

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



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

ԽՄՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՒՆԳԻՍ.

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան, տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղայան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Հ. Գարբիելյան (պատասխանատու խմբագիր), երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Ա. Ի. Կարապետյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Է. Խ. Ղուլյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Բ. Մ. Մելիքսեբյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Խ. Տ. Միրիջանյան, Է. Ա. Ռոստոմովա (պատասխանատու բարտուղար), ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Ֆարամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ)։

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

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

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, 1985

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Հ. Հ. Մելիք-Աղամյան. Մանր կաթնասունների բրածո ֆաունան և նրա շերտագրական նշանակությունը Հայկական ՍՍՀ պլիո-պլեյստոցենյան նստվածքների համար 3

Հ. Ա. Սաղոյան, Հայկական ՍՍՀ էոցենի ծովային հրաբեկորային հոսքերի նստվածքների մասին 10

Շ. Հ. Ամիրյան, Մ. Ս. Ազիզբեկյան, Ա. Զ. Ալբունյան. Թումանյանի հանքային շրջանում քվարցային անդեզիտների նոր ելքերի հայտնաբերման մասին 17

Ա. Ռ. Առաքելյան, Յու. Ֆ. Կոպեիչև, Ի. Լ. Ներսեսով. Հայաստանի բնատարածքում ԱՍՍ—3 կայանների դիտարկումներով մերձակա և տեղական երկրաշարժերի կարճ պարբերություն ունեցող կողայի ուսումնասիրման որոշ արդյունքները 21

Յու. Վ. Խոսյաթով. Արարատյան գոգավորության լանդշաֆտների սեզոնային դինամիկայի հիմնական առանձնահատկությունները 30

Հ Ա Մ Ա Ռ Ո Տ Հ Ա Ղ Ո Ր Դ Ա Գ Ր Ո Ւ Մ Ն Ե Ր

Մ. Մ. Պողոսյան, Ս. Ռ. Առաքելյան, Ռենտգենառադիոմետրիկ մեթոդի կիրառությունը Թեղուտի հանքավայրի պղինձ-մոլիբդենային հանքանյութերի անալիզի ժամանակ 36

Ա. Կ. Յուխանյան, Յու. Ս. Գենչաֆտ. Գեղամա բարձրավանդակի լավաներում հայտնաբերված քսենոլիտների հալման փորձարարական ուսումնասիրությունը երկրակեղևի բազալտային շերտի պայմաններում 39

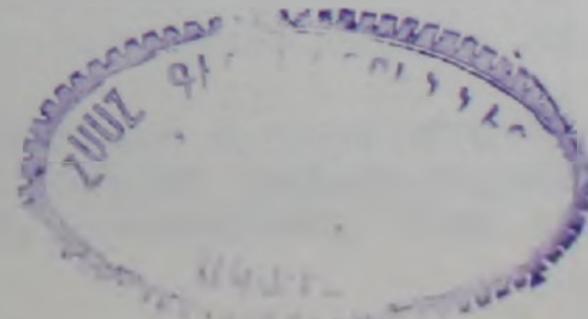
Ա. Կ. Կաբախանյան. Հայաստանի պալեոգենի մազնիսաշերտագրական սանդղակի վերաբերյալ 44

Խ. Վ. Կիրակոսյան, Հ. Վ. Սարգսյան. Զավախքի բարձրավանդակի սեյսմիկ ակտիվացման հետ կապված երկրաֆիզիկական պարամետրերի փոփոխությունը 49

Հ. Ա. Վարդանյան, Տ. Բ. Նեշաևա, Զ. Հ. Մինասյան. Իսահակյամ տեղամասի կտրվածքի նստվածքների բնական մնացորդային մագնիսացվածության բնույթը 53

Ա. Կ. Մաքեոսյան. էկրանացված տեղակայանքներով նմուշօրինակային հետազոտությունների որոշ արդյունքները 60

Ֆ. Ս. Գևորգյան. Օրոգեն գոտիներում գետահովիտների ձևավորման և զարգացման հարցի շուրջը (Արարատյան գոգավորության օրինակով) 65



СОДЕРЖАНИЕ

<i>Г. У. Мелик-Адамян.</i> Ископаемая фауна мелких млекопитающих и ее стратиграфическое значение для плио-плейстоценовых отложений Армянской ССР	3
<i>А. А. Садоян.</i> Об отложениях морских пирокластических потоков эоцена Армянской ССР	10
<i>Ш. О. Амирян, М. С. Азизбекян, А. З. Алтунян.</i> Об обнаружении новых выходов кварцевых андезитов в Туманянском рудном районе	17
<i>А. Р. Аракелян, Ю. Ф. Копничев, И. Л. Нерсесов.</i> Некоторые результаты изучения короткопериодной коды близких и местных землетрясений по наблюдениям станциями АСС-3 на территории Армении	21
<i>Ю. В. Халатов.</i> Основные особенности сезонной динамики ландшафтов Араратской котловины	30

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

<i>М. М. Погосян, С. Р. Аракелян.</i> Применение рентгенорадиометрического метода при анализе медно-молибденовых руд Техутского месторождения	36
<i>А. К. Юханян, Ю. С. Геншафт.</i> Экспериментальное изучение плавления ксенолитов из лав Гегамского нагорья в условиях базальтового слоя земной коры	39
<i>А. К. Караханян.</i> О магнитостратиграфической шкале палеогена Армении	44
<i>Х. В. Киракосян, Г. В. Саргсян.</i> Изменение геофизических параметров в связи с сейсмической активизацией Джавахетского нагорья	49
<i>А. А. Варданян, Т. Б. Нечаева, Дж. О. Минасян.</i> Природа естественной остаточной намагниченности осадков разреза Исаакян	53
<i>А. К. Матевосян.</i> Некоторые результаты модельных исследований экранированными установками	60
<i>Ф. С. Геворкян.</i> К вопросу формирования и развития речных долин в орогенных зонах (на примере Араратской котловины)	65

