276—277.
4. Григорян А. В. Исследование потенциала загрязнения атмосферы и методы его оценки.—З. Meteor., 37., 1987.
5. Обухов А. М. Рассеяние звука турбулентным потоком.—ДАН СССР, 1941, т. 80, с. 611—614.
6. Татарский В. И. Распространение волн в турбулентной атмосфере.—М.: Наука, 1967.
7. Dohrn R. Sodar—Messungen von Inversionen über dem Rheintal (Köln und Umgebung). Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität Köln N 32 (1981).
8. Grigorjan A. V. Eine Methode zur Bestimmung des Luftverunreinigungspotentials Z. Meteor., 37 (1987) (im Druck).
9. Salomonson S., Ivarsson I. Sodar measurements of the boundary layer during the field project „Stenungsund—77“. Report No. 50, Uppsala 1978.

Ф. А. АИРАПЕТЯН

СОПОСТАВЛЕНИЕ ВЕРХНЕОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ЮЖНОЙ АРМЕНИИ (ЛАНДЖАР) И СЕВЕРНОЙ ИТАЛИИ
(ПОССАНЬО)

Палеогеновые образования Ереванско-Ордубадской тектонической зоны представлены в основном терригенными (песчано-глинистыми) и карбонатными породами. Фаунистически охарактеризованные разрезы вычлени у сс. Малишка, Ринд, Агавнадзор, Намазалу, Шаган, Ланджар (Биралу), Эрцадзор (Чиман), Шорагбюр, Ацаван и т. д. Наиболее полный, богатый ископаемой фауной разрез имеется у с. Ланджар. Необходимо отметить, что разрез у с. Ланджар является одним из стратотипических разрезов палеогена СССР. Здесь верхнеэоценовые отложения непосредственно залегают над среднеэоценовыми мергелеподобными глинами, разрез представляется в следующем виде (снизу вверх).

1. Глины известковистые серого, светло-серого цвета с голубоватым оттенком—20 м.
2. Известняки желтого, желтовато-серого цвета с глинистыми прослоями. В известняках встречаются: *Nummulites millecaput*, *N. garnieri*, *N. perforatus*, *N. incrassatus*, *N. striatus*, *N. chavannesi*—горизонт *N. millecaput* 15 м.

3. Глины известковистые серого, светло-серого цвета с мелкими фораминиферами 180 м. Выше, мощностью приблизительно 300 м, залегают песчаники с прослоями глин, алевролитов, в которых выявлены моллюски, нуммулы, наннопланктон и мелкие фораминиферы. В глинах преобладают планктонные фораминиферы, а в песчаниках—бентосные виды. Хорошая сохранность, широкое горизонтальное распространение, быстрое изменение во времени, массовое количество планктонных фораминифер—все это сыграло большое стратиграфическое значение для определения относительного возраста вмещающих отложений. В. А. Крашенинников, основываясь на планктонных фораминиферах, в верхнеэоценовых отложениях выделяет три зоны:

1. Нижняя зона—*Globigerapsis semiinvoluta*. Здесь встречаются следующие характерные планктонные фораминиферы—*Globigerina corpulenta*, *G. eocaena*, *G. pseudovenezuelana*, *G. pseudoeocaena*, *Globigerinita africana*, *Globorotalia centralis*, *G. cerroazulensis*, *Globigerapsis semiinvoluta*. Из бентосных фораминифер следует отметить—*Queraltina*, *Uvigerina chirana*, *U. eocaena*, *U. spinocostata*, *Bolivina antegressa angulata*, *Asterigerina ventriconvexa*, *Bulimina subtruncana*, *B. sculptilis*, *Biffarina millepunctata*, *Trifarina labrum*, *T. bradyi*, *Clavulinoides szaboi*, *Anomalina granosa*.

Эта зона охватывает нижнюю глинистую пачку (желто-серые известняки) и нижнюю часть верхней глинистой пачки. Мощность зоны достигает 100 м.

2. Средняя зона: *Globorotalia cocoaensis* содержит следующий характерный комплекс—*Globorotalia cocoaensis*, *G. cerroazulensis cocoaensis*, *Hantkenina suprasuturalis*, *Globigerina corpulenta*, *Cribrohantkenina inflata*, *Pseudohastigerina micra*. Из бентосных—*Gyroldina soldanii*, *Bolivina antegressa angulata*, *B. antegressa interposita*, *Grammostomum nobilis*, *Eponides umbonatus*, *Cibicides perlucidus*, *Karrerella exilis*, *Uvigerina costellata*, *Marginulina behmi*, *Marginulinopsis fragaria*, *Bulimina sculptilis*, *B. truncana*, *Cibicides ungerianus*, *C. dutemplei*. Мощность данной зоны достигает 20 м.

3. Верхняя зона—*Globorotalia cunialensis* содержит следующий комплекс—*Globigerina corpulenta*, *G. officinalis*, *G. ouachitaensis*, *G. ampliapertura*, *G. tripartita*, *G. angustiumbonatus*, *G. galavist*, *Globorotalia cunialensis*.

Из бентосных—*Grammostomum nobilis*, *G. nobilis-gracilis*, *Bolivina antegressa interposita*, *Uvigerina chirana*, *U. spinocostata*, *Trifarina pupa*, *Planulina costata*, *Cibicides dutemplei*, *C. perlucidus*, *Bulimina ovata*, *B. midwayensis*, *B. truncana*, *Asterigerina bimammata*.

Третья зона содержит как верхнеэоценовые, так и олигоценые мелкие фораминиферы. По данным В. А. Крашенинникова, мощность этой зоны составляет 5 м. Верхнюю часть верхних мергелеподобных глин (95 м) В. А. Крашенинников относит к олигоцену.

ЛАНДЖАР

ПОССАНЬО

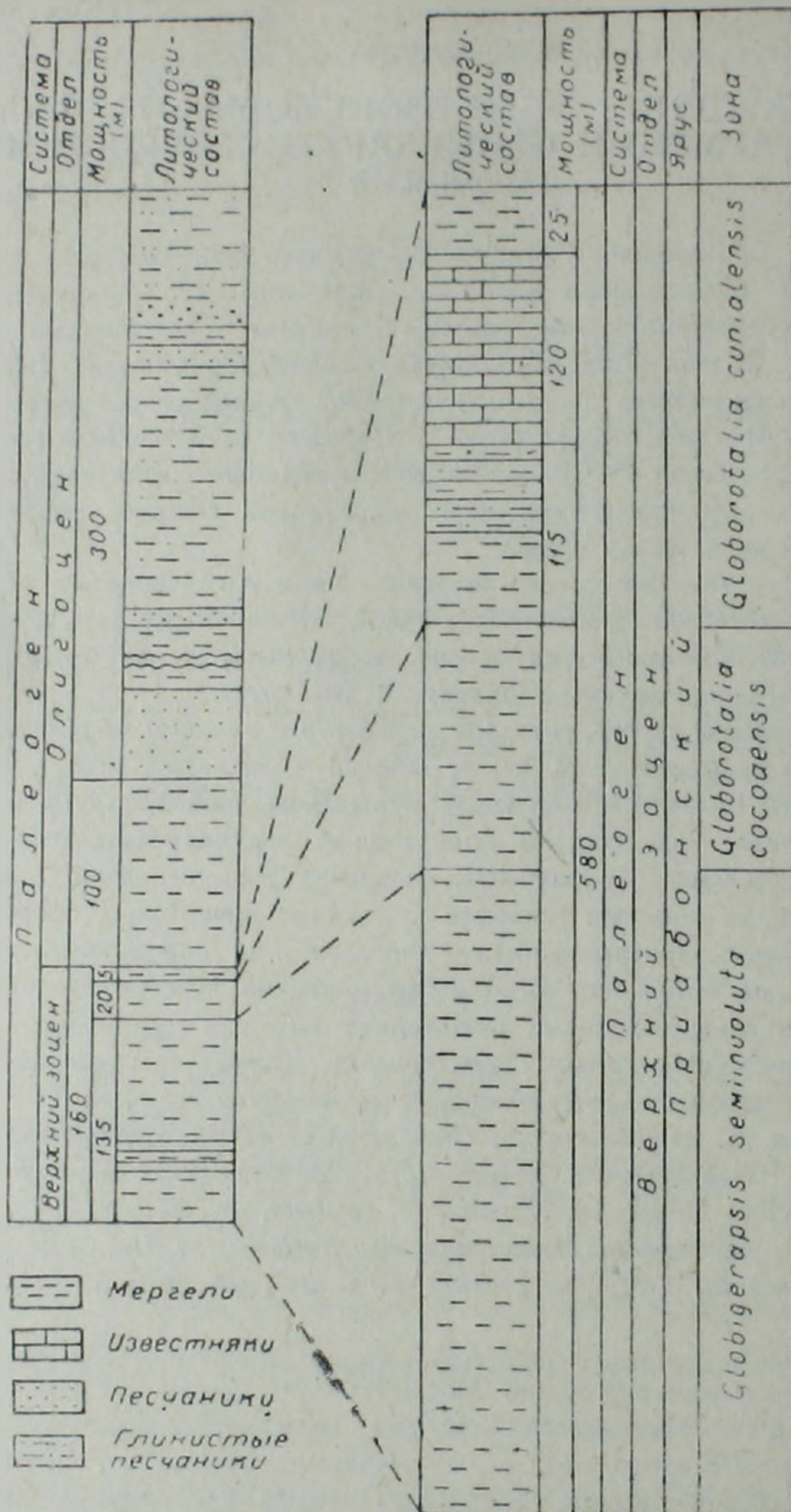


Рис. 1. Схема сопоставления стратиграфических колонок верхнеэоценовых отложений южной Армении и северной Италии.

В верхнеэоценовых фораминиферах обильно встречается—*Gyroldina soldanii*. Редко встречаются—*Clavulinoides szabol*, *Spiroplectammina gumbeli*, *Pseudoclavulina cylindrica*, *Karrerella exilis*, *Eponides praeumbonatus*, *Alabamina almaensis*, *Anomalina granosa*, *A. affinis*, и роды *Trifarina*, *Queraltina*. Единично встречаются—*Asterigerina wilcoxensis*, *Pararotalia audouini*, *Fissurina orbignyana*, *Siphonia praereticulata*.

Исследования планктонных и бентосных фораминифер позволили наметить коррелятивные комплексы, по которым сделана попытка сопоставления палеогеновых отложений Армении с одновозрастными отложениями Поссаньо (Северная Италия). Разрез Поссаньо (парастратотип приабонского яруса) находится в 50 км к северу от Падуи. Здесь приабонский ярус (верхний эоцен) состоит из трех литологических плачек снизу вверх:

1 Серо-голубоватые глинистые мергели и известковые глины 580м.

2. Органогенно-обломочные известняки с прослоями глинистых известняков 120 м
3. Серые зеленоватые мергели с прослоями алевроитов 25 м.

Общая мощность приабонского яруса в районе Поссаньо превышает 700 м. Здесь приабонский ярус итальянскими микропалеонтологами подразделяется на три зоны по планктонным фораминиферам—*Globigerapsis semivoluta*, *Globorotalia cerroazulensis* *cocoaensis*, *G. cunialensis*. Последняя из них охватывает верхнюю часть мергелей Поссаньо (около 260 м), известняки Сан-Жюстина и пачку алевроитовых мергелей. В этой зоне встречается комплекс фораминифер, переходный от эоцена к олигоцену. Типично верхнеэоценовые виды—*Globorotalia cocoaensis*, *G. cunialensis* встречаются с *Globigerina ampliapertura*, *G. officinalis*, которые имеют широкое развитие в олигоцене. Выше приабонского яруса базальные слои содержат бедную олигоценовую микрофауну. В верхнеэоценовых отложениях совместно с планктонными фораминиферами встречаются разнообразные бентосные виды. Обильность видов бентосных фораминифер в районе Поссаньо дала возможность итальянским микропалеонтологам выделить более характерные виды, которые имеют особое стратиграфическое значение.

Анжела Грунинг выделяет 10 групп характерных видов.

- 1 группа—*Gyroidina soldanti*-*Gyroidina soldanti*, *Uvulgerina chlirana*, *U. spinicostata*, *U. cocoaena*.
- 2 группа—*Haeglandulina eocaena*, в нее входят хорошо известные 4 вида—*H. eocaena*, *B. nobilis*, *Tritaxia szabot*, *Heterolepa reussi*.
- 3 группа—*Nuttalides truempyi* с *N. truempyi* и *Cibicidoides parki*.
- 4 группа—*Clavulina parisiensis*, намного меньше встречается, чем другие группы.
- 5 группа—*Vulvulina lacera*, очень изменчива в количестве и в пространстве.
- 6 группа—*Cyclammina acutidorsata* и *Trifarina* очень характерный род, хотя не всегда встречается.
- 7 группа—*Bulimina midwayensis*.
- 8 группа—*Quinqueloculina juleana* с *Heterolepa dutemplei*, *Asterigerina bartoniana* и *A. wilcoxensis*.
- 9 группа—*Pararotalia audouinii* и *Asterigerina adarkayensis*.
- 10 группа микрофораминифер с *Operculina alpina* и *Discocyclina* sp. и многие мелкие нуммулиты.

Детальное изучение показывает, что верхнеэоценовые отложения Поссаньо имеют много общего с описанными выше отложениями разреза Ланджар как по своей литологической характеристике, так и по планктонным и бентосным фораминиферам. В разрезе Ланджар встречаются почти все группы, которые выделяла Анжела Грунинг. Представители 3-ей группы (*Nuttalides truempyi*), по данным Ю. А. Мартиросян, встречаются в палеоцене. Особенно важно и интересно распространение и развитие *Grammostomum nobilis* и *G. gracilis*. Они связаны промежуточными формами *G. nobilis-gracilis*. Все эти виды последовательно идентичны с формами *Bolivina nobilis* Hantken, *B. gracilis* Cushman и *B. nobilis-gracilis*, эволюция которых представлена в палеогеновых отложениях Северной Италии от *B. nobilis* до *B. gracilis* (Angela Gruning, 1980). Эти разновидности встречаются и на территории Армянской ССР. Большой интерес представляет и вид *Bolivina antegressa* Subbotina, который изучен на территории Советского Союза разными микропалеонтологами. На Северном Кавказе из бентосных фораминифер особенно важно изучение этого вида, потому что он помогает провести границу между верхним эоценом и олигоценом. Несмотря на то, что на территории Армянской ССР *B. antegressa* продолжает свое существование и в олигоцене, однако замечаются некоторые изменения в строении этого вида. Эти изменения в 1960 г. заметила Н. А. Саакян-Гезалян и представила эволюцию *B. antegressa*, начиная со среднего эоцена до олигоцене Армении. Среднеэоценовый вид *B. antegressa angulata* маленький, раковина снабжена килем, камеры низкие, плоские, угловатые. Этот вид продолжает свое существование до средней части верхнего эоцена. В верхах верхнего эоцена и низах олигоцене встречается промежуточный вид *B. antegressa interposita*, а *B. antegressa dentata*—только в олигоцене. Камеры последнего вида по сравнению с 1-м видом более высокие и вздутые. В промежуточном виде наблюдаются варьирующие признаки первого и последнего типов строения. В среднем эоцене боливиниды и граммостомумы редко встречаются. Они имеют широкое распространение в верхнем эоце-

не и в нижней части олигоцена. В верхней части нижнего олигоцена количество баливинид и громостомум снова уменьшается. В южной Испании в бассейне Памплоны найден только *B. antegressa angulata*, который находится в верхах среднего и низах верхнего эоцена. Остальные два подвида не найдены. *B. antegressa interposita* и *B. antegressa dentata* на территории Северной Италии, а также на территории АрмССР встречаются с середины верхнего эоцена. Этот факт дает возможность подчеркнуть, что изучение указанного вида важно для проведения границы между средним и верхним эоценом.

Итак, эти два вида и их промежуточные формы еще раз подтверждают правильность сопоставления верхнеэоценовых пород разреза у с. Ланджар с приабонским ярусом Северной Италии.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 15.V. 1987.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Angela Gruning and Rene Herb.* Paleocology of late eocen bentonid foraminifera from Possagno, Treviso-Norten Italy. University, 1980. 100—150.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 5, 64—67, 1987

УДК: 553.55/.57 (479)

М. А. САТИАН, Г. А. ХАНЗАТЯН

ПОРОДЫ ЛАМПРОИТОВОЙ СЕРИИ В ОФИОЛИТОВОМ РАЗРЕЗЕ ВЕДИНСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА

Породы, относящиеся к лампроитовой серии, были выявлены в разрезе кремнисто-вулканогенной формации, возраст которой по палеонтологическим и радиологическим данным определяется среднемеловым. Выходы этих пород слагают протяженную, до 3 км, полосу от среднего течения р. Кюсуз—правого притока р. Веди до верховья долины Веди, в 1,5 км к СЗ от с. Азизкенд. Лампронты представлены темно-серыми, мелко-среднезернистыми, а также гравийными туфами с красноватыми вкрапленниками (калишпата). Мощность туфов до 1—2 м, они залегают в верхней части маркирующего для района горизонта пикродолеритов, подробно охарактеризованных [1]. Стратиграфически выше туфов следует пачка мощностью до 5—10 м голубовато-серых мелко-среднеобломочных вулканических брекчий, также относящихся к породам лампроитовой серии. От туфов их разделяет местами пачка радиоляритов и микритовых известняков мощностью 1—3 м. Выше по разрезу вулканические брекчин перекрываются обычными для разреза кремнисто-вулканогенной формации чередующимися щелочными базальтами, микритовыми известняками и реже радиоляритами. Подробная характеристика разреза формации давалась неоднократно [1, 3], поэтому ограничимся приведенной краткой характеристикой местоположения в разрезе выявленных пород. Они, очевидно, занимают положение выше пикродолеритов, но ниже свиты андезито-базальтов [3] и принадлежат в целом осадочно-пирокластической свите формации.

Другой пункт обнаружения пород лампроитовой серии—район южных склонов хр. Ерасх, где в ядре антиклиналии широтного простирания также обнажены породы кремнисто-вулканогенной формации. Выходы вулканических брекчий пород лампроитовой серии—голубовато- и зеленовато-серых, рыхлых, средне-мелкообломочных, в целом весьма сходных с породами басс. р. Кюсуз, имеют протяженность до 1,2 км при ширине выходов до 0,7 км. Положение их в разрезе формации остается недостаточно ясным: участками лампронты прорывают микритовые известняки, принадлежащие той же формации на южном крыле антиклиналии, между тем имеются явные признаки стратиграфического налегания вулканических брекчий лампроитовой серии на щелочные миндалекаменные базальты. В строении вулканических брекчий на северном крыле антиклиналии видны четкие признаки слоистости, местами имеются мелкие линзы микритовых известняков. Все это говорит об условиях накопления вулканических брекчий конседиментационного типа. Кроме того, вулканические брекчин явно несогласно перекрыты граувакковой формацией низов сенона, следовательно, верхний рубеж их накопления не выходит за пределы накопления кремнисто-вулканогенной

не и в нижней части олигоцена. В верхней части нижнего олигоцена количество баливинид и громостомум снова уменьшается. В южной Испании в бассейне Памплоны найден только *B. antegressa angulata*, который находится в верхах среднего и низах верхнего эоцена. Остальные два подвида не найдены. *B. antegressa interposita* и *B. antegressa dentata* на территории Северной Италии, а также на территории АрмССР встречаются с середины верхнего эоцена. Этот факт дает возможность подчеркнуть, что изучение указанного вида важно для проведения границы между средним и верхним эоценом.

Итак, эти два вида и их промежуточные формы еще раз подтверждают правильность сопоставления верхнеэоценовых пород разреза у с. Ланджар с приабонским ярусом Северной Италии.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 15.V. 1987.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Angela Gruning and Rene Herb.* Paleocology of late eocen bentonid foraminifera from Possagno, Treviso-Norten Italy. University, 1980. 100—150.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 5, 64—67, 1987

УДК: 553.55/.57 (479)

М. А. САТИАН, Г. А. ХАНЗАТЯН

ПОРОДЫ ЛАМПРОИТОВОЙ СЕРИИ В ОФИОЛИТОВОМ РАЗРЕЗЕ ВЕДИНСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА

Породы, относящиеся к лампроитовой серии, были выявлены в разрезе кремнисто-вулканогенной формации, возраст которой по палеонтологическим и радиологическим данным определяется среднемеловым. Выходы этих пород слагают протяженную, до 3 км, полосу от среднего течения р. Кюсуз—правого притока р. Веди до верховья долины Веди, в 1,5 км к СЗ от с. Азизкенд. Лампронты представлены темно-серыми, мелко-среднезернистыми, а также гравийными туфами с красноватыми вкрапленниками (калишпата). Мощность туфов до 1—2 м, они залегают в верхней части маркирующего для района горизонта пикродолеритов, подробно охарактеризованных [1]. Стратиграфически выше туфов следует пачка мощностью до 5—10 м голубовато-серых мелко-среднеобломочных вулканических брекчий, также относящихся к породам лампроитовой серии. От туфов их разделяет местами пачка радиоляритов и микритовых известняков мощностью 1—3 м. Выше по разрезу вулканические брекчин перекрываются обычными для разреза кремнисто-вулканогенной формации чередующимися щелочными базальтами, микритовыми известняками и реже радиоляритами. Подробная характеристика разреза формации давалась неоднократно [1, 3], поэтому ограничимся приведенной краткой характеристикой местоположения в разрезе выявленных пород. Они, очевидно, занимают положение выше пикродолеритов, но ниже свиты андезито-базальтов [3] и принадлежат в целом осадочно-пирокластической свите формации.

Другой пункт обнаружения пород лампроитовой серии—район южных склонов хр. Ерасх, где в ядре антиклиналии широтного простирания также обнажены породы кремнисто-вулканогенной формации. Выходы вулканических брекчий пород лампроитовой серии—голубовато- и зеленовато-серых, рыхлых, средне-мелкообломочных, в целом весьма сходных с породами басс. р. Кюсуз, имеют протяженность до 1,2 км при ширине выходов до 0,7 км. Положение их в разрезе формации остается недостаточно ясным: участками лампронты прорывают микритовые известняки, принадлежащие той же формации на южном крыле антиклиналии, между тем имеются явные признаки стратиграфического налегания вулканических брекчий лампроитовой серии на щелочные миндалекаменные базальты. В строении вулканических брекчий на северном крыле антиклиналии видны четкие признаки слоистости, местами имеются мелкие линзы микритовых известняков. Все это говорит об условиях накопления вулканических брекчий конседиментационного типа. Кроме того, вулканические брекчин явно несогласно перекрыты граувакковой формацией низов сенона, следовательно, верхний рубеж их накопления не выходит за пределы накопления кремнисто-вулканогенной

формации в целом. Отметим также, что шаровые пикродолериты, в отличие от басс. р. Кюсуз, здесь не были обнаружены, однако вулканические брекчии вмещают штоки и дайки черных щелочных пикробазальтов, которые, вероятно, могут быть отнесены к краевым фациям пикродолеритов офиолитового трога. Овальная форма выходов вулканических брекчий, наличие в их пределах щелочных пикробазальтов субвулканической фации являются важными поисковыми признаками наличия древней вулканической постройки. Мощность брекчий явно превышает мощность их аналогов в басс. р. Кюсуз и может быть уточнена после проведения картировочного бурения.

Под микроскопом туфы, обнажающиеся в басс. р. Кюсуз, состоят из основного вулканического, часто флюидального пузыристого стекла и переменного количества кристаллокластики—калишпата и редких обломков трахитов. Макроскопически в породе обнаруживаются резургентные обломки кристаллических известняков и сильно миндалекаменных щелочных базальтов. Стекло туфов хлоритизировано, отчасти цеолитизировано. В иммерсии тяжелая фракция представлена в основном гидроокислами железа, реже магнетитом. Показательно вместе с тем наличие, хотя и редких, зерен оливина, диопсида, эгирина, пикотита, биотита, а кроме того—циркона, апатита. Определяются также минералы группы мелилита.

Мелкообломочные брекчии слагаются под микроскопом на 95—98% обрывками желтовато-зеленоватого хлоритизированного стекла, сильно пористого с выделениями в его пределах лейцита, (?) цеолитов и анальцима. Нередки включения идисморфных кристаллов клинопироксена. Химический состав стекла (SiO_2 —50,3—54,2%, Al_2O_3 —13,2—14,0%, Fe_2O_3 —10,7—13,9%, FeO —2,1—4,3%, CaO —1,1—1,3%, MgO —9,1—13,9%, Na_2O —0,4—0,9%, K_2O —1,4—2,9%)—высокая щелочность и магнезиальность, низкая кальциевость выявляются при анализе существенно стекловатой (витрокластической) разности после ее обработки 3% HCl . При этом удаляется карбонатный цемент, доля которого в породе нередко возрастает до 20%, где существенно кальцитовый цемент слагает поры и служит пленочным, отчасти базальным скрепителем вулканических стекол. В тяжелой фракции брекчий выявляются (в иммерсии) барит и гематит—в виде шарообразных зерен, вероятно образовавшихся при выполнении пор в стекле. Кроме того установлены—авгит, диопсид, флогопит, хромпикотит, пикотит, муассанит, а также циркон, апатит и редко сфен.

В данном предварительном сообщении обратим внимание и на особенности химического и микрокомпонентного состава изученных пород лампроитовой серии. Использование диаграмм K_Mg — SiO_2 (рис. 2) показало, что в области высокомагнезиальной серии размещаются туфы и редко вулканические брекчии, тогда как составы

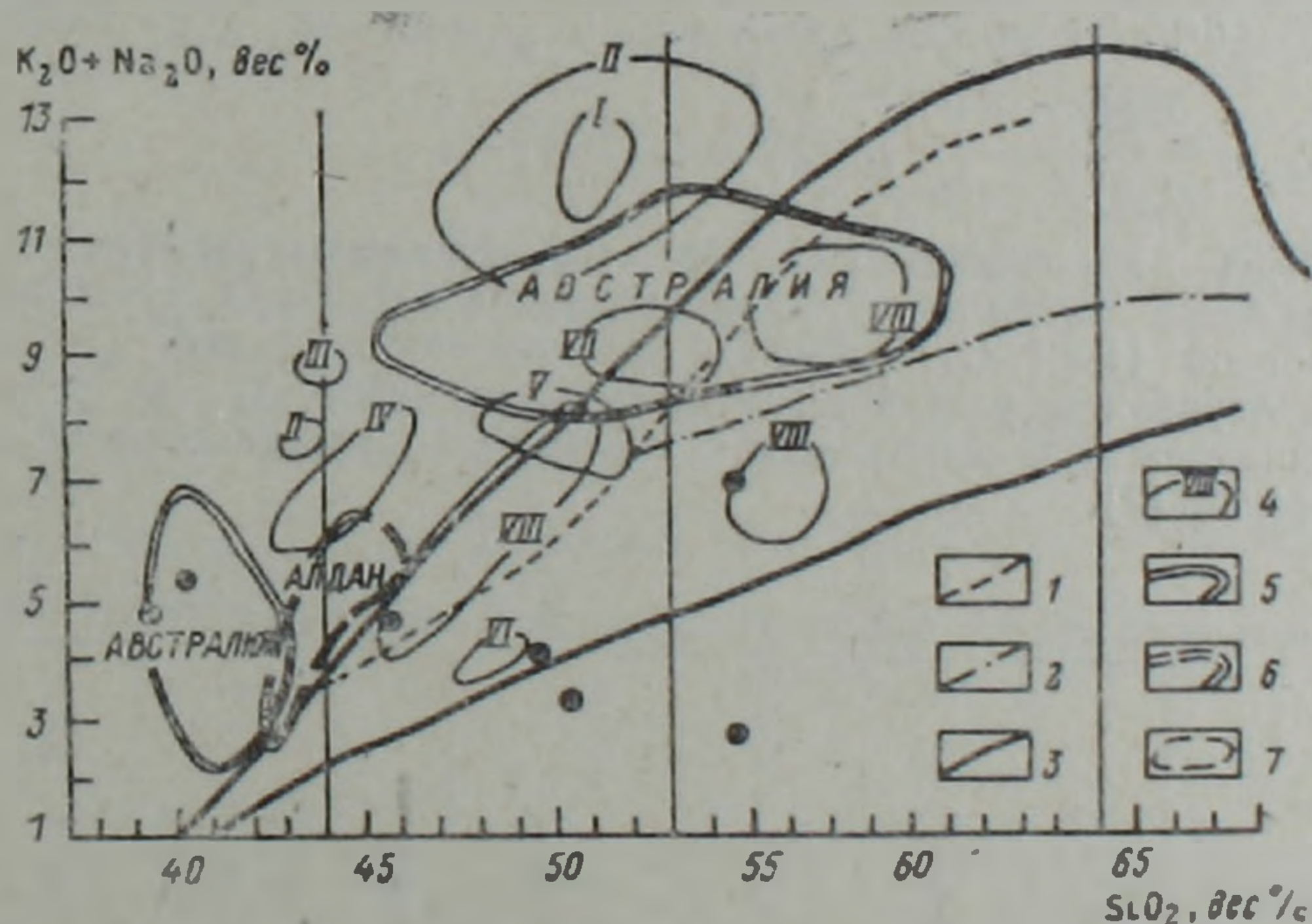


Рис. 1. Диаграмма SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ пород лампроитовой серии. 1—нижняя граница распространения щелочных пород, содержащих фельдшпатонды; 2—нижняя граница распространения бесфельдшпатоидных щелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы; 3—область распространения субщелочных пород; 4—область распространения химических составов и петрохимических характеристик пород лампроитовой серии: I—Гаусберг, Антарктида; II—Лейцит Хиллс, Вайоминг, США; III—Западная Гренландия; IV—Новый Южный Уэльс, Австралия; V—Югославия, VI—о. Сулавеси, Индонезия и Колорадо, США; VIII—Испания; 5—область распространения химических составов и петрохимических характеристик агпантовой лампроитовой серии Австралии; 6—область распространения химических составов и петрохимических характеристик мнаскитовой серии Алдана; 7—петрохимические характеристики нормально магнезиальных калиевых пород; точками указаны породы лампроитовой серии Вединской зоны.