УДК: 552.589+569:551.78[79] (479.25)

Г. У. МЕЛИК-АДАМЯН

ИСКОПАЕМАЯ ФАУНА МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ И ЕЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПЛИО-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

На основании ископаемой фауны мелких млекопитающих (грызунов, насекомоядных, зайцеобразных, рукокрылых) впервые сделана попытка детализации био-стратиграфии верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений Армянской ССР. Обнаруженный фактический материал по Ширакской котловине доказывает раннеплейстоценовый (тираспольский) возраст гравийно-галечных образований верхнего озерно-речного комплекса указанного региона, а также уточняет нижнюю стратиграфическую границу черных туфов ереванско-ленинканского типа, распространенных в Приленинканском районе.

Изучение ископаемых остатков мелких млекопитающих—сравнительно молодое направление в палеонтологии. В настоящее время оно является одним из ведущих методов биостратиграфического расчленения и корреляции континентальных толщ кайнозоя. Среди зарубежных исследований наиболее значительными в этой области являются работы английских [28, 31], венгерских [29, 32], немецких [33], французских [27], польских [30] специалистов. В отечественной научной литературе фундаментальные исследования ископаемых микромаммалей связаны с именами М. М. Жукова [17], Б. С. Виноградова [9, 10], А. И. Аргиропуло [4], И. М. Громова [12, 13], Л. П. Александровой [3], А. К. Агаджаняна [2], М. А. Ербаевой [15], В. П. Сухова [22], В. А. Топачевского [23, 24], Н. С. Шевыревой [26] и др.

Под мелкими млекопитающими подразумеваются представители отрядов зайцеобразных, грызунов, насекомоядных и рукокрылых. По своему стратиграфическому и палеогеографическому значению доминирующую роль среди мелких млекопитающих играют представители отдельных семейств отряда грызунов.

В ископаемом состоянии насекомоядные известны из верхнемеловых континентальных отложений Монголии и Приаралья. Первые ископаемые грызуны известны из нижнего эоцена Северной Америки. На территории Советского Союза наиболее древние грызуны обнаружены в олигоценовых и миоценовых отложениях [12, 26].

В плиоцен-плейстоцене география местонахождений мелких млекопитающих сильно расширяется. К настоящему времени изучен ряд плио-плейстоценовых стратотипических местонахождений в Европе, Северной Америке, Южной и Центральной Азии, Африке и на территории Советского Союза. Одними из первых в Европе были обнаружены верхнеплиоценовые местонахождения в Англии (Западный Рэнтон, Пинтдоун), а также ряд плейстоценовых местонахождений из террасовых отложений Темзы [28].

По сравнению с другими палеонтологическими и палеогеографическими методами изучение ископаемых остатков микромаммалей плиоцен-плейстоценового времени имеет ряд преимуществ. Если ис-

копаемые остатки крупных млекопитающих встречаются крайне редко, а их находки носят преимущественно случайный характер (эксплуатация песчаных карьеров, буровые, строительные работы и т. д.), тогда как фоссильные остатки мелких млекопитающих встречаются повсеместно, почти во всех генетических типах рыхлых континентальных отложений, хотя не всегда достигают значимых концентраций. Пользуясь определенными литолого-тафономическими критериями, можно вести вполне целенаправленный, научно обоснованный поиск и палеонтологические раскопки. Ископаемые остатки мелких млекопитающих встречаются также в прибрежно-лиманных и лагунных фациях с солоноватоводной фауной моллюсков [25]. Это позволяет коррелировать континентальные отложения с морскими. Примером являются лиманно-аллювиальные и дельтовые образования Куяльницкого и Хаджибейского лиманов, аллювиальные осадки хазровской и нижнеплейстоценовой террас Дона и побережья Таганрогского залива. Способность к быстрому размножению определяет высокий темп эволюции представителей отряда грызунов по сравнению с крупными млекопитающими, что определяет большую точность для стратиграфических расчленений. В этом отношении особую роль среди грызунов играют представители самого большого по видовому разнообразию подсемейства полевок (*Microtinae*), которые в четвертичный период эволюционировали несравненно быстрее остальных групп. Таким образом, в настоящее время для биостратиграфического расчленения плиоцен-плейстоценовых континентальных отложений изучение ископаемых остатков мелких млекопитающих является самым точным стратиграфическим методом. Так, в пределах квартала по разным группам мелких млекопитающих можно выделить стратиграфические горизонты с точностью от 50 до 100 тыс. лет. Ж. Шалин по фауне мелких млекопитающих выделяет в плейстоцене Западной Европы 19 хроно-климатозон [2]. Большое видовое разнообразие (достаточно указать, что современный отряд грызунов насчитывает более 2500 видов), а также высокая специализированность отдельных видов (грызуны занимают большинство экологических ниш земного шара) открывают широкие перспективы для решения как региональных, так и детальных палеогеографических задач.