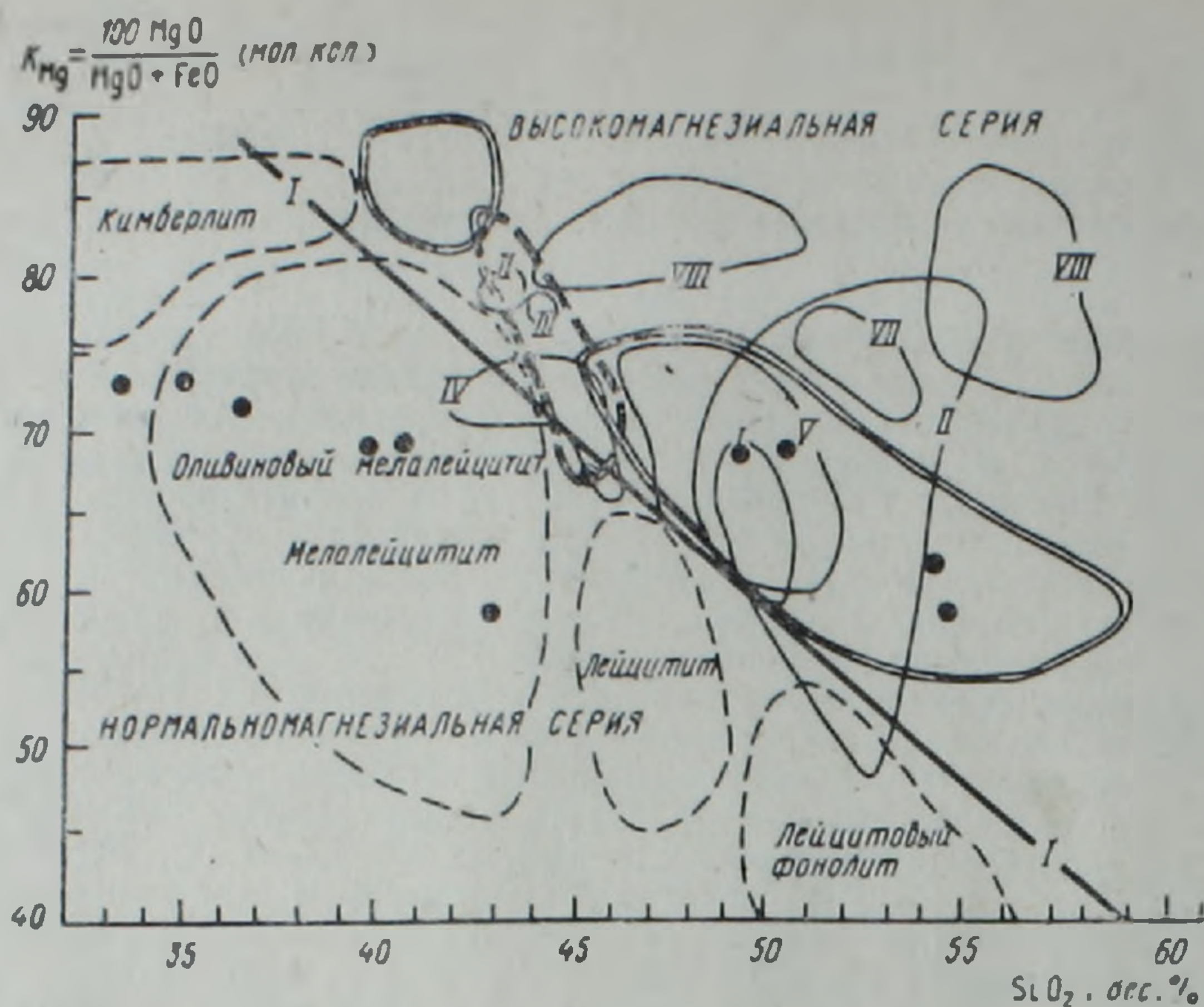


Рис. 2. Диаграмма K_{Mg} — SiO_2 пород лампроитовой серии и нормальномагнезиальных калиевых пород.

Линия I—I—граница, разделяющая высокомагнезиальные породы лампроитовой серии от нормально магнезиальных калиевых пород по соотношению K_{Mg} и SiO_2 с «полями неопределенности». Условн. обозн. те же, что и на рис. 1.

Вулканических брекчий в большинстве случаев либо находятся в поле мелалейцита, либо близки границы с высокомагнезиальной серией. Изученные разности отличаются от вида «лампроит» [2] сравнительно низкой магнезиальностью (8—14%, а для вида «лампроит»—19—29%) и низким значением $K_{Mg}=58—73$ (для вида «лампроит»—

$$78—79, \text{ где } K_{Mg} = \frac{MgO \times 100}{MgO + FeO^*}.$$

На диаграмме SiO_2 — K_2O+Na_2O (рис. 1) отражено преобладание составов в области субщелочных разностей. По соотношению K_2O/Na_2O изученные породы относятся к калиевой ($1 < K_2O/Na_2O < 5$), реже—высококалиевой ($5 < K_2O/Na_2O < 10$) и в единичных случаях к ультракалиевой группам (табл. 1). По содержанию кремнезема они принадлежат к основной и средней, реже ультраосновной группам пород лампроитовой серии [2].

Таблица 1
Химический состав пород лампроитовой серии Вединской зоны

Элементы №№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO^*	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	K_2O/Na_2O	K_{Mg}	Ка
1.	49,57	3,36	16,26	10,92	0,17	1,38	13,96	2,37	1,62	0,29	1,46	69,34	0,31
2.	51,21	3,00	16,32	11,81	0,16	0,72	14,36	2,99	0,14	0,18	21,35	68,46	0,21
3.	54,74	2,89	16,69	10,29	0,06	0,22	8,01	6,93	—	0,09	—	58,06	0,45
4.	40,37	2,37	14,04	8,54	0,21	18,14	10,12	3,36	2,0	0,78	1,67	67,93	0,49
5.	35,16	1,90	13,37	6,69	0,23	29,20	10,35	1,02	0,79	1,21	1,29	73,43	0,18
6.	33,58	1,86	11,72	7,50	0,16	30,77	11,68	0,92	0,76	0,97	1,21	73,54	0,20
7.	36,77	2,11	13,25	8,03	0,21	25,24	11,06	2,21	0,05	0,99	44,20	71,17	0,18
8.	45,50	2,46	15,27	9,49	0,29	10,38	11,08	3,35	1,26	0,84	2,66	67,49	0,37
9.	39,45	2,21	13,76	8,26	0,18	20,26	10,04	3,12	1,78	0,86	1,75	68,32	0,46
10.	54,76	3,63	12,53	10,56	0,20	5,79	9,49	1,59	1,15	0,16	1,38	61,78	0,29
11.	42,77	2,80	12,70	14,15	0,26	10,47	11,70	2,12	1,27	0,60	1,67	59,54	0,33

Примечание: Рентгено-спектральный анализ пород выполнен в ГЕОХИ АН СССР им. В. И. Вернадского, аналитик Ромашова Т. В.
В таблице приведены пересчеты на 100% без п.н.п.; №№ 1—3—туфы, басс. р. Кюсуз; №№ 4—9—вулканические мелкообломочные брекчии басс. р. Кюсуз, № 10—хр. Ерасх; № 11—щелочной пикробазальт хр. Ерасх. *) Сумма железа.

Содержание редких и редкоземельных элементов (в г/т) в породах лампронтовой серии Вединской зоны

Элементы	1	2	Элементы	1	2
Ni	49	75	La	100	30
Co	27	42	Ce	330	20
Cr	10	300	Yb	27	1,2
Zr	1000	700	Sn	9	8
Nb	87	130	Mo	4	2,8
Sr	420	530	Cu	2,6	50

Примечание: Количественный спектральный анализ выполнен на ДФС—13, аналитик Мартиросян М. Я.. 1—туфы, среднее 11 проб, 2—вулканические брекчии, среднее 9 проб.

В изученных породах выявлены высокие содержания циркония, лантана, низкие—хрома (табл. 2). Причем примерно половина содержания в породе Zr, Nb, La концентрируется в вулканическом стекле. Отметим обнаружение в породе спектральным методом Sn, Mo, W.

Необычные для офиолитовых разрезов породы лампронтовой серии обязаны своим происхождением, вероятнее всего, платформенному основанию таких разрезов. В результате растяжения континентальной коры и частичного разрыва ее, имели место формирование офиолитового трога и процессы мантийного диапиризма. Вопросы эти представляют исключительный интерес для типизации офиолитовых зон. Данная публикация преследует, кроме того, цель обратить внимание на поиски алмазов в обнаруженных породах лампронтовой серии, учитывая связь с ними месторождений ряда регионов мира (Австралия и др.). Заслуживает также специального изучения высокое содержание редких и редкоземельных элементов в изученных породах.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 23.VII. 1987.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т., Сатиан М. А., Мнацихиян А. Х., Ханзатян Г. А. Высокомагнезальные шаровые лавы Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, № 1, с. 9—16.
2. Богатилов О. А., Махоткин И. Л., Кононова В. А. Лампронты и их место в систематике высокомагниевых пород.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1985, № 12, с. 3—10.
3. Сатиан М. А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1979, 179 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 5, 67—70, 1987

УДК: 553.21/.24 (479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Э. Х. ГУЛЯН

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ФТОРА И ХЛОРА В ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОДАХ И ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ АРМЯНСКОЙ ССР

Изучение закономерностей распределения химических элементов в земной коре, являющееся по А. П. Виноградову «одной из главных проблем геохимии», имеет большое значение для понимания особенностей магматизма и эндогенного рудообразования.

По мнению многих исследователей [1—10], фтор и хлор, наряду с другими летучими компонентами, играют важнейшую роль в процессе эндогенного рудообразования.

Среднее содержание фтора и хлора в земной коре [1, 9, 10], как это видно из табл. 1, по данным различных авторов колеблется.

Таблица 2

Содержание редких и редкоземельных элементов (в с/г) в породах
лампронтовой серии Вединской зоны

Элементы	1	2	Элементы	1	2
Ni	49	75	La	100	30
Co	27	42	Ce	330	20
Cr	10	300	Yb	27	1,2
Zr	1000	700	Sn	9	8
Nb	87	130	Mo	4	2,8
Sr	420	530	Cu	2,6	50

Примечание: Количественный спектральный анализ выполнен на ДФС—13, аналитик Мартirosян М. Я. 1—туфы, среднее 11 проб, 2—вулканические брекчи, среднее 9 проб.

В изученных породах выявлены высокие содержания циркония, лантана, низкие—хрома (табл. 2). Причем примерно половина содержания в породе Zr, Nb, La концентрируется в вулканическом стекле. Отметим обнаружение в породе спектральным методом Sn, Mo, W.

Необычные для офиолитовых разрезов породы лампронтовой серии обязаны своим происхождением, вероятнее всего, платформенному основанию таких разрезов. В результате растяжения континентальной коры и частичного разрыва ее, имели место формирование офиолитового трога и процессы мантийного диапиризма. Вопросы эти представляют исключительный интерес для типизации офиолитовых зон. Данная публикация преследует, кроме того, цель обратить внимание на поиски алмазов в обнаруженных породах лампронтовой серии, учитывая связь с ними месторождений ряда регионов мира (Австралия и др.). Заслуживает также специального изучения высокое содержание редких и редкоземельных элементов в изученных породах.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 23.VII. 1987.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т., Сатян М. А., Мнацакцян А. Х., Ханзатян Г. А. Высокомагнезиальные шаровые лавы Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, № 1, с. 9—16.
2. Богатиков О. А., Махоткин И. Л., Кононова В. А. Лампронты и их место в систематике высокомагнезиальных калиевых пород.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1985, № 12, с. 3—10.
3. Сатян М. А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1979, 179 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 5, 67—70, 1987

УДК: 553.21/24 (479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Э. Х. ГУЛЯН

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ФТОРА И ХЛОРА В ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОДАХ И ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ АРМЯНСКОЙ ССР

Изучение закономерностей распределения химических элементов в земной коре, являющееся по А. П. Виноградову «одной из главных проблем геохимии», имеет большое значение для понимания особенностей магматизма и эндогенного рудообразования.

По мнению многих исследователей [1—10], фтор и хлор, наряду с другими летучими компонентами, играют важнейшую роль в процессе эндогенного рудообразования.

Среднее содержание фтора и хлора в земной коре [1, 9, 10], как это видно из табл. 1, по данным различных авторов колеблется.

Общезвестно, что носителями фтора и хлора в магматических и постмагматических образованиях являются главным образом апатит, флюорит, биотит, роговая обманка, мусковит, лепидолит, сфен, турмалин, топаз, содалит, скаполит и другие. Несмотря на долготелее детальное изучение изверженных пород и связанных с ними эндогенных рудных образований различных формаций республики, геохимические особенности распространения фтора и хлора остались неосвещенными.

Таблица 1

Элементы	По Ф. Кларку и Г. Вашингтону (1924)	По А. Ферсману (1939)	По А. Виноградову (1962)	По Б. Мейсону (1971)
Фтор	0.027	0.08	0.066	$6.25 \cdot 10^{-2}$
Хлор	0.188	0.20	0.017	$1.3 \cdot 10^{-2}$

В данной статье сделана попытка обобщения результатов исследований автора по распространению фтора и хлора в различных интрузивных породах и рудоносных гидротермальных метасоматитах. Данные, приведенные в таблицах 2 и 3, могут дать приближенные, общие региональные представления о поведении фтора и хлора в процессах магматизма и рудообразования.

По имеющимся материалам, апатиты в виде отдельных мажорантных жил, прожилков и гнезд установлены в интрузивных породах монзонитовой фазы Мегри-Сисианского плутона, палеогена, в эффузивных и экзрузивных образованиях андезит-базальтового состава Сюникского вулканического сооружения неоген-четвертичного возраста, а из постмагматических образований — в титано-магнетитовых рудах Камакарского месторождения, в гидротермальных магнетитовых рудах Абовянского месторождения, в контактово-метасоматических скарнах Агавнадзорского месторождения и титаномагнетитовых песчаниках Агаринского месторождения.

Небольшие прожилки и гнезда флюорита отмечены в массивах щелочных сиенитов (Памбакские, Мегри-Сисианские интрузивные комплексы). В последние годы К. Мурадян в пределах развития Шамшадинского интрузивного комплекса выявил барит-флюоритовое проявление, в рудах которого в заметном количестве присутствует флюорит.

Флюорит в более или менее заметном количестве отмечен в гидротермально измененных, переработанных щелочных сиенитах Тежсарского проявления (Памбакский рудный район).

Среднее содержание фтора в изверженных породах изученных формаций, по данным 128 анализов (табл. 2), составляет 0,168%, а хлора — 0,135%, что соответственно в 2,5 и 8 раз превышает кларки по Виноградову.

Изучение поведения фтора и хлора в интрузивных породах различных возрастов и состава показывает, что содержание их варьирует в широких пределах. Содержание фтора в ультраосновных породах колеблется от 0,13 до 0,39%, а хлора от 0,06 до 0,15% и в среднем составляет соответственно 0,235 и 0,09%. В пироксенитах, связанных с гранитоидным комплексом, наблюдается повышенное содержание фтора и хлора.

Соотношение фтора и хлора в ультраосновных породах в среднем составляет 2,6.

В габброндах содержание фтора колеблется от 0,10 до 0,35%, в среднем составляя 0,16%, а хлора от 0,03 до 0,20%, составляя в среднем 0,12%. Соотношение фтора и хлора составляет 1,3.

Габбронды, связанные с гранитоидными комплексами, характеризуются более повышенным содержанием хлора (0,166%), чем габбронды, связанные с ультраосновными комплексами (0,08%).

В гранитоидах содержание фтора колеблется от 0,03 до 0,35% и в среднем составляет 0,15%, а хлора — от следов до 0,35%, составляя в среднем 0,154%.

Сравнительно высокое содержание фтора и хлора установлено в интрузивных породах Каджаранского (соответственно 0,33 и 0,20%), Гехинского (0,24 и 0,16%), Сваранского (0,24 и 0,10%), Личского (0,35 и 0,12%), Шамшадинского (0,23 и 0,19%), Аравусского (0,19 и 0,26%) и Лалинхукского (0,26 и 0,20%) рудных полей.

Интрузивные породы Меградзорского рудного поля характеризуются сравнительно высоким содержанием фтора (0,11—0,29%, в среднем 0,175%) и низким содержанием хлора (0,01—0,02%, в среднем 0,012%).