До настоящего времени, несмотря на возрастающую популярность палеонтологии мелких млекопитающих как в нашей стране, так и за рубежом, она преимущественно использовалась в платформенных областях с мощной толщей четвертичных отложений. В геосинклинальных областях с развитым плио-плейстоценовым вулканизмом этот метод почти не применялся.

Данные о фоссильных остатках мелких млекопитающих из плио-плейстоценовых отложений АрмССР крайне скудные. По свидетельству Н. К. Верещагина [8], первое достоверное упоминание о костях грызунов среднечетвертичного времени встречается у И. О. Каракаша. Отдельные сведения о случайных находках ископаемых остатков мелких млекопитающих, обнаруженных при проведении геолого-съёмочных работ, приводятся в работе В. В. Богачева [7], а также в статье П. П. Гамбаряна [11]. А. Т. Асланян [5] упоминает о фоссильных остатках зайца-русака, найденных в 7 км Ю—ЮВ гор. Еревана под туфами. Субфоссильным остаткам посвящены также статьи С. К. Даля [14] и Т. М. Соснихиной [21]. Однако все эти малочисленные находки монографически не описывались и к настоящему времени по той или иной причине не сохранились. Исключение составляет вышеупомянутая статья С. К. Даля, посвященная субфоссильной находке че-

репа суслика голоценового времени, которая в стратиграфическом отношении почти не представляет интереса.

За последние годы на территории Армянской ССР был обнаружен ряд местонахождений ископаемых мелких млекопитающих. Первое местонахождение было обнаружено А. К. Агаджаняном в 1973 г. на окраине с. Лермонтово Гугаркского района. За период полевых работ в 1979—1982 гг. автору удалось обнаружить еще несколько местонахождений в разных районах Армянской ССР¹.

Самым древним является местонахождение на окраине с. Нурнус. Здесь еще П. П. Гамбаряном при разведочных работах в 1932—1934 гг. в слоях высококачественного диатомита была найдена ископаемая фауна млекопитающих, в том числе мелких млекопитающих-песчанок и пищух. Материал этот был передан В. В. Богачеву, однако трагическая гибель П. П. Гамбаряна помешала более детально монографическому описанию этой фауны. Сохранилась только фотография нижних челюстей песчанок. В дальнейшем Нурнусское месторождение диатомитов интенсивно эксплуатировалось. Вследствие этого и ряда затруднений технического характера (диатомиты нельзя просеивать в воде ситом, обрабатывать химикатами, не повредив при этом фауну фосилей, заключенную в ней) поиск этой фауны на данном месторождении представляет определенные трудности. Автору удалось собрать несколько моляров (*Ochatona sp.*) и несколько остатков посткраниального скелета, а также панцири черепах.

Наиболее интенсивный серийный материал был получен из ряда местонахождений Ширакской котловины: Арапи-I, Арапи-II и «Казачий пост». Местонахождения мелких млекопитающих приурочены к верхнему озерно-речному комплексу, представленному в основном средне-грубозернистыми песками в чередовании с песчано-алевролитовыми глинами [20]. Выше залегают мощные гравийно-галечные образования, местами перекрытые черными туфами еревано-ленинаканского типа.

Среди всех местонахождений Ширакской котловины самым интересным является местонахождение «Казачий пост» на южной окраине гор. Ленинакана (около Ленинаканского мясокомбината). Оно приурочено к левому борту долины р. Ахурян. Здесь снизу-вверх вскрываются:

1. Глины светло-желтые, песчано-алевритистые, карбонатные; слоистые в песчаных разностях. Видимая мощность 1,7 м.

2. Пески серые, среднезернистые, косослоистые, участками переходящие в слабосцементированные разновидности. В прослое иногда встречается гравий, диаметром не более 0,5 см. Пески практически бескарбонатные (в HCl не вскипают). Мощность прослоя варьирует в пределах 10—25 см. По простиранию прослой выклинивается. В этом прослое найдена ископаемая фауна мелких млекопитающих. Всего собрано коренных зубов около 40 экз., 4 челюсти и множество остатков посткраниального скелета. Сохранность материала средняя. Концентрация костного материала невелика.

3. Суглинки светло-коричневые, среднеуплотненные. Видимая мощность 13—30 см.

4. Пески грубозернистые, бескарбонатные, местами переходящие в гравий. Пески содержат мелкие окатанные гальки разных вулкани-

¹) Эти материалы были использованы в совместной статье А. К. Агаджаняна и Ю. В. Саядяна «Находки остатков мелких млекопитающих в плейстоценовых отложениях Армении». Вопросы геологии четвертичного периода Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1983.

ческих пород. В прослое нечетко выражается косая слоистость. Мощность 30—60 см.

5. Опесчаненные глины. Мощность 20—30 см.

6. Гравийно-галечные образования с ясно выраженной косой слоистостью. В горизонте наблюдаются отдельные прослои хорошо окатанного, темноокрашенного гравия, а также отдельные линзы среднезернистых и тонкозернистых песков. Размер отдельных галек варьирует от 3,5 до 10 см. Заполнителем является крупнозернистый песок. Мощность от 4 до 5 м.

7. Туфы черные ереванско-ленинканского типа. Мощность 1—1,5 м.