Сравнительно высокое содержание хлора (до 0,35%) наблюдается в гранитоидах Базумского рудного поля, где соотношение фтора и хлора составляет 0,3.

Гранитоиды и щелочные сиениты Памбакского комплекса довольно четко отличаются от аналогичных пород других комплексов более низким содержанием хлора (0,01%). Соотношение фтора и хлора здесь составляет 19,0.

В целом в интрузивных породах поведение фтора и хлора имеет различную направленность. Если содержание фтора от ультраосновных к кислым породам уменьшается, то содержание хлора в целом повышается. Исключением являются интрузивные породы Памбакского комплекса.

В дайковых образованиях основного состава содержание фтора колеблется от 0,03 до 0,52%, в среднем составляя 0,22%, а хлора — от 0,01 до 0,26%, составляя в среднем 0,16%. Соотношение фтора и хлора 1,4.

Таблица 2

Содержание фтора и хлора в интрузивных, экструзивных
и дайковых образованиях (в вес. %)

Формации, комплексы	Кол-во проб	Содержание в вес. %	
		Фтор	Хлор
1. Ультраосновные породы, пироксениты, перидотиты, дуиниты, магнетитовые оливиниты	9	0.13—0.39 0.235	0.05—0.15 0.09
2. Габброиды, связанные с ультраосновными комплексами	6	0.10—0.28 0.14	0.03—0.14 0.08
3. Габброиды, связанные с гранитоидными комплексами	7	0.10—0.35 0.19	0.10—0.20 0.166
4. Гранитоиды: граниты, порфировидные граниты, гранодиориты, плагнограниты, кварцевые диориты, монцититы, сиениты и др.	42	0.03—0.35 0.15	сл.—0.35 0.154
5. Дайки основного и среднего состава: керсантиты, габбро-диабазовые порфириты, диабазовые порфириты, диоритовые порфириты и др.	17	0.03—0.52 0.22	0.01—0.26 0.16
6. Дайки кислого состава: гранит-порфиры, кварцевые порфиры, липаритовые, липарит-дацитовые порфиры и др.	25	0.02—0.26 0.18	0.01—0.26 0.12
7. Экструзивы андезито-дацитового, дацитового липаритового и др. составов	22	0.01—0.17 0.064	0.01—0.26 0.172

* Анализы, результаты которых приведены в таблицах 2 и 3, проведены в Центральной лаборатории Управления геологии Армянской ССР.

В кислых дайковых образованиях содержание фтора колеблется в пределах от 0,02 до 0,26%, составляя в среднем 0,18%, а хлора—от 0,01 до 0,26%, в среднем 0,12%. Соотношение фтора и хлора 1,5.

В кислых экструзивных образованиях содержание фтора колеблется от 0,01 до 0,17%, а хлора—от 0,01 до 0,26%, составляя в среднем соответственно 0,064 и 0,172%. Соотношение фтора и хлора 0,4.

Анализ имеющихся материалов показывает, что между содержанием фтора, хлора, пятиокси фосфора и других петрогенных элементов отсутствует какая-либо четко выраженная зависимость.

В соответствии с таблицей 3 в постмагматических рудоносных метасоматитах основных формаций руд содержание фтора, по данным 142 анализов, составляет 0,091%, а хлора, по результатам 243 определений,—0,025%.

Содержание фтора и хлора колеблется в широких пределах, составляя для фтора в среднем 0,071—0,11%, а для хлора—0,017—0,031%.

Таблица 3

Содержание фтора и хлора в гидротермальных рудоносных метасоматитах

Название рудоносных формаций	Содержание в %			
	фтор		хлор	
	Кол-во проб	Пределы	Кол-во проб	Пределы
		Ср. содержание		Ср. содержание
Железорудные	50	сл.—0.32 0.071	55	не об.—0.05 0.02
Медно-молибденовые	8	0.03—0.39 0.10	36	не об.—0.15 0.031
Меднорудные	27	0.02—0.25 0.11	25	не об.—0.075 0.017
Золоторудные	57	сл.—0.23 0.091	127	сл.—0.09 0.023

Среди железорудных месторождений сравнительно высокое содержание фтора (0,32%) установлено в магнетит-апатитовых рудах Абовинского месторождения, а в рудах Базумского железорудного месторождения, по данным 15 проб, фтор практически отсутствует.

Соотношение фтора и хлора в рудах железорудных месторождений различных генетических типов в среднем составляет 3,5.

В рудных метасоматитах медно-молибденовых месторождений наиболее высокое содержание фтора (0,39%) установлено в отдельных пробах Анкасарского месторождения (Гехинское рудное поле), а хлора (0,15%)—в рудах Анкаванского месторождения (Памбакский рудный район). Рудоносные метасоматиты Техутского месторождения характеризуются практическим отсутствием фтора и хлора. Соотношение фтора и хлора колеблется от 1 до 7 и в среднем составляет 3.

В рудах медных месторождений различных генетических типов соотношение фтора и хлора варьирует от 2,5 до 40 (Анкадзорское месторождение). Руды медноколчеданых формаций (Алавердское и Кафанское месторождения), в отличие от остальных типов медных руд, характеризуются практическим отсутствием хлора.

Наиболее устойчивое содержание фтора и хлора наблюдается в золотоносных гидротермальных метасоматитах различных формаций. Соотношение фтора и хлора колеблется в диапазоне от 3 до 8, составляя в среднем 4.

В целом, по сравнению с интрузивными, дайковыми и экструзивными породами, гидротермальные метасоматиты обеднены фтором и хлором. Таким образом, изучение поведения фтора и хлора позволяет выявить некоторые характерные диспонируемые геохимические особенности отдельных интрузивных комплексов и гидротермальных метасоматитов различных рудных формаций.

Управление геологии
Армянской ССР

Поступила 26.III. 1986.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.—Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
2. Готман Я. Д. Некоторые вопросы генезиса гидротермальных месторождений.—Сов. геол., 1975, № 9, с. 107—110.
3. Грабежев А. И., Вигорова В. Г., Чащухина Б. А. Основные геохимические особенности гранитных массивов Восточно-Уральского поднятия.—Геохимия, 1981, № 4, с. 596—611.
4. Рафальский Р. П., Брызгалов О. В., Федоров П. Л. Перенос вольфрама и отложение шеелита в гидротермальных условиях.—Геохимия, 1984, № 5, с. 611—624.
5. Рейф Ф. Г. Условия и механизм зарождения рудоносных растворов на вольфрамовых месторождениях Забайкалья.—Геохимия, 1980, № 11, с. 1675—1684.
6. Сотников В. И., Никитина Е. И., Семенов В. И., Лаврентьев Ю. Г. Хлор и фтор в эндогенном процессе.—Геохимия, 1971, № 2, с. 168—179.
7. Сотников В. И., Березина А. П., Королюк В. Н., Никитина Е. И. Об одном из возможных источников хлора в минералообразующих растворах.—Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 3, с. 705—708.
8. Ферсман А. Е. Фтор.—В кн.: Геохимия, т. IV—Л.: Госхимиздат, 1939, с. 61—64.
9. Ферсман А. Е. Хлор.—В кн.: Геохимия, т. IV—Л.: Госхимиздат, 1939, с. 100—102.
10. Ферсман А. Е. Избранные труды, т. II.—М.: Изд. АН СССР, 1953, с. 337—340.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, XL, № 5, 70—73, 1987

УДК: 550.382.3 (479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. А. ВАРДАНЯН

ИЗУЧЕНИЕ ПРИРОДЫ ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ОСАДКОВ РАЗРЕЗА ЛУСАХПЮР—1

В работе исследуется коллекция озерно-аллювиальных осадков Ширакской котловины с точки зрения решения первого этапа общей задачи—выяснения природы I_n . Для детального палеомагнитного изучения был выбран разрез Лусахпюр, который расположен в 500 м от одноименного селения на левой стороне шоссе на дороге Ленинакан-Агин. Видимая мощность разреза 3 м. Разрез представлен чередующимися слоями и прослоями глин, песка, супесей с тонкими прослоями ракушечника [2].

Цель работы—выяснение пригодности собранной коллекции для изучения палео-вековых вариаций, определения минералов-носителей естественной остаточной намагниченности и вида намагниченности. На этой коллекции отрабатывалась диагностика

выделения ориентационной намагниченности магнитными и немагнитными методами. Для определения состава и структуры ферромагнитной фракции использовались следующие методы: магнитные—метод ДТМА (метод термодифференциального анализа), $I_{rs}(T)$ (температурная зависимость остаточной намагниченности насыщения), метод параметров насыщения, кривые технического намагничивания, диаграмма Зий-дервельда от температуры, кривые переменного поля, низкая температура; немагнитные—метод оптической микроскопии и рентгеноспектрального анализа.

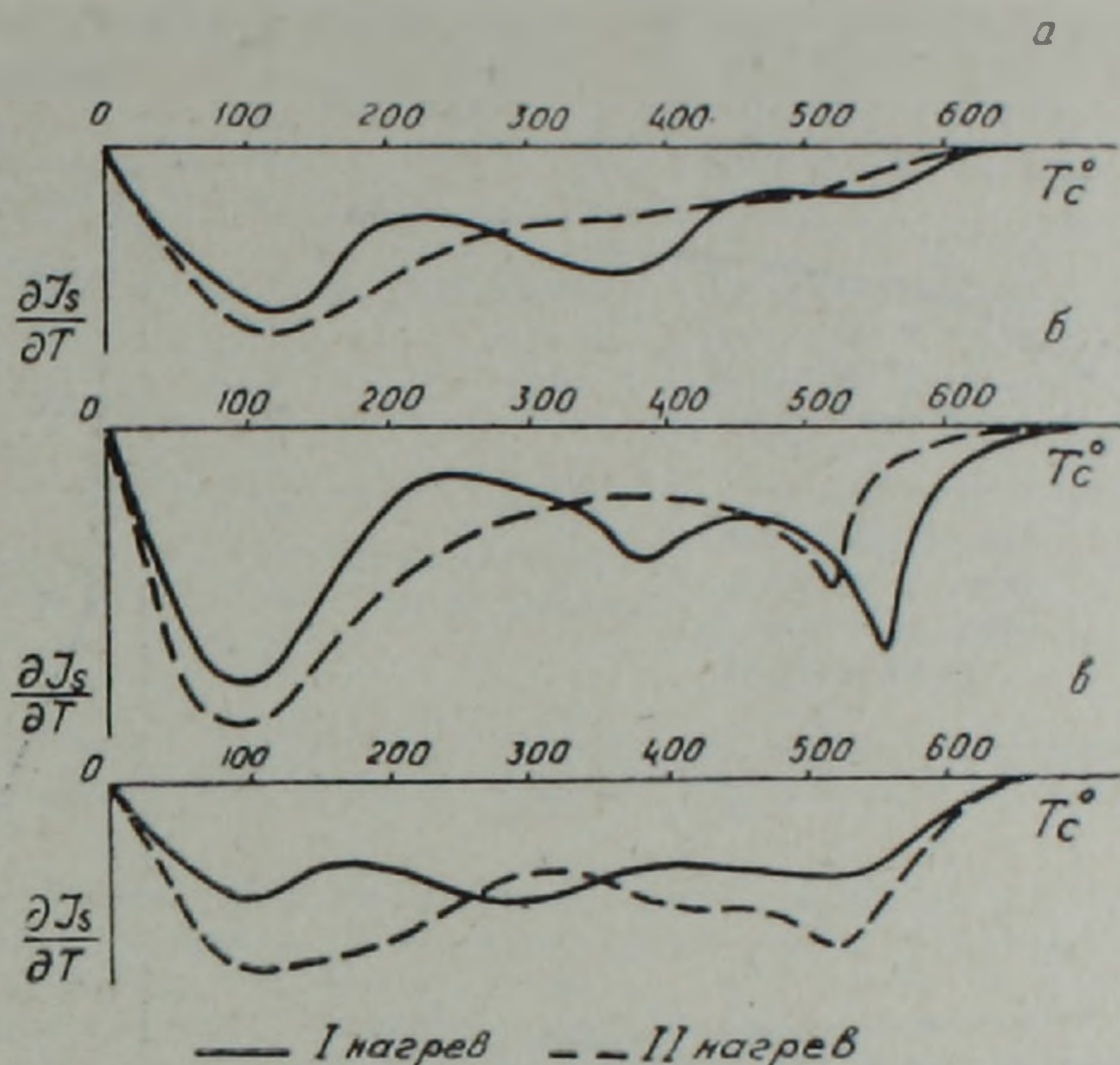


Рис. 1. Типичные кривые термодифференциального анализа ($\partial I_s / \partial T$) Лусахпюр—1.

Кривые ДТМА [1] показывают присутствие магнетита и ферромагнетика с $T_c \sim 320^\circ \div 350^\circ$ (рис. 1). На кривых повторного нагрева пик с низкой T_c сглаживается. Есть основание считать, что и в этом случае мы имеем дело с титаномagnetитом. Магнетитовый пик в области 570°C на кривых второго нагрева уменьшается по амплитуде, что может быть связано с окислением наиболее мелких зерен.

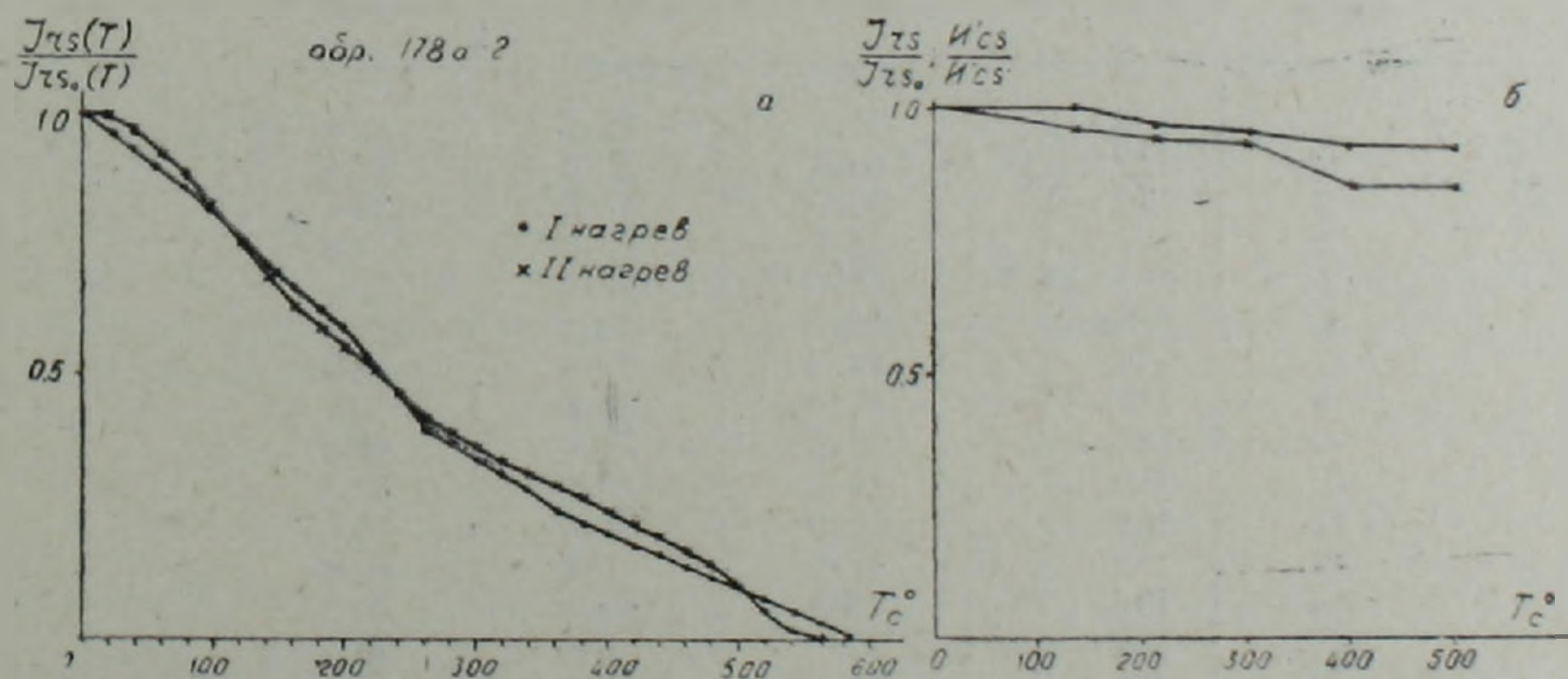


Рис. 2. а—температурная зависимость остаточной намагниченности насыщения; б—температурный ход параметров насыщения для гипчных образцов.