В слое № 2 (местонахождение «Казачий пост») были обнаружены следующие микромаммалии: *Sorex sp.* (1 экз.) из насекомоядных, из грызунов *Prolagurus pannonicus Kormos* (28 экз.), *Eolagurus sp.* (3 экз.), *Microtinae gen.* (6 экз.), *Pitymys cf. duodecimcostatus Selys-Longchamps* (3 экз.). На правом берегу реки Ахурян, в районе с. Арапи, в суглинках обнаружено несколько остатков мелких млекопитающих (местонахождение Арапи—1). Суглинки залегают непосредственно под черными туфами ереванско-ленинканского типа. Мощность суглинков 10—15 см. Здесь обнаружены следующие грызуны: *Prolagurus pannonicus Kormos* (1 экз.) *Pitymys cf. duodecimcostatus Selys-Longchamps* (2 экз.). Ниже, в 16,5 м от кровли черных туфов в среднезернистых песках (местонахождение Арапи—II), найдено небольшое количество костных остатков грызунов. Отсюда определены *Prolagurus pannonicus Kormos* (1 экз.), *Pitymys cf. duodecimcostatus Selys-Longchamps* (2 экз.).

В целом находки из всех трех местонахождений по своему видовому составу одновозрастны. Они указывают на раннеплейстоценовый возраст вмещающих толщ и на определенные палеогеографические условия обитания фауны. Преобладание среди всей фауны пеструшек *Prolagurus* говорит о широком распространении степных ландшафтов. Наличие небольшого количества остатков *Eolagurus* указывает также на полупустынные условия. Присутствие единичных остатков *Pitymys* свидетельствует о том, что наряду с обширными степями, местами переходящими в полупустыни, здесь существовали локальные лесные массивы.

Наибольший стратиграфический интерес представляет вид *Prolagurus pannonicus Kormos*, который впервые был выделен из отложений раннего бихария—позднего виллания Венгрии.

Для более точного сравнения исследуемых пеструшек в лаборатории новейших отложений МГУ при содействии А. К. Агаджаняна автором был выполнен анализ морфометрических показателей первого коренного зуба M_1 по схеме, разработанной В. А. Топачевским. Наиболее показательным критерием эволюционного уровня пеструшек позднего плиоцена—раннего плейстоцена является степень слияния треугольников параконидного комплекса. Для зубов пеструшек из Ленинканка этот показатель равен 5,47%. Он был сопоставлен с материалами из позднеатаманских местонахождений Ногайск, Тарханкут, Тилигул (индекс слияния треугольника параконидного комплекса 8,7—14,5%), раннеплейстоценовых местонахождений Ильинка (3,6%), Веретье и Вольная Вершина (2,3%) на Среднем Дону. Эти сопоставления показывают, что *Prolagurus pannonicus Kormos* из отложений Ширакской котловины по своему эволюционному уровню занимает промежуточное положение между позднеатаманскими и позднепиратскими формами. Таким образом, возраст популяции лагурид из озерных отложений Ширакской котловины датируется первой половиной раннего плейстоцена.

В Ширакской котловине еще со времен Абиха были известны находки ископаемых остатков крупных млекопитающих. Доминирующая часть этих находок была обнаружена при эксплуатации песчаного карьера «Казачий пост» и приурочена к верхнему озерно-речному комплексу. Весь этот богатый материал был монографически описан Л. А. Авакяном [1]. Им определены: *Elephas trogontherii Pohl.*, *Phinoceros mercki Jaeg.*, *Equus stenonis Cochi*, *Camelus knoblochi Nehr.*, *Cervus sp.*

На основании этого материала Л. А. Авакян выделил «ленинаканский фаунистический комплекс» раннеплейстоценового возраста. По мнению Л. А. Авакяна «ленинаканский фаунистический комплекс» по своему составу и возрасту можно сопоставить с фауной «тираспольского гравия» и отчасти с «хазарской фауной» Поволжья, которая соответствует миндельскому времени. А. Т. Асланян [6], принимая во внимание весь комплекс геологических и палеонтологических данных, фауну крупных млекопитающих, а также фауну пресноводных гастропод и пелеципод, верхний озерно-речной комплекс Ширакской котловины относит к промежутку времени от конца апшерона до начала миндель-рисского времени. С. А. Бубикян на основании остатков ископаемых остракод *Advenocyphris triagularis Schw.*, *Limnocythere ornamentata Schw.*, *Cytherissae geogatchovi Litw.* указывает также на раннеплейстоценовый облик вышеупомянутого озерно-речного комплекса (устное сообщение). Ю. В. Саядян в своих работах, посвященных изучению озерно-речного комплекса Ширакской котловины [19 и др.], считает возможным синхронизировать Ленинаканский фаунистический комплекс крупных млекопитающих с сингильским фаунистическим комплексом (пограничные слои между тираспольским и хазарским комплексами), основываясь на устных сообщениях Л. И. Алексеевой о близости слона ленинаканского фаунистического комплекса с *Mammunthus trogontherii chosaricus* и т. д.

Данные А. Т. Асланяна, Л. А. Авакяна и С. А. Бубикяна о нижнечетвертичном возрасте вышеупомянутых отложений хорошо согласуются с находками ископаемых остатков мелких млекопитающих. По уровню эволюционного развития *Prolagurus cf. pannonicus*, *Eolagurus sp.* соответствуют популяциям первой половины раннего плейстоцена Западной Сибири, Русской равнины и бассейна Дуная.

Полевка *Mimomys* соответствует наиболее широко распространенному раннеплейстоценовому виду *Mimomys intermedius Newt.* Группа *Pitymys* относится к наиболее древним *Pitymys* Средиземноморья. Таким образом, все виды, входящие в состав фауны мелких млекопитающих «ленинаканского фаунистического комплекса» соответствуют раннетираспольскому времени. Этот вывод подтверждается при сопоставлении ленинаканской фауны с материалами по Венгрии, Чехословакии, ГДР, Франции. Характерные для сингильских отложений Поволжья представители рода *Arvicola* [3] в ленинаканской фауне отсутствуют. Кроме того, для сингильских отложений типичны более поздние потомки линии *Mimomys intermedius*, а также наличие форм *Lagurus transiens Janossy*, вместо арханской *Prolagurus pannonicus Kormos*.