Характер кривых $I_{rs}(T)$ (рис. 2а) подтверждает предположение о составе ферромагнитной фракции. На кривой первого нагрева видна $T_c \sim 350^\circ\text{C}$. На кривой второго нагрева перегиб в области 350°C сглаживается, зато проявляется фаза с низкой T_c и более четко видна магнетитовая фаза (вернее—бедный титаномagnetит). Такая картина соответствует представлению о распаде титаномagnetита.

Параметры насыщения при нагреве несколько падают, причем H'_{cs} — больше, чем I'_{rs} (рис. 2б). Величина H'_{cs} по разрезу варьирует в пределах $400 \div 700 \text{ Э}$. Такая картина согласуется с предположением о присутствии в породе титаномagnetита и мелкозернистого магнетита. Коэрцитивные спектры по постоянному полю имеют максимум в области 100 Э и сильно размытую правую ветвь, насыщение достигается в полях 2000 Э (рис. 3а). Это означает, что ферромагнитная фракция имеет в своем составе и крупные зерна, и мелкие, с большим спектром по размерам частиц. Чтобы убе-

даться в том, что естественная остаточная намагниченность связана с магнетитом был осуществлен эксперимент с низкими температурами [3]. 18 образцов, отобранных из всех частей разреза, были охлаждены до изотропной точки (до температуры жидкого азота) и выдержаны 30 мин, после чего вновь нагреты до комнатной температуры, при которой вновь измерена остаточная намагниченность. Оказалось, что последняя уменьшилась в среднем на 42% (табл. 1), что можно связать только с участием магнетита в естественной остаточной намагниченности.

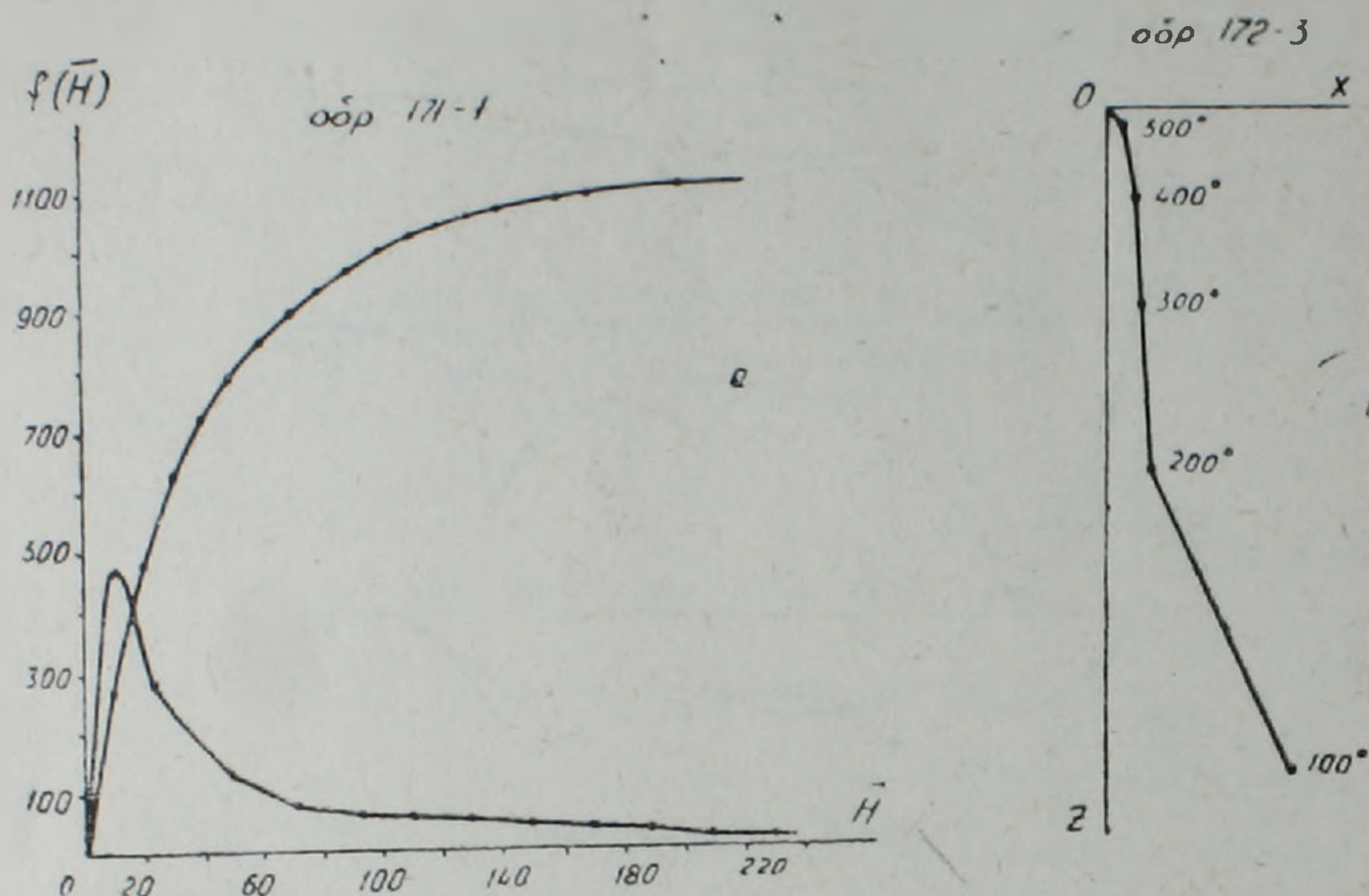


Рис. 3. а—типичные коэрцитивные спектры по постоянному полю (Лусахпюр—1); б—диаграмма Зийдервельда по температуре (Лусахпюр—1).

Таблица 1

Разрез «Лусахпюр—1»				
№№ п/п	№ образца	$I_{п0} \cdot 10^{-6}$ СГС	$I_{п}$ низ. T°	$I_{п}/I_{п0} \cdot \%$
1.	178 —2	31,0	19,8	36%
2.	179 —2	40,0	26,0	35%
3.	180 —2	58,0	37,0	36%
4.	181 —1	38,5	21,0	44%
5.	182 —4	44,0	27,0	38%
6.	178а—2	46,0	19,0	57%
7.	184 —2	44,7	21,0	54%
8.	187 —1	41,0	33,0	19%
9.	188в—4	56,0	21,8	60%
10.	186 —1	48,0	30,0	37%
11.	188г—2	56,0	28,0	50%
12.	189 —2	17,0	9,0	47%
13.	189а—2	75,5	49,0	34%
14.	189а—4	11,0	8,0	27%
15.	191 —3	19,0	10,0	47%
16.	192 —2	35,0	17,0	50%
17.	194б—5	69,0	42,0	39%
18.	190а—2	14,0	8,0	42%
			ср.	42%

В табл. 2 представлены результаты просмотра шлифов под микроскопом. Оптический анализ показывает, что зерна изометричные или неправильные, распределены равномерно. Присутствует в породе титаномagnetит, мелкозернистый магнетит и незначительное количество гематита. Итак, основным ферромагнетиком в разрезе Лусахпюр—1 является титаномagnetит и мелкозернистый магнетит. Диаграмма Зийдервельда показывает перегиб в области 200°C , где снимается вязкая намагниченность (рис. 3б). Направление $\vec{I}_{п}$ титаномagnetитовой и магнетитовой части практически не различается.

Характеристика рудых минералов осадков разреза
Лусахпюр—1

№ образца	Содержание %	Размер зерен, мм	Форма зерен	Предполагаемые рудные минералы	Распределение
162 Лус.—1	1%	0.01—0.05	Встречаются сферические выделения	Титаномагнетит, гидрогетит или гидрогематит, собранный в грозди	Равномерное
167	1%	0.01—0.05	Неправильная	Мелкозернистый магнетит и титаномагнетит, есть гидрогематит	Равномерное
178	1—2%	0.02—0.05	Изометричная или неправильная	Мелкозернистый магнетит и титаномагнетит, есть гидрогематит	Равномерное

Можно считать, что $T=200^{\circ}\text{C}$ достаточна для выхода на первичное направление. Воздействие переменного поля не изменяет сколько-нибудь заметно направления I_p .

По-видимому, вязкая намагниченность, которая снимается при нагреве до 200°C , образовалась в естественных, а не в лабораторных условиях, и переменное поле $H=300$ Э недостаточно для того, чтобы ее снять.

Чистка нагревом до 200°C является оптимальной.

Итак, результаты оптических и лабораторных исследований приводят к выводу о том, что естественная остаточная намагниченность осадков разреза Лусахпюр—1 первична, то есть синхронна процессу осадкообразования. Это обстоятельство делает изученный объект подходящим для исследования закономерностей временных изменений геомагнитного поля.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН АрмССР

Поступила 24.VI.1986.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буров Б. В., Ясонов П. Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Изд. Каз. гос. ун-та, 1979.
2. Саядян Ю. В. К литологии и истории развития антропогенных озерных и озерно-речных отложений Ширакской котловины.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1967, т. 20, № 1—2, с. 127—135.
3. Ozima M. Low temperature characteristics of remanent magnetite self-reversal and recovery phenomena of remanent magnetization. J. Geomagn and Geoelectr., 1964, v. 6, No. 3p. 165—177.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 5, 73—76, 1987

УДК: 550.343.4:550.838

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Т. А. СИРУНЯН, Е. П. ТЮНОЯН, Г. М. ОГАНЕСЯН

ПРИМЕНЕНИЕ МАГНИТОМЕТРИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ ПОИСКЕ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СЕЙСМОАКТИВНЫХ РАЙОНАХ АРМЕНИИ

Прогноз землетрясений в настоящее время является одной из актуальных задач наук о Земле и самой геофизики. Под прогнозом подразумевается предсказание места, времени и интенсивности проявления подземного толчка. Для решения этой проблемы необходимым является выявление признаков накопления упругих напряжений в области будущего очага землетрясения. В комплексе прогностических исследований одним из методов слежения за физическими процессами, происходящими в недрах Земли, является магнитометрия. Основой тому является существование «тектономагнитного» эффекта, т. е. изменение локального геомагнитного поля при изменении

напряженного состояния горных масс, обнаруженного лабораторными экспериментами на образцах горных пород. Данные лабораторных экспериментов, а также многолетние полевые наблюдения показали, что величина тектономагнитного эффекта в среднем составляет несколько или первые десятки нТл [1, 3, 4].

Для выделения этого сигнала необходимо учитывать возможные изменения геомагнитного поля (ГМП) от различных источников не сейсмотектонической природы [5]. Вариации локального геомагнитного поля могут быть вызваны изменениями температуры, физико-химическими процессами, электрокинетическими явлениями и др. Заметим, что периоды и величины всех перечисленных вариаций сопоставимы с периодами и величинами тектономагнитных вариаций.

С целью поисков предвестников землетрясения и понимания физических основ их возникновения с 1981 г. при ОМСЭ ИГИС АН АрмССР были организованы стационарные режимные и повторные профильные наблюдения. Расположение сейсмических станций, пунктов стационарных и маршруты повторных профильных геомагнитных наблюдений показаны на карте-схеме (рис. 1).

Пункты геомагнитных наблюдений «Гюлакарак» и «Джермук» оснащены протонными прецизионными магнитометрами МПП—1 чувствительностью в 0,1 нТл, на станции «Джрагзор» запись компонентов H , Z , D геомагнитного поля производится с помощью магнитовариационной станции МВС—3, чувствительностью 0,5—0,8 нТл/мм. Маршрутные профильные наблюдения выполнялись с помощью полевых протонных магнитометров РМР—2А (чувствительностью 0,5 нТл) польского производства и ММП—203 (чувствительностью 1 нТл).

В период наблюдений с 1981 по 1986 гг. были выявлены некоторые аномальные изменения локального ГМП, превышающие фоновый уровень, которые по времени хорошо коррелируются с местными землетрясениями слабой и средней силы ($9 \leq K \leq 12$), а также с удаленным сильным землетрясением с $M=6,7$, эпицентральные расстояния (Δ) (рис. 2) которого до ближайшего пункта наблюдения составляют 220 км.

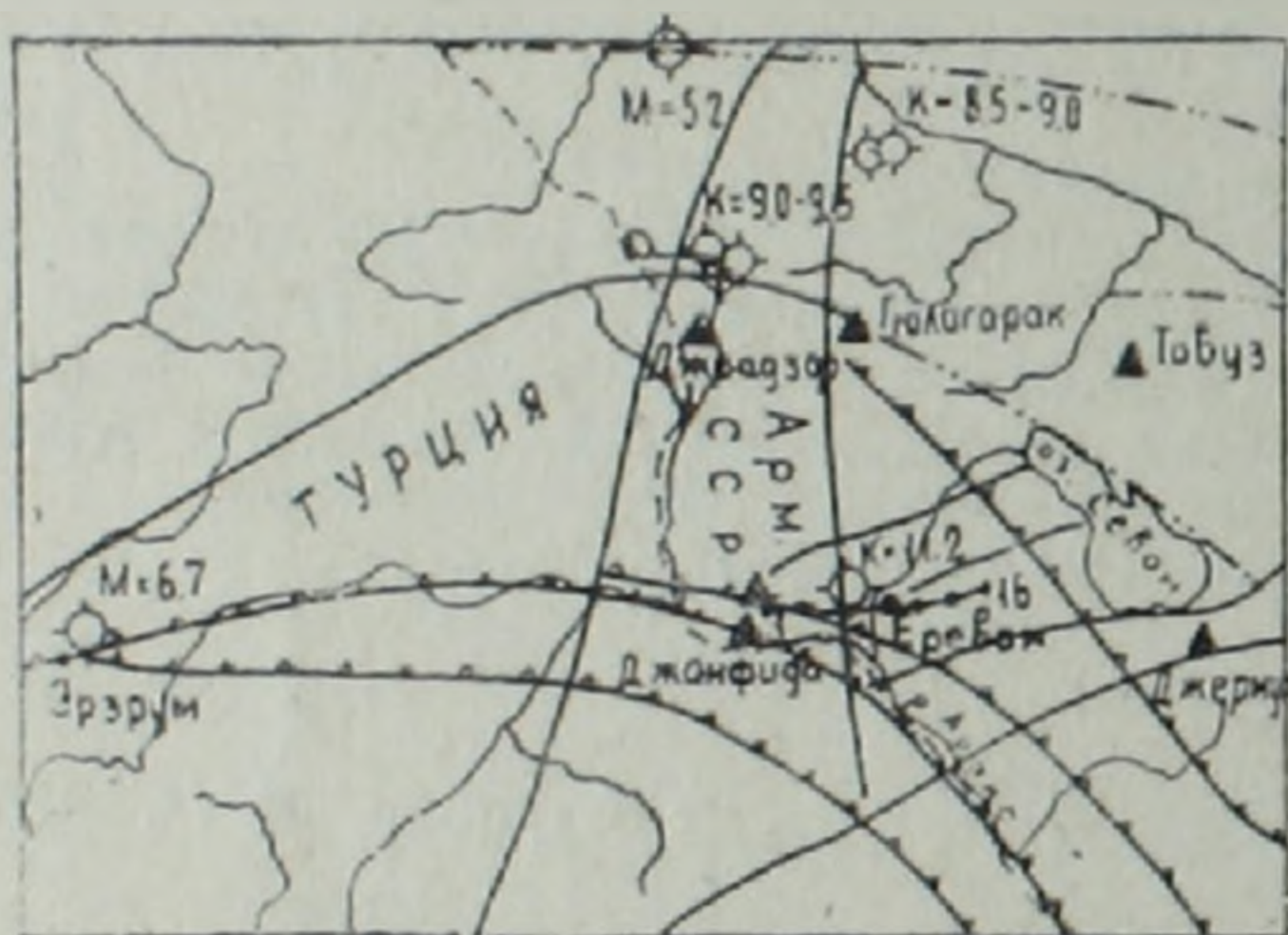


Рис. 1. Тектоническая схема района наблюдений. Сплошными линиями обозначены тектонические нарушения (по А. А. Габриеляну); треугольниками—пункты геофизических наблюдений; кружочками—эпицентры землетрясений.