Как уже отмечалось выше, в районе с. Лермонтово Гугаркского района в суглинках был обнаружен костеносный горизонт, который ныне закрыт оползнем. Отсюда были определены: *Arvicola ex. gr. terrestris L.*, *Microtus arvalis Pallas*, *Microtus sp.*, *Sorex sp.* Состав фауны указывает на позднеплейстоценовый возраст костеносного горизонта и вмещающей его озерной толщи. Полевки и землеройки этой фауны по своей морфологии близки к современным видам.

Набор данных видов указывает на сообщество береговой зоны водоема и соответствует климатическим условиям межледниковья.

Летом 1980 г. автором (при участии А. К. Агаджаняна) было обнаружено несколько голоценовых местонахождений. Наиболее интересно из них местонахождение на р. Дзкнагет Севанского района. Здесь, на глубине 8 м от бровки разреза в нижней части галечников, в суглинках были обнаружены: *Microtus arvalis* P., *Microtus* sp., *Arvicola ex. gr. terrestris* L. Кроме того, были найдены кости *Cervus elaphus*. Большинство остатков мелких и крупных млекопитающих по своей морфологии близки к современным. Исключение составляют лишь зубы водяной полевки *Arvicola*, которые имеют ряд архаичных черт по сравнению с зубами *Arvicola* верхнего плейстоцена Русской равнины. Очевидно, этот факт объясняется замедленным развитием рода *Arvicola* в изолированной популяции Севанской котловины. По составу видов данная фауна определяет сообщество луговых биотопов. Присутствие благородного оленя *Cervus elaphus* указывает на значительно большее облесение территории, чем в настоящее время.

Обзор вышензложенного материала позволяет сделать ряд выводов.

1. Находки ископаемых остатков мелких млекопитающих из озерных отложений Ширакской котловины значительно расширяют палеогеографические ареалы отдельных видов, в частности *Prolagurus panonicus* Kormos, который до этого не был описан южнее Приазовья.

2. Комплекс фауны из местонахождений «Казачий пост», Арапи-I и Арапи-II значительно уточняет возраст верхнего озерно-речного комплекса Ширакской котловины, а также нижнюю возрастную границу черных туфов еревано-ленинканского типа, распространенных в данном районе. На основании этих находок можно с полной уверенностью датировать возраст верхнего озерно-речного комплекса Ширакской котловины первой половиной раннего плейстоцена, соответствующего раннетираспольскому фаунистическому комплексу.

3. Находки остатков мелких млекопитающих из ряда других местонахождений (Нурнус, Лермонтово, р. Дзкнагет) расширяют наши знания по истории фауны млекопитающих Армении в целом, уточняют стратиграфические датировки верхнеплейстоценовых и голоценовых толщ и палеогеографические ареалы некоторых видов.

4. Все это позволяет считать, что дальнейший поиск и изучение ископаемых остатков мелких млекопитающих в целях стратиграфического расчленения и палеогеографического анализа рыхлых континентальных толщ кайнозоя на территории Армянской ССР и сопредельных районов являются перспективными.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 4. XI. 1983.

Հ. Հ. ՄԵԼԻՔ-ՍԴԱՄՅԱՆ

ՄԱՆՐ ԿԱԹՆԱՍՈՒՆՆԵՐԻ ԲՐԱԾՈ ՖԱՈՒՆԱՆ ԵՎ ՆՐԱ ՇԵՐՏԱԳՐԱԿԱՆ
ՆՇԱՆԱԿՈՒԹՅՈՒՆԸ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՊԼԻՈ-ՊԼԵՅՏՍՏՈՑԵՆՅԱՆ
ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ՀԱՄԱՐ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Մանր կաթնասունների (կրծողներ, միջատակերներ, նապաստակակերպներ, ձեռնաթևավորներ) բրածո ֆաունայի հիման վրա հողվածում առաջին

անգամ փորձ է արված մանրամասնելու Հայկական ՍՍՀ վերին պլիոցեն-պլեյստոցենյան նստվածքների կենդանաշերտագրությունը: Շիրակի գոգավորությունից հավաքված փաստացի նյութն ապացուցում է այդ մարզի վերին գետա-լճային համալիրի խճաքարա-գլաքարային առաջացումների վաղ պլեյստոցենյան (տիրասպոլյան) հասակը, ինչպես նաև ճշտում է մերձլենինականյան շրջանում տարածված երևան-լենինականյան տիպի սև տուֆերի ստորին շերտագրական սահմանը:

H. H. MELIK-ADAMIAN

SMALL MAMMALIANS FOSSILS AND THEIR STRATIGRAPHICAL SIGNIFICANCE FOR THE ARMENIAN SSR PLIO—PLEISTOCENE SEDIMENTS

A b s t r a c t

On the basis of small mammals (rodents, insectivora, hares, cheiroptera) fossils for the first time an attempt is made to detail the biostratigraphy of the Armenian SSR Upper Pliocene—Pleistocene sediments. The obtained data from the Shirak basin show an Early Pleistocene (Tiraspolian) age for this region upper fluvio-lacustrine complex gravel-pebbled sediments as well as specify the lower stratigraphical boundary of yerevan—leninakan type black tuffs widespread in the near-leninakan region.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авакян Л. А. Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Ереван, Изд. АН АрмССР, 1959.
2. Агаджанян А. К. Изучение истории мелких млекопитающих. В кн.: Частные методы изучения истории современных экосистем. М., Наука, 1979.
3. Александрова Л. П. Грызуны антропогена Европейской части СССР. Тр. ГИИ АН СССР, вып. 291, 1976.
4. Аргиропуло А. И. Фауна СССР, т. III, вып. 5. Млекопитающие. М., Изд. АН СССР, 1940.
5. Асланян А. Т. Стратиграфия вулканических пород Приереванского района (Армянская ССР). ДАН АрмССР, т. XI, № 4, 1950.
6. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван. Айпетрат, 1958.
7. Богачев В. В. Палеонтологические заметки. Тр. Азерб. АН, геолог. серия, т. IX, № 39, 1938.
8. Верещагин Н. К. Млекопитающие Кавказа. М.—Л., Изд. АН СССР, 1959.
9. Виноградов Б. С. Тушканчики. В кн.: Фауна СССР. Млекопитающие. М., Изд. АН СССР, т. III, вып. 4, 1937.
10. Виноградов Б. С., Громов И. М. Грызуны фауны СССР. М., Изд. АН СССР, 1952.
11. Гамбарян П. П. Нурнусское месторождение диатомита. Сб. научно-иссл. трудов НИИС при СНК ССР Армении, № 1, Ереван, 1934.
12. Громов И. М. Фауна грызунов (Rodentia) бинагадинского плейстоцена и его природы. Тр. Естеств.—истор. музея им. Г. Зарбади АН Азерб. ССР, т. 6, 1952.
13. Громов И. М., Поляков И. Я. Полевки (Microtinae) В кн.: Фауна СССР, Л., т. III, вып. 8, Наука, 1977.
14. Даль С. К. Суслик верхнечетвертичных отложений юга Закавказья. ДАН АрмССР, т. XI, № 2, 1949.

15. *Ербаева М. А.* История антропогеновой фауны зайцеобразных и грызунов Селенгинского среднегорья. М., Наука, 1970.
16. *Ефремов А. И.* Тафономия и геологическая летопись. Тр. Палеонтологического института АН СССР, т. 54, № 1, 1950.
17. *Жуков М. М.* *Lemmus obensis* Brants, *Dicrostonyx torquatus* Pall., *Microtus* cf. *gatliceps* Keys et Blas из послетретичных отложений Смоленской губернии. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 1—2, 1924.
18. *Саядян Ю. В.* К вопросу стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Армении. В кн.: Геология четвертичного периода. Ереван, Изд. АН АрмССР, 1977.
19. *Саядян Ю. В.* О стратиграфическом положении и палеогеографическом значении фауны млекопитающих Ленинанканского фаунистического комплекса (Армения). Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода, № 37, 1970.
20. *Саядян Ю. В.* Ширакский опорный разрез четвертичных континентальных отложений в Закавказье. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1969.
21. *Соснихина Т. М.* О нахождении костей пищухи (*Ochotona*) в Армянской ССР. ДАН АрмССР, т. VII, № 2, 1947.
22. *Сухов В. П.* Позднеплиоценовые мелкие млекопитающие Аккулаевского местонахождения в Башкирии. М., Наука, 1970.
23. *Топачевский В. А.* Насекомоядные и грызуны Ногайской позднеплиоценовой фауны. Киев, Наукова думка, 1965.
24. *Топачевский В. А.* Грызуны таманского фаунистического комплекса Крыма. Киев, Наукова думка, 1973.
25. *Шевченко А. И.* Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины. В кн.: Стратиграфическое значение антропогеновой фауны мелких млекопитающих. М., Наука, 1965.
26. *Шевырева Н. С.* Палеогеновые грызуны Азии. Тр. Палеонтологического ин-та, т. 158, 1976.
27. *Chaline I.* Les rongeurs du pleistocene moyen et superieur de France, Paris, 1972.
28. *Hinton M. A.* Monograph of the voles and lemmings (*Microtinae*) London. Brit. Mus., 1926, vol. 1.
29. *Kormos T.* Oberpliozane Wühlmause von Seneze (Haute—Loire) und Val d'Arno (Toscana).—Abh. Schweiz paleontol Ges., 1931, Bd. LI, S. 1—14.
30. *Kowalski K.* Pliocene insectivores and rodents from Rebielice Krolewskie (Poland). Acta Zool, Cracov, 1960, vol. 5.
31. *Major C. I. F.* On fossil and recent Lagomorpha.—Trans. Linnean Soc Ser. 2. 1899, vol. 7.
32. *Mehely L.* Fibrinae Hungariae.—Ann. hist.—Nat Mus. Natur. hung., 1914, vol. XII
33. *Nehring A.* Uber Tundren und Steppen. Berlin, 1980, S. 146.

УДК: 553.067+551.35:551.781.4] (479.25)

А. А. САДОЯН

ОБ ОТЛОЖЕНИЯХ МОРСКИХ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОТОКОВ ЭОЦЕНА АРМЯНСКОЙ ССР

В статье впервые обосновывается наличие морских пирокластических потоков (игнимбритов) в эоценовых вулканогенно-осадочных отложениях Армянской ССР, с кратким изложением их основных петрографо-минералогических и химических характеристик.