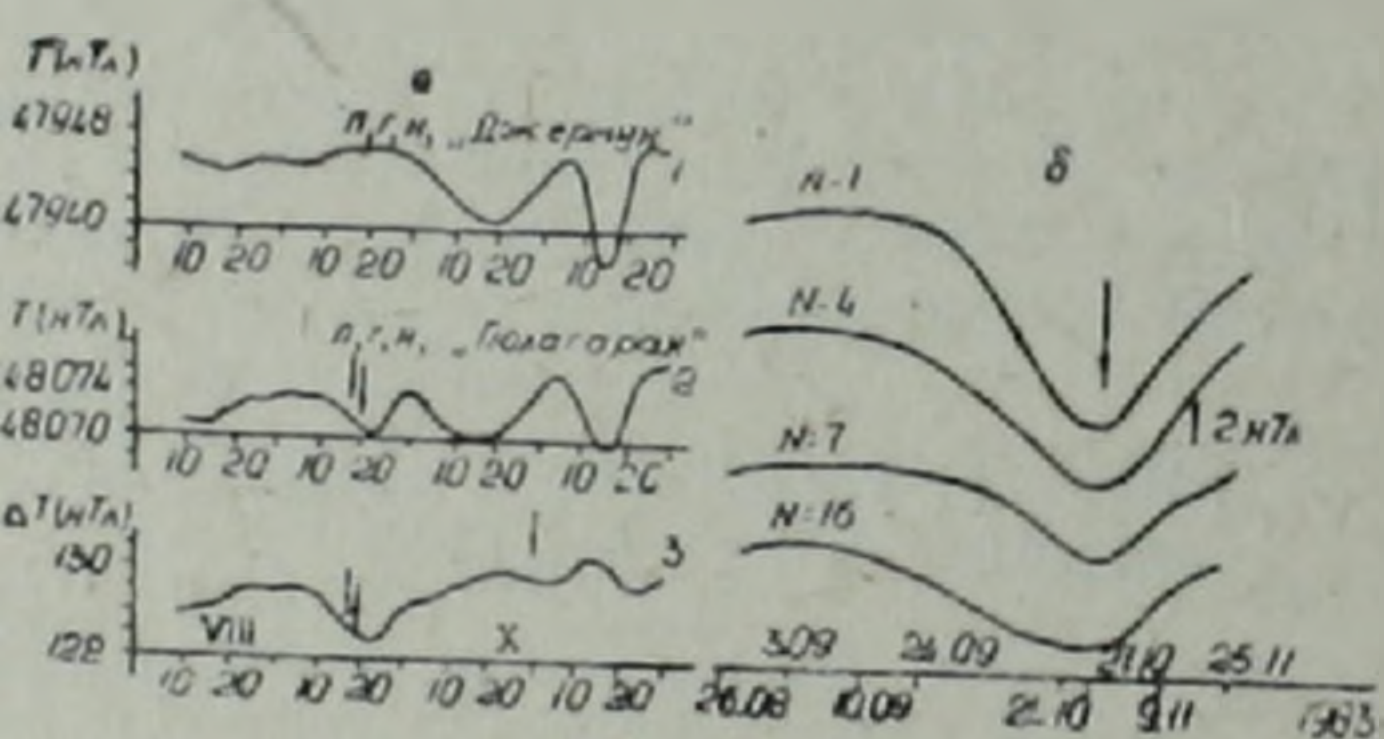


Рис. 2. а—Временные вариации геомагнитного поля на геофизических пунктах «Джермук» (1), «Гюлакарак» (2) и разностное поле между ними (3); б—относительные изменения значений ΔT между Душетской обсерваторией и точками 1, 4, 7, 16 профиля Джанфида—Гегард. Стрелками обозначены моменты землетрясений.

На рис. 2а представлены среднесуточные значения T на пунктах «Джермук» и «Гюлакарак». На графике ΔT между этими пунктами с начала сентября месяца 1983 г. наблюдается аномальное уменьшение (4—5 нТл) значений ΔT , по времени совпадающее с местными землетрясениями ($\Delta=40$ км) с классностью $K=9$ и $K=9,5$, происходящими в течение двух суток. В конце октября минимум ΔT (2 нТл) по времени совпадает с Эрзурумским ($\Delta=220$ км) землетрясением с $M=6,7$. По-видимому, с этим землетрясением связана также выявленная аномалия во время профильных наблюдений по профилю «Джанфида—Гегард» (рис. 2б). Особенностью пространственного распределения ГМП в данном случае является «затухание» амплитуды δT_a от 13 до 4 нТл по мере удаления от очага землетрясения.

Минимум разностных значений ΔT до 14 нТл между пунктами «Джанфида» и «Гюлакарак» (а), «Джанфида» и «Джермук» (б) по времени соответствует Ереванскому землетрясению с $K=11,2$ (рис. 3).

Во всех случаях вид вариаций примерно одинаковый: первоначально наблюдается увеличение ΔT , далее происходит уменьшение, которое предшествует сейсмическому событию, после чего значение ΔT возрастает до прежнего уровня.

Такой характер изменений сохраняется и при длиннопериодных геомагнитных вариациях. На рис. 4 представлены долговременные (5 лет) ряды значений полного вектора T геомагнитного поля для ст. «Гюлакарак» и «Джермук» (б, в), осредненные за три месяца, и разностные значения (а) между ними. После исключения веко-

вых вариаций обнаруживается четкая корреляция ($r=0.9$) между разностными значениями ΔT и ходом поля на ст. «Гюлакарак», т. е. наблюдаемые изменения в основном обусловлены локальными процессами, происходящими в районе ст. «Гюлакарак». Сопоставление этих рядов с уровнем сейсмической активности показало, что периодам минимумов изменений ГМП разностных и абсолютных для ст. «Гюлакарак» значений по времени соответствует повышенная сейсмическая активность этого района. Для расчета количества высвобожденной сейсмической энергии использованы землетрясения с $K \geq 9$, эпицентральное расстояние которых до пункта «Гюлакарак» не превышало 50 км.

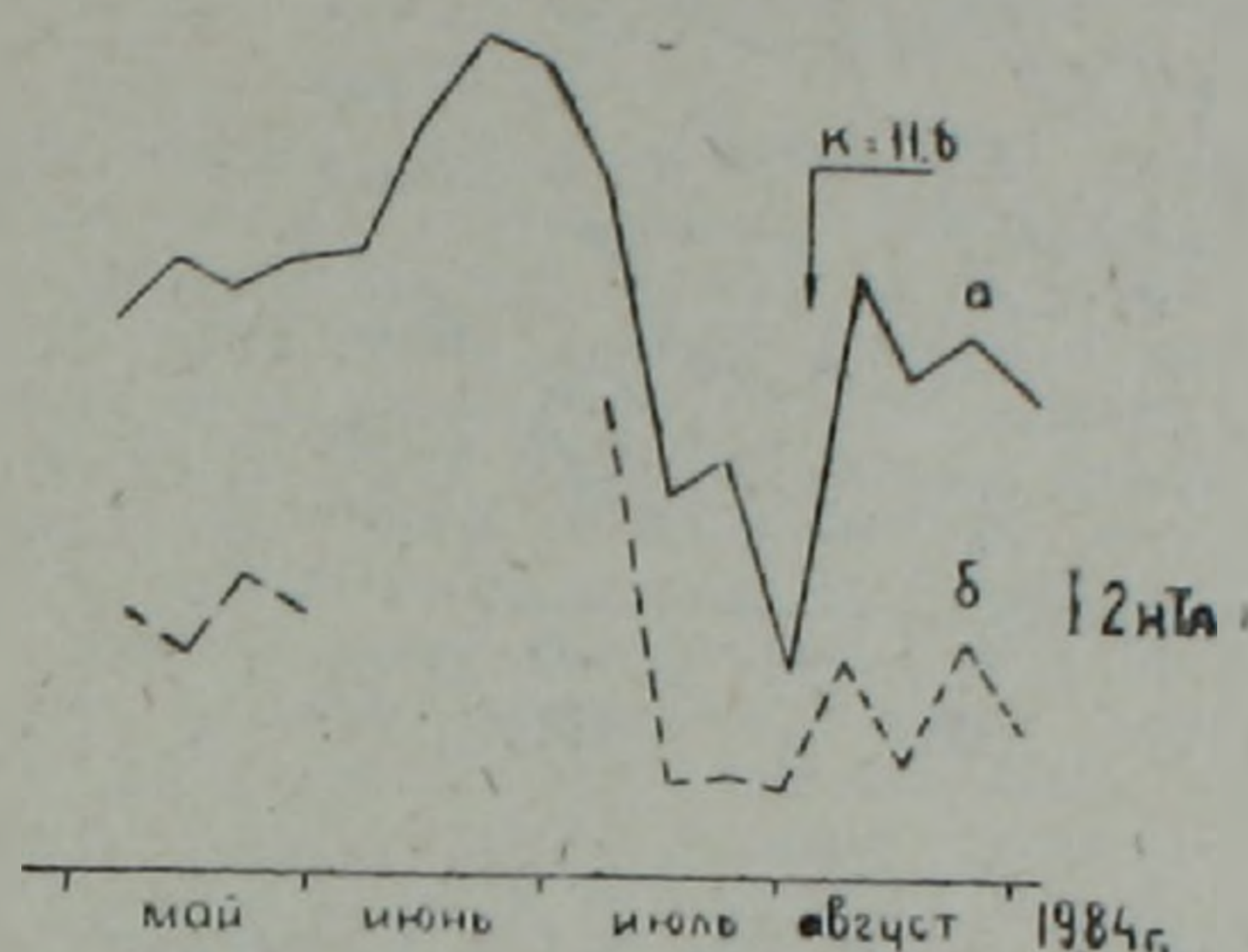


Рис. 3. График значений ΔT между пунктами: а—Джермук—Джанфида, б—Гюлакарак—Джанфида.

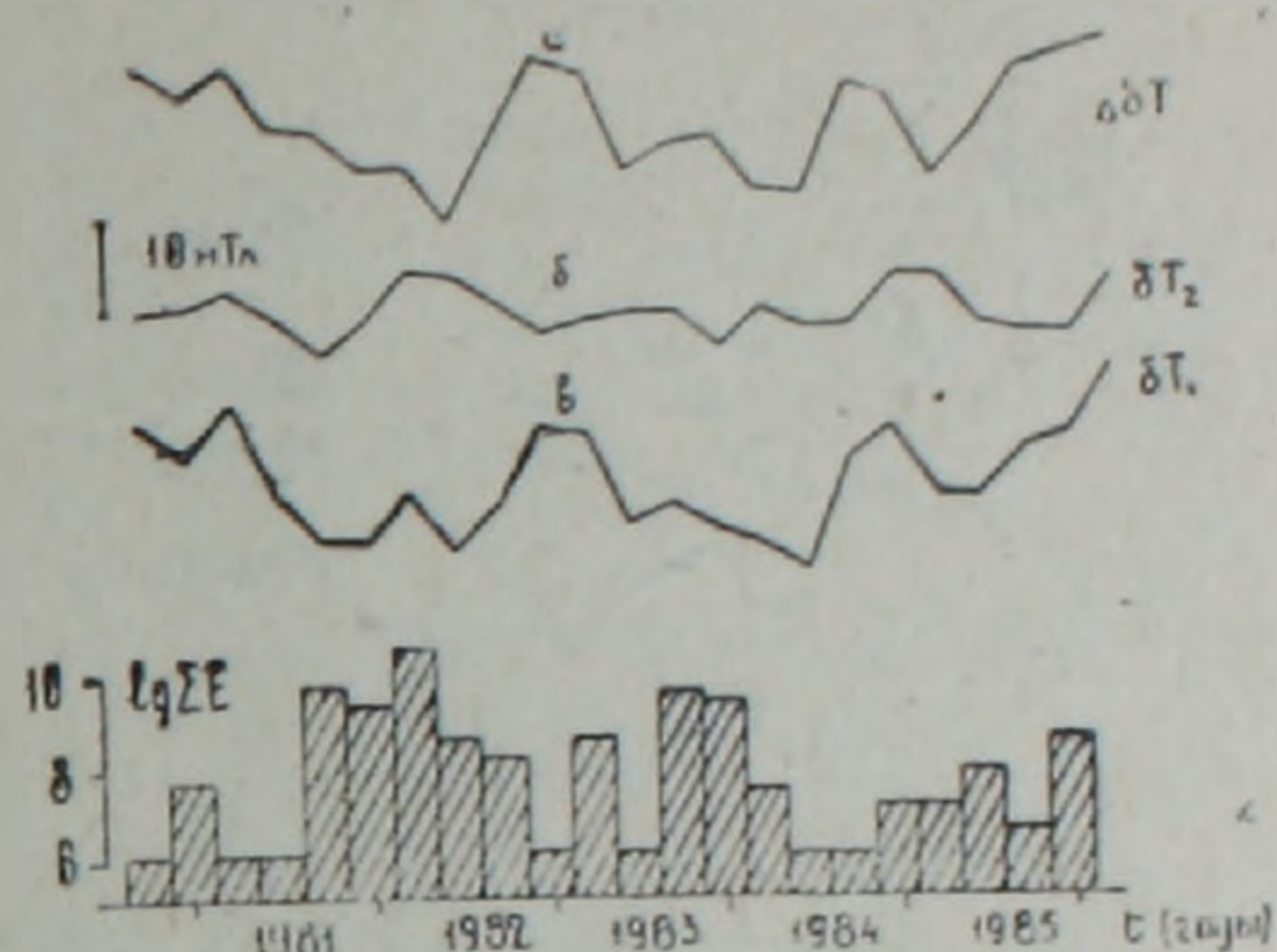


Рис. 4. Длиннопериодные изменения геомагнитного поля за период наблюдений в пунктах Гюлакарак (в), Джермук (б) и разности между ними (а).

Обсудим возможность использования электромагнитной индукции в Земле от внешнего источника с целью обнаружения изменения проводимости в различных слоях земной коры при перераспределении тектонических напряжений. Многими авторами использовались отношения $\Delta Z/\Delta H$ (а иначе передаточные функции) компонент ГМП для бухтообразных возмущений поля, внезапного начала магнитных бурь и других геомагнитных вариаций [5]. Были обнаружены аномальные изменения отношения $\Delta Z/\Delta H$ величиной примерно в 0,2—0,3, которые предвещали сильным землетрясениям. Длительность этих аномальных изменений составляла от нескольких лет до первых месяцев.