Выявление туфов подводных пирокластических потоков является новым этапом в исследовании вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций палеогена Армении и Малого Кавказа. Предлагаемая статья является первой попыткой такого рода в изучении морских пирокластических потоков Армении и, естественно, здесь возможны не-

15. *Ербаева М. А.* История антропогенной фауны зайцеобразных и грызунов Селенгинского среднегорья. М., Наука, 1970.
16. *Ефремов А. И.* Тафономия и геологическая летопись. Тр. Палеонтологического института АН СССР, т. 54, № 1, 1950.
17. *Жуков М. М.* *Lemmus obensis* Brants, *Dicrostonyx torquatus* Pall., *Microtus* cf. *gatliceps* Keys et Blas из послетретичных отложений Смоленской губернии. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 1—2, 1924.
18. *Саядян Ю. В.* К вопросу стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Армении. В кн.: Геология четвертичного периода. Ереван, Изд. АН АрмССР, 1977.
19. *Саядян Ю. В.* О стратиграфическом положении и палеогеографическом значении фауны млекопитающих Ленинанканского фаунистического комплекса (Армения). Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода, № 37, 1970.
20. *Саядян Ю. В.* Ширакский опорный разрез четвертичных континентальных отложений в Закавказье. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1969.
21. *Соснихина Т. М.* О нахождении костей пищухи (*Ochotona*) в Армянской ССР. ДАН АрмССР, т. VII, № 2, 1947.
22. *Сухов В. П.* Позднеплиоценовые мелкие млекопитающие Аккулаевского местонахождения в Башкирии. М., Наука, 1970.
23. *Топачевский В. А.* Насекомоядные и грызуны Ногайской позднеплиоценовой фауны. Киев, Наукова думка, 1965.
24. *Топачевский В. А.* Грызуны таманского фаунистического комплекса Крыма. Киев, Наукова думка, 1973.
25. *Шевченко А. И.* Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины. В кн.: Стратиграфическое значение антропогенной фауны мелких млекопитающих. М., Наука, 1965.
26. *Шевырева Н. С.* Палеогеновые грызуны Азии. Тр. Палеонтологического ин-та, т. 158, 1976.
27. *Chaline I.* Les rongeurs du pleistocene moyen et superieur de France, Paris, 1972.
28. *Hinton M. A.* Monograph of the voles and lemmings (*Microtinae*) London. Brit. Mus., 1926, vol. 1.
29. *Kormos T.* Oberpliozane Wühlmause von Seneze (Haute—Loire) und Val d'Arno (Toscana).—Abh. Schweiz paleontol Ges., 1931, Bd. LI, S. 1—14.
30. *Kowalski K.* Pliocene insectivores and rodents from Rebielice Krolewskie (Poland). Acta Zool, Cracov, 1960, vol. 5.
31. *Major C. I. F.* On fossil and recent Lagomorpha.—Trans. Linnean Soc Ser. 2. 1899, vol. 7.
32. *Mehely L.* Fibrinae Hungariae.—Ann. hist.—Nat Mus. Natur. hung., 1914, vol. XII
33. *Nehring A.* Uber Tundren und Steppen. Berlin, 1980, S. 146.

УДК: 553.067+551.35:551.781.4] (479.25)

А. А. САДОЯН

ОБ ОТЛОЖЕНИЯХ МОРСКИХ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОТОКОВ ЭОЦЕНА АРМЯНСКОЙ ССР

В статье впервые обосновывается наличие морских пирокластических потоков (игнимбритов) в эоценовых вулканогенно-осадочных отложениях Армянской ССР, с кратким изложением их основных петрографо-минералогических и химических характеристик.

Выявление туфов подводных пирокластических потоков является новым этапом в исследовании вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций палеогена Армении и Малого Кавказа. Предлагаемая статья является первой попыткой такого рода в изучении морских пирокластических потоков Армении и, естественно, здесь возможны не-

которые пробелы. Вулканические и вулканогенно-осадочные породы эоцена занимают значительную часть территории Армянской ССР (около 20000 км² по естественным и искусственным обнажениям и палеогеографическим реконструкциям) с суммарной мощностью до 2500 м. Они имеют большое распространение и в смежных регионах, слагая вытянутую с юго-востока (северо-западная часть Ирана, Талыш) на север (Малый Кавказ) и на запад (Понтийский хребет в Турции) островную дугу и ее подводное обрамление.

Палеогеновые отложения Армении были изучены многими исследователями: данные об эоценовых туфах приведены в работах ряда авторов [3, 5, 6, 10, 11, 12].

Эоценовые вулканы Армении представлены широким спектром основных, средних и кислых пород с преобладанием андезитов и их туфов. Эоценовые туфы андезито-дацитового и липаритового состава в Северной Армении имеют большее распространение, чем в южной части республики. Полевые и в особенности микроскопические исследования пород Севано-Ширакской и Анкаван-Зангезурской зон Малого Кавказа показали, что в разрезах эоцена встречаются своеобразные туфы подводных пирокластических, преимущественно пепловых потоков. Вслед за Р. С. Фиске [14] автор под подводными (субаквальными) пирокластическими потоками понимает подводные потоки свежезруптивных пирокластических обломков. Термины «пирокластический поток», «пепловый поток», «отложения пирокластических потоков» и т. д. автор применяет в том смысле, как они сформулированы в работах [2, 4, 8, 9, 15, 16].

Туфы подводных пирокластических потоков в Армении подстилаются и перекрываются туфогенными отложениями флишондной вулканогенно-осадочной формации среднего эоцена. Отложения этой формации имеют преимущественно турбидитный генезис, но некоторые туфы и туффиты с тонкой горизонтальной слоистостью, вероятно, являются продуктами подводного пеплопада.