При постоянстве геометрических параметров внешних токовых систем такие изменения могут происходить из-за пространственно-временных изменений проводимостей. Поэтому, чтобы обнаружить изменения электропроводности внутри Земли, требуется проанализировать вариации геомагнитного поля, индуцированные от внешних источников.

Наиболее общие характеристики индукционных эффектов можно выразить через векторы Визе: $C = \sqrt{A^2 + B^2}$, где $A = \Delta Z/\Delta H$, $B = \Delta Z/\Delta D$ и угол наклона этого вектора $\Phi = \arctg A/B$ связаны с электрическими параметрами внутренней среды (в частности с электропроводностью), а потому их изменчивость во времени указывает на изменения проводимости [6].

С этой целью для геофизического пункта «Джрадзор» (см. рис. 1) с помощью передаточных функций были рассчитаны амплитуды C и углы Φ вектора Визе по бухтообразным возмущениям. Периоды выбранных вариаций составляли от 10 до 120 минут. За период наблюдений с 1985 по 1986 гг. на фоне нерегулярных колебаний параметров C и Φ было обнаружено несколько случаев короткопериодных аномальных изменений этих параметров (рис. 5а,б), причем эти изменения для амплитуды C составляли 0,15—0,25 и более, что в два-три раза превышает уровень среднеквадратичных ошибок; для угла Φ величины аномальных изменений составляли 20° и больше. Простое сопоставление этих рядов с сейсмическими событиями с $K \geq 9$, эпицентральное расстояние которых составляло 15÷20 км, показало, что экстремумы аномальных изменений параметров C и Φ соответствуют моментам указанных землетрясений. Как видно из рисунка, наиболее резкие изменения приурочены к периодам 10, 40, 50 минут, что, видимо, обусловлено глубиной очага готовящегося землетрясения. Заметим, что более динамичный характер изменений угла Φ по сравнению с изменениями амплитуды C , дает право предполагать о преимущественной информативности угла Φ вектора Визе.

В заключение можно сказать:

1. В сейсмоактивных зонах АрмССР, в частности в Джавахетском нагорье, установлено существование локальных изменений геомагнитного поля, проявляющих пространственно-временную связь с сейсмическими событиями. Выявлено, что характерное время проявления вариаций ГМП сейсмотектонической природы составляет от нескольких до первых десятков суток. Амплитуда этих вариаций зависит от интенсивности сейсмического события и от эпицентрального расстояния.

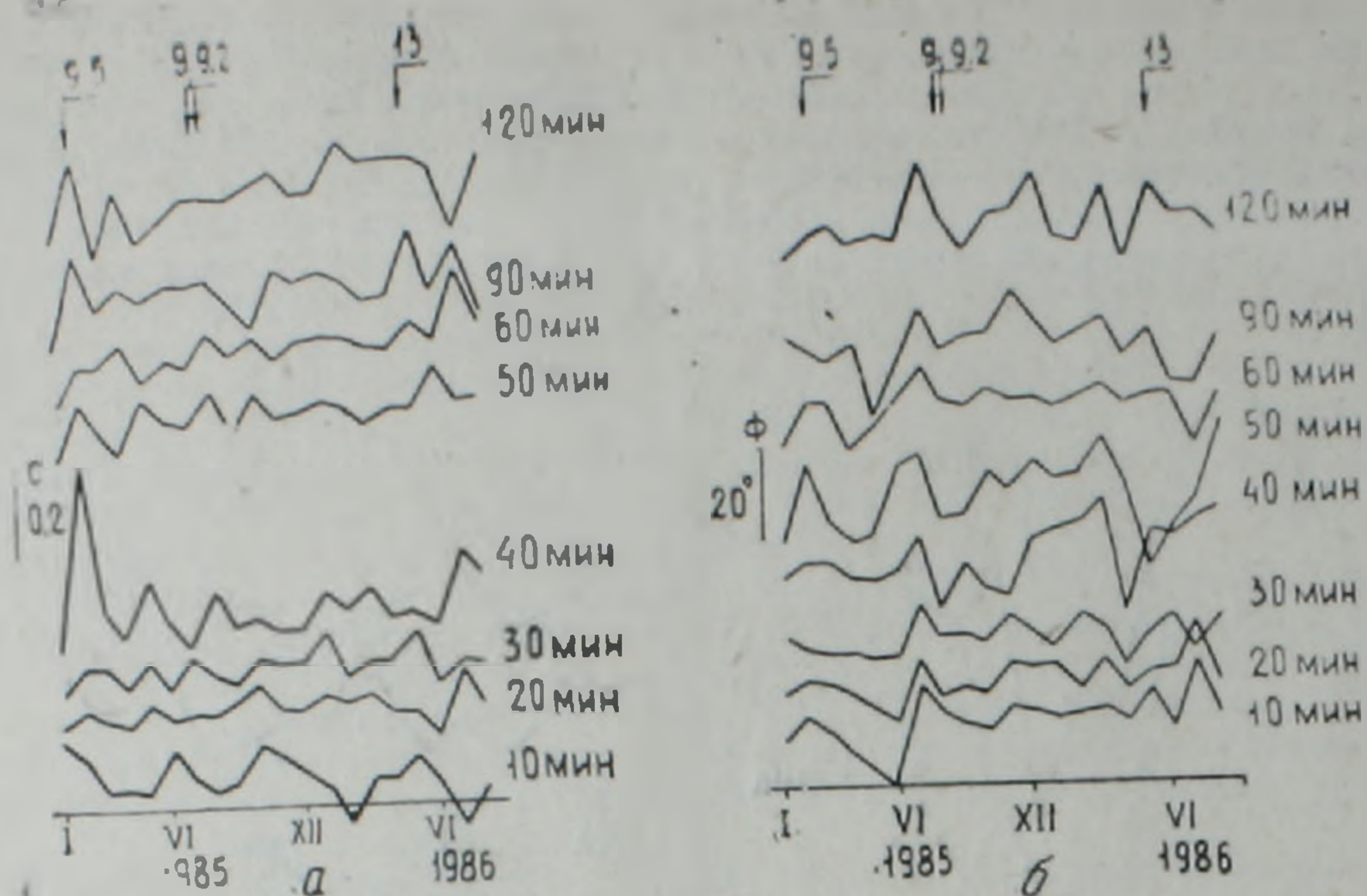


Рис. 5. Временные вариации параметра C (а) и угла Φ (б). Стрелками обозначены моменты землетрясений.

2. В периоды сейсмической активизации в районе пункта наблюдений «Гюлакар» наблюдается уменьшение абсолютного уровня геомагнитного поля величиной ~ 15 нТл, что, по мнению авторов, вызвано интенсивными сеймотектоническими процессами в районе пункта наблюдений в указанные периоды.

3. Результаты впервые использованной методики по расчету векторов Визе для геофизического пункта «Джрадзор» показали, что изменения проводимости из-за перераспределений тектонических напряжений, в основном, происходят в двух слоях земной коры, по глубине соответствующих периодам 10–15 и 40–50 минут. Отметим, что более динамичные изменения претерпевают направление вектора Визе.

Институт геофизики
и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 12.III. 1987.

ЛИТЕРАТУРА

1. Оганесян Г. М., Тоноян Е. П. и др. Исследования локальных вариаций ГМП в сейсмоактивных районах Армянской ССР.—Киев: Материалы III Всесоюзного съезда по геомагнетизму, 1986, 86 с.
2. Рикитаке Т. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979, 388 с.
3. Сирунян Т. А., Григорян Р. А. Результаты сеймопрогностических исследований на полигонах Армении.—Материалы Всесоюзного совещания и III научной сессии Дальневосточного научного центра АН СССР. Владивосток, 1982, с. 47.
4. Сковородкин Ю. П. Изучение тектонических процессов методами магнитометрии. М.: Наука, 1985, 196 с.
5. Сковородкин Ю. П., Тоноян Е. П. и др. Некоторые вопросы повышения эффективности магнитометрических наблюдений в системе прогноза землетрясений.—В кн.: Прогноз землетрясений, № 6, Душанбе—Москва: Дониш, 1986, с. 65—71.
6. Wiese H. Geomagnetic Tiefentellurik-Geomagn. Inst. Potsdam: Abh. № 36, Akademie-Verlag, 1965, p. 71.

А. Х. БАГРАМЯН

ИЗУЧЕНИЕ БЛИЗВЕРТИКАЛЬНЫХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ ПО АМПЛИТУДНЫМ СПЕКТРАМ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН

Как известно из результатов ГСЗ, глубинные геологические разломы характеризуются резким вертикальным смещением сейсмических границ. При этом параметры соответствующих слоев и свойства границ по разные стороны разлома остаются практически неизменными. Это приводит к тому, что на распространение объемных волн разлом почти не оказывает влияния. По другому обстоит дело для поверхностных волн. Свойства поверхностных волн определяются структурой всей системы слоев общей мощностью порядка длины волны. А поскольку структура слоев по разные стороны разлома оказывается различной за счет смещения границ, то и свойства поверхностных волн при переходе через разлом будут меняться. В частности, должна измениться скорость распространения поверхностной волны (разумеется, это изменение различно для разных частот). Изменение же скорости в зоне, имеющей горизонтальные размеры значительно меньше длины волны, приводит к явлениям отражения и преломления поверхностных волн [2]. Если существуют границы, от которых отражаются поверхностные волны, то для проходящих волн эти границы должны быть преломляющими. При прохождении волн через такую границу будет происходить потеря энергии, т. е. амплитуды проходящих волн будут мень-

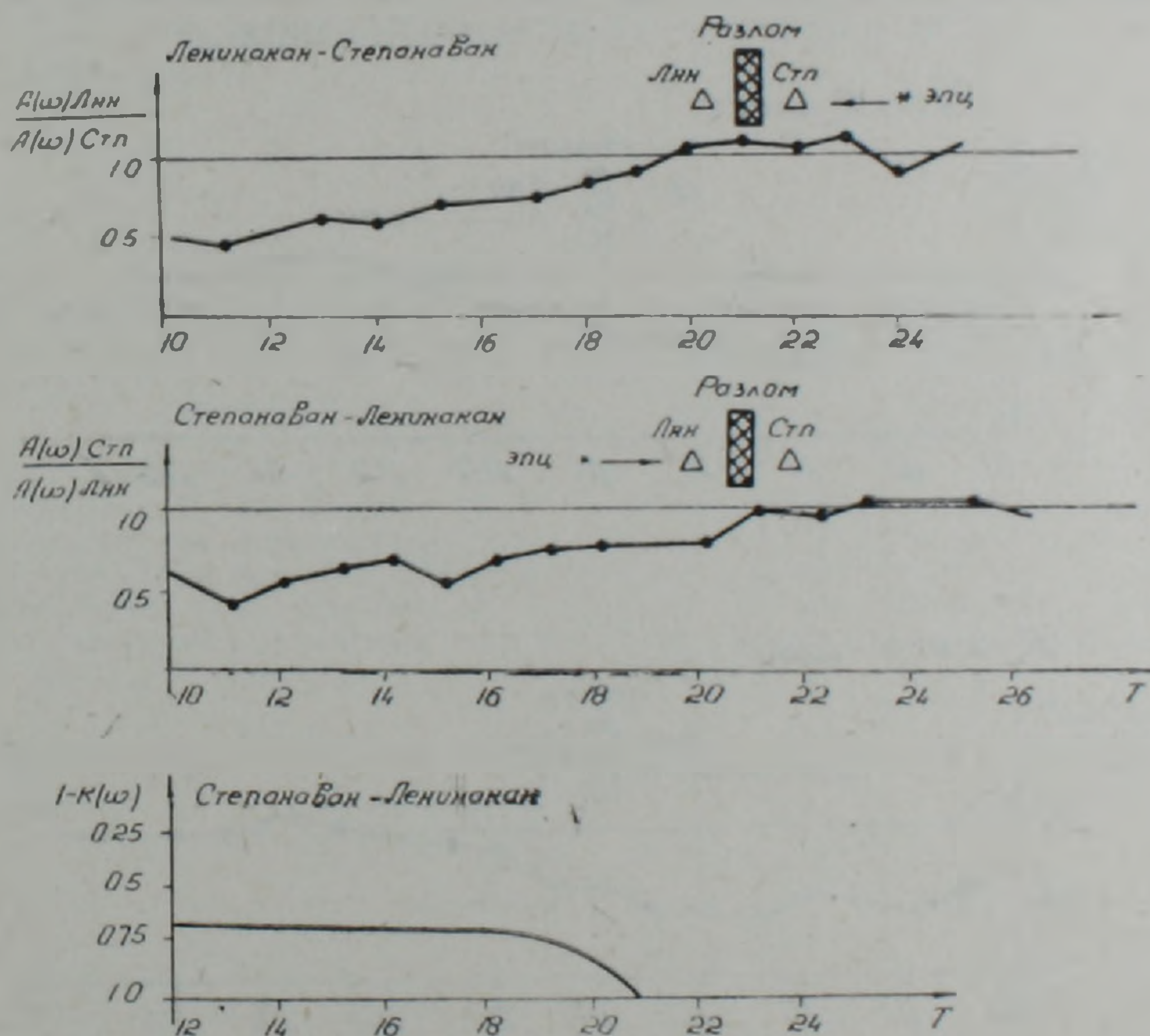


Рис. 1. Отношение амплитудных спектров поверхностных волн на станциях Ленинакан—Степанаван и относительная потеря энергии волн в зависимости от периода при пересечениях исследуемого разлома.

ше, чем если бы на пути распространения волн такой границы не было. Этим свойством можно воспользоваться для выявления таких границ.

Вдалеке от источника фронт поверхностных волн или синфазные поверхности являются цилиндрами и при распространении поверхностных волн в полупространстве, характеризующемся слабой горизонтальной неоднородностью, сохраняется постоянным поток энергии через узкую бесконечно протяженную вертикальную полосу, ограниченную близкими образующими цилиндра [1]. Таким образом, изменение амплитудного спектра волны в процессе ее распространения определяется двумя факторами: геометрическим расхождением лучей и перераспределением энергии волны вдоль вертикали за счет слабого изменения упругих параметров среды по горизон-

тали. Если расстояние между точками наблюдения намного меньше, чем расстояние до источника, то первым фактором можно пренебречь, и тогда отношение амплитудных спектров волны на поверхности определится только изменением распределения энергии волны по вертикали.

Если отношение амплитудных спектров в точках А и В для случая распространения волны в прямом направлении (от А к В) есть $S_B^{(\omega)}/S_A^{(\omega)}$, а для случая распространения волны в обратном направлении есть $\bar{S}_A^{(\omega)}/\bar{S}_B^{(\omega)}$, то должно выполняться соотношение

$$K_{(\omega)} = \frac{S_B^{(\omega)}}{S_A^{(\omega)}} \cdot \frac{\bar{S}_A^{(\omega)}}{\bar{S}_B^{(\omega)}} \approx 1.$$

Если между точками наблюдения находится вертикальная граница—разрыв или разлом, то может происходить потеря энергии волны за счет отражения, поглощения или рассеивания на такой границе между различными геологическими формациями или блоками земной коры. При этом величина $K_{(\omega)}$ будет меньше единицы. Следовательно, величина $1 - K_{(\omega)}$ представляет относительную потерю энергии волны при прохождении через вертикальную границу.

Рассмотренное свойство поверхностных волн можно использовать для прослеживания глубинных разломов. В таких случаях, как показывают исследования [3, 4], образуются отраженные волны и, следовательно, энергии преломленных волн может быть заметно меньше энергии падающей волны.

Если разлом действительно существует, то величина $K_{(\omega)}$ для сравнительно высоких частот должна быть меньше единицы. При помощи изложенного метода изучены глубинные разрывы, находящиеся между сейсмическими станциями. С этой целью исследованы амплитудные спектры поверхностных волн, наблюдаемых на сейсмических станциях от землетрясений различных сейсмоактивных зон.

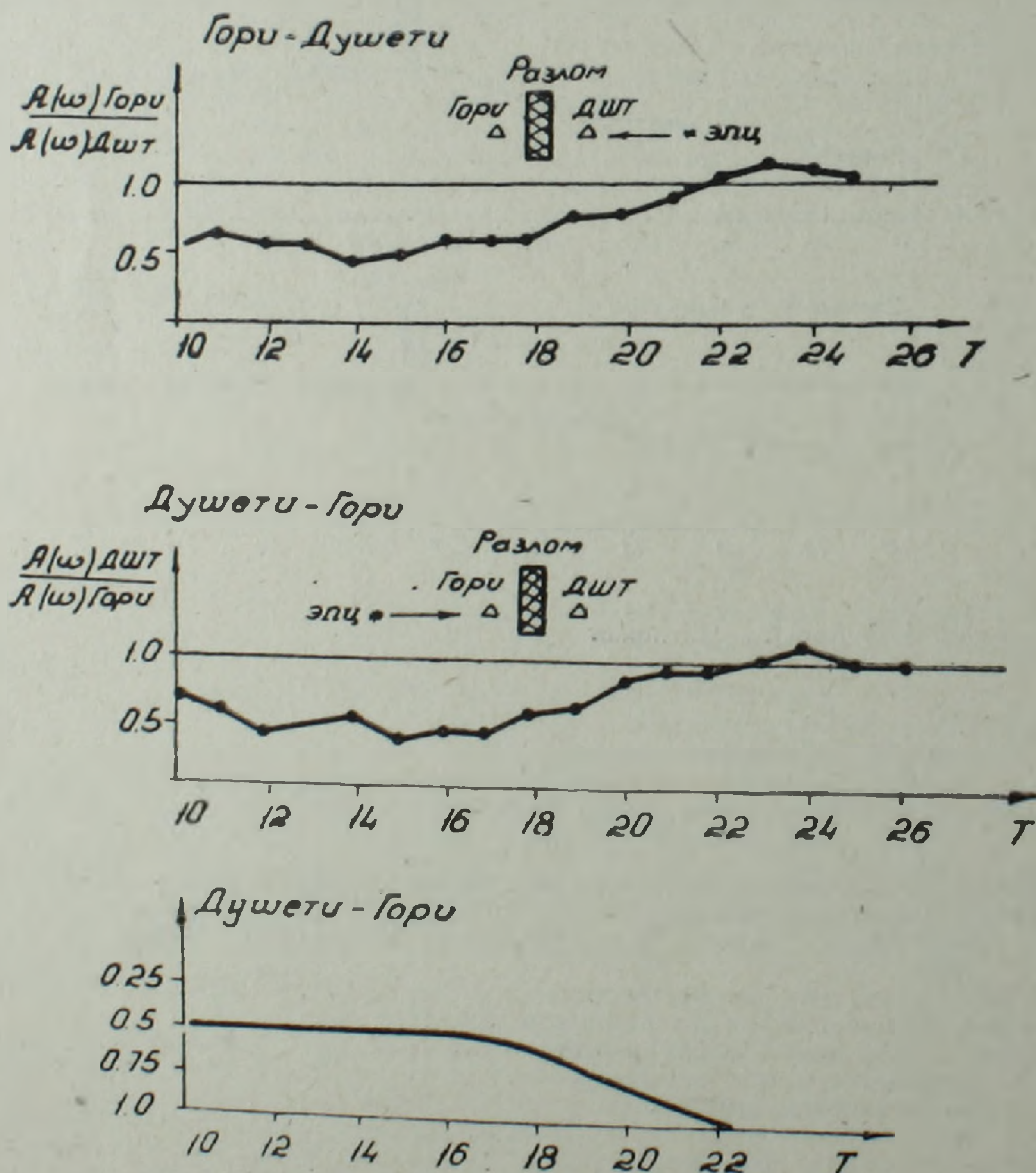


Рис. 2. Отношение амплитудных спектров поверхностных волн на станциях Гори—Душети и относительная потеря энергии волн в зависимости от периода при пересечениях исследуемого разлома.

Для изучения Транскавказского субмеридионального сейсмогенного разлома применялись наблюдения сейсмических станций «Ленинакан», «Степанаван», «Ереван-Ленинакан» и «Гори—Душети», которые расположены по разные стороны исследуемого разлома. Эти станции находятся в створе с эпицентрами землетрясений Африки, Алеутских островов, Филиппин, Индонезии, Гренландского моря.

На рис. 1 и 2 даны отношения амплитудных спектров поверхностных волн на станциях «Ленинакан», «Степанаван» и «Гори—Душети». Как видно из графика, для данного разлома по разным станциям и землетрясениям получается одинаковый результат, т. е. отношение амплитудных спектров приближается к единице при $T > 21-22$ с. Если характеризовать глубину разлома, исходя из длины волны, соответствующей среднему периоду этого интервала, то можно оценить глубину разлома порядка 70—75 км.

Очевидно, если разлом проектируется до некоторой конечной глубины H , то волны, длина которых намного больше H , при своем распространении не будут «ощущать» наличия этого разлома, так что при больших периодах потери энергии на отражения и рассеивание будут близки к нулю.

Чтобы оценить потерю энергии волны при прохождении через разлом, нами вычислены значения $1-K_{(\omega)}$. Кривые $1-K_{(\omega)}$, изображенные на рис. 1 и 2, имеют именно такой вид: до некоторого значения периода уровень сохраняется постоянным, далее следует область более или менее резкого уменьшения уровня, после которого он остается равным нулю. Очевидно, что область периодов, в которой происходит уменьшение величины $1-K_{(\omega)}$, соответствует длинам волн, имеющим порядок вертикального размера разлома.

Таким образом, для Транскавказского разлома эта область ограничена периодом $T=21-22$ с.

Если характеризовать глубину разлома длиной волны, соответствующей среднему периоду из этого интервала, то можно оценить глубину разлома порядка 70—75 км.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 19.III.1987.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабич В. М., Чихаев Б. А., Яновская Т. Б. Поверхностные волны в вертикально-неоднородном упругом полупространстве со слабой горизонтальной неоднородностью.—Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 4, с. 24—31.
2. Итс Е. Н., Яновская Т. Б. Отражение и преломление релеевских волн на вертикальной границе раздела.—В кн.: Вычислительная сейсмология. Вып. 10. М.: Наука, 1977, с. 214—222.
3. Сихарулидзе Д. И., Баграмян А. Х. Некоторые результаты исследования прямых и отраженных поверхностных волн, возникающих при Зангезурских землетрясениях.—Докл. АН АрмССР, 1970, том 51., № 3, с. 170—175.
4. Сихарулидзе Д. И., Баграмян А. Х. Влияние эффекта отражения и преломления поверхностных сейсмических волн в условиях Кавказа.—Сообщ. АН ГССР, 1969, т. 53, № 2, с. 321—324.

I ВЫЕЗДНАЯ СЕССИЯ МЕЖВЕДОМСТВЕННОГО ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО КОМИТЕТА АН СССР «РОЛЬ РЕГИОНАЛЬНОЙ ПЕТРОГРАФИИ В РЕШЕНИИ ГЛОБАЛЬНЫХ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ», ПОСВЯЩЕННАЯ 100-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ В. Н. ЛОДОЧНИКОВА

13—15 мая 1987 г. в Ереване состоялась I выездная сессия Межведомственного петрографического комитета АН СССР, посвященная 100-летию со дня рождения выдающегося петрографа Вардана Никитина (Мкртычевича) Лодочникова (Лодочникянца). Тематика сессии — «Роль региональной петрографии в решении глобальных петрологических проблем». Сессия, организованная Межведомственным петрокомитетом АН СССР и Институтом геологических наук АН АрмССР, вызвала большой интерес. В работе сессии приняли участие петрографы Москвы, Ленинграда, Новосибирска, Тбилиси, Баку, Киева, Иркутска, Свердловска, Улан-Удэ, Апатит, Алма-Аты, Ташкента, Душанбе, Магадана, Симферополя, большая группа специалистов из различных геологических организаций Еревана. В конференц-зале института была развернута экспозиция материалов, освещающих жизнь и деятельность В. Н. Лодочникова.

Председатель Межведомственного петрографического комитета АН СССР О. А. Богатиков, открывая сессию, остановился на задачах, стоящих перед петрографами страны на современном этапе, указал на значение выездных сессий как действенного способа ознакомления с состоянием петрографических исследований в конкретном регионе. Особо была отмечена выдающаяся роль В. Н. Лодочникова в развитии петрографии и в подготовке высококвалифицированных кадров.

В выступлении председателя Оргкомитета сессии академика АН АрмССР А. Т. Асланяна и в приветствии заместителя академика-секретаря Отделения химических и геологических наук АН АрмССР академика АН АрмССР А. А. Габриеляна была подчеркнута роль петрографических исследований в решении общих вопросов геологии, особое внимание было уделено роли В. Н. Лодочникова в разработке фундаментальных проблем геологии, в подготовке петрографов для различных регионов страны.

На мемориальном заседании были заслушаны доклады (Т. В. Билибина, В. П. Петрова), в которых был дан обстоятельный анализ трудов В. Н. Лодочникова по различным вопросам петрографии, показан его вклад в петрографическую науку, значение его трудов и идей на современном этапе развития петрографии.

Научные доклады по тематике сессии начались с сообщений по общим вопросам формационного анализа магматических и метаморфических образований.

В докладе О. А. Богатикова и А. М. Борсука основное внимание было уделено вопросам формационной типизации магматических образований, выделению таксономических единиц различного ранга (магматический комплекс — региональная магматическая формация — глобальная магматическая формация), в зависимости от решаемых задач. Подчеркивалась роль магматических формаций как индикаторов последовательных этапов эволюции литосферы.

Вопросы выделения и всесторонней характеристики эталонных глобальных и региональных метаморфических формаций (петротипов) были рассмотрены в докладе члена-корр. АН СССР Н. Л. Добрецова и А. А. Шафеева. Подчеркивалась необходимость широкого использования опыта выделения и картирования метаморфических формаций в практике Государственной геологической съемки.

В докладе В. Н. Москалевой, В. М. Терентьева, Е. К. Станкевича обсуждались вопросы связи парагенезов магматических и метаморфических формаций с определенными эндогенными режимами и их металлогенезом.

Проблема рудогенерирующей способности гранитоидов была рассмотрена в докладе В. В. Ляховича. На многочисленных примерах было показано, что рудоносные гранитоиды нередко характеризуются пониженными, по сравнению с кларком, концентрациями соответствующих элементов. Это обстоятельство было проанализировано с позиций правила полярности В. Н. Лодочникова.

Ряд докладов был посвящен вопросам петрологии базитового и гипербазитового магматизма. На примере Центрально-Азиатского пояса были показаны (Г. В. Поляков, А. П. Кривенко, А. Э. Изох) значительные вариации условий образования исходных базитовых магм (изотрансодержащего субстрата истощенной мантии, плавление неистощенной мантии на больших глубинах), рассмотрена латеральная изменчивость состава габброидных формаций.

Г. Б. Ферштатером была обоснована возможность выделения нового формационного подразделения — парных гипербазит-базитовых магматических комплексов, состоящих из двух ассоциаций — собственно офиолитовой (магнезиальный гипербазит-габбро-базальт) и постофиолитовой (клинопироксенит-габбровой).

Вопросы специфики магматизма, характера его эволюции, геодинамических условий проявлений были рассмотрены на примерах Средней Азии (И. Х. Хамрабаев, А. А. Кустарникова), Казахстана (А. Н. Нурлыбаев, В. И. Старов), Памира и Южного Тянь-Шаня (Р. Б. Баратов, В. С. Лутков), Сибирской платформы (Г. Д. Феоктистов, Г. Л. Абрамович, А. А. Конев).

В соответствии с задачами выездной сессии существенное место в ее программе заняли доклады по Малому Кавказу.

С обстоятельным докладом об основных чертах геологического строения территории АрмССР в системе Тавро-Кавказского орогена выступил академик АН АрмССР А. Т. Асланян.

Петрологии колчеданного геосинклинального вулканизма был посвящен доклад академика АН ГрузССР Г. А. Твалчрелидзе и А. Г. Твалчрелидзе. Авторами установлены аномальные тенденции петрологического развития рудоносных вулканитов: насыщенность начальных членов кремнеземом, увеличение доли магнезиального минерала относительно железистого, аномально низкая щелочность кремнекислых членов и др., обусловленные своеобразием их петрогенезиса и не свойственные безрудным толщам аналогичного состава.

Петрологии и рудоносности палеоостроводужных габбро-гранитоидных формаций был посвящен доклад Р. Л. Мелконяна. Обосновывалась полигенетичность островодужных габбро-гранитоидных формаций, были предложены модели их формирования, показана специфика характера связи разнотипного оруденения с магматизмом, источников воды и серы гидротермальных растворов.

В докладе Р. Т. Джрбашяна, Б. М. Меликсетяна, А. Х. Мнацаканян обсуждались петрогенетические и минералогические аспекты формирования мел-палеогеновых известково-щелочных и щелочных вулканических серий в свете механизма плавления различных магнообразующих субстратов и их последующей дифференциации.

Вопросы петрологии офиолитов Малого Кавказа, в условиях ограниченного рифтогенеза континентальной коры, сопровождавшегося формированием в осевой части коры океанического типа, были рассмотрены в докладе С. Б. Абовяна и Г. А. Казаряна.

На основе формационной типизации кайнозойских магматитов Араксинской зоны и особенностей их вещественного состава М. И. Рустамовым были рассмотрены некоторые общие вопросы магматической геологии и петрологии.

В. А. Агамалюном была представлена геолого-петрографическая модель кристаллического фундамента территории Армянской ССР, в составе элементов оснований байкальской Гондванской платформы и герцинской Скифской плиты, совмещенных в результате нижнеконьякской коллизии.

Подводя итоги сессии, председатель Межведомственного петрографического комитета АН СССР О. А. Богатиков отметил успешную ее работу, в целом высокий уровень заслушанных докладов. Проведение сессии в Ереване позволило непосредственно ознакомиться с состоянием петрографических исследований в Институте геологических наук АН АрмССР и прийти к заключению о высоком уровне проводимых исследований. В этой связи О. А. Богатиков отметил целесообразность проведения выездных сессий в различных регионах страны. От имени участников сессии О. А. Богатиков поблагодарил Президиум АН АрмССР, Институт геологических наук АН АрмССР за инициативу в организации выездной сессии и успешное ее проведение.

В период сессии состоялся пленум Межведомственного Петрографического комитета АН СССР.

Состоялось посещение Пантеона городского кладбища г. Еревана и возложение венков на могилу В. Н. Лодочникова. С кратким словом о В. Н. Лодочникове выступили А. Т. Асланян, Т. Ш. Татевосян. С воспоминаниями о последнем периоде жизни В. Н. Лодочникова выступила его дочь Н. В. Бенедиктова-Лодочникова.

Участники сессии совершили экскурсию в Гарни и Гегард, где ознакомились с уникальными проявлениями новейшего вулканизма и историческими архитектурными памятниками.

Р. Л. МЕЛКОНЯН