Ниже приводится краткое описание разрезов и типов пород некоторых подводных пирокластических потоков среднего эоцена Армянской ССР. В бассейне нижнего течения р. Гетик, по дороге в с. Гош, обнажается разрез массивных, массивнослоистых плотных туфов, мощностью (неполной) около 50 м. В верхней части разреза (мощностью 10 м) текстура туфов массивнослоистая, с чередованием более плотных светло-серых, голубовато-серых и менее плотных зеленовато-серых разновидностей, со смятыми, уплощенными, вытянутыми субпараллельно напластованию зелеными включениями нечетких очертаний. Средняя часть разреза представлена массивными, крепкими, звонкими, плотными туфами светло-серого, голубовато-белого цвета, с зелеными включениями вытянутой, уплощенной, причудливо изогнутой формы, с расплывчатыми контурами. Нередко они своими утоненными концами как бы сливаются друг с другом, образуя невыдержанную полосчатость (рис. 1). Приблизительные размеры отдельных включений следующие: длина от 3 до 25 мм, часто 8—12 мм, толщина от 1 до 5 мм, часто 2—4 мм. Переход между средней и нижней частями этого разреза закрыт аллювиальными отложениями р. Гетик. Обнаженный интервал средней части разреза составляет около 15 м, а нижней—4 м. Нижняя часть разреза снова сложена менее плотными массивно-крупнослоистыми, пятнистыми туфами зеленовато-серого цвета. Указанные породы являются кристалло-витрокластическими, часто кристалло-пемзокластическими спекшимися, в верхней и нижней частях разреза—слабо спекшимися туфами. Основная связующая масса этих туфов представлена плотно сросшимся, часто вспученным ма-

териалом, где более или менее одинаковые по составу частицы, благодаря уплотнению и свариванию, почти теряют свои первоначальные контуры. Структура этой связующей массы фельзитовая, микрофельзитовая, сложенная агрегатом полевых шпатов и кварца. В ней, из-за хлоритизации стекловатого каркаса, обычно легко обнаруживаются пластично деформированные, вытянутые, волокнистые, сноповидные



Рис. 1. Спекшийся туф подводного пирокластического потока. Субпараллельно расположенные, вытянутые включения (темные) преимущественно представлены хлоритизированными пемзовыми образованиями (обр. 6420, натуральная величина).



Рис. 2. Микрофотография прозрачного шлифа слабо спекшегося туфа (обр. 6431, без анализатора, увел. 46). Значительная часть шлифа представлена пемзокластическим включением волнистого, длинноволокнистого строения. В верхней части фото кристаллы пелитизированных, серицитизированных плагиоклазов (pl) с нечеткими, корродированными контурами.

обломки пемзы, вулканического стекла типа образований микрофьямме (рис. 2). В этих обломках промежутки между хлоритизированными волокнами, полосками заполнены мелко-микрозернистым кварцем или агрегатом кварца и плагиоклаза. В описываемых туфах характерно почти полное отсутствие резургентных обломков. Редко наблюдаются целые или обломанные кристаллокласты пелитизированных, серицитизированных плагиоклазов, иногда с оплавленными, округлыми или причудливо корродированными контурами. В породе изредка наблюдаются мелкие участки, пустоты, выполненные вторичным кальцитом. Следует добавить, что в спекшейся «основной массе» этих туфов характерные для пепловых частиц формы (иголки, рогульки, черепки) плохо сохранены. Сравнительно менее плотные, массивно-крупно-слоистые туфы верхней и нижней частей этого разреза от вышеописанных, более плотных разновидностей отличаются присутствием реликтов плохо сохранившейся пепловой структуры и единичных витрокластов с пузырьками округлой, оваловидной формы. Хотя многие микрофьямме здесь имеют ориентированное расположение, встречаются и такие, которые ориентированы косо к общему направлению полосчатости. В указанных туфах редко встречаются фьяммеподобные образования, частично или полностью замещенные кальцитом или лимонитом и лейкоксеном. Данные химического анализа (табл. 1, обр. 6284, 6419) подтверждают кислый состав вышеописанных туфов. Таким образом, массивные породы средней части этого разреза можно отнести к спекшимся туфам, а менее плотные, массивно-слоистые разновидности верхней и нижней частей разреза — к слабо спекшимся отложениям подводного пирокластического потока.

Полосчатые, пятнистые туфы среднего эоцена обнажаются и на северном, северо-западном побережье озера Севан. Туфы северо-западного берега озера Севан (недалеко от памятника «Ахтамар»), общей мощностью около 100 м, представлены псаммо-гравийными, лито-кристаллокластическими и витро-кристаллокластическими отложениями, преимущественно андезито-дацитового состава с характерными фьяммеподобными образованиями (табл. 1, обр. 6405). В верхней части разреза они имеют слоистую текстуру, пятнистый облик с нечеткими включениями буровато-зеленого цвета (хлоритизированные, лимонитизированные пемзондные обломки) и меньшую крепость, плотность, чем полосчатые светло-серые туфы нижней части разреза. В сравнительно менее плотных туфах верхней части разреза преобладают литокласты с заметным содержанием резургентных обломков андезито-дацитов, а в нижних, плотных туфах — кристаллокласты, обогащенные преимущественно плагиоклазом. В менее плотных туфах нередко встречаются угловатые обломки кислых витрокластов с характерной перлитовой текстурой. Округлые или почти округлые трещины отдельности (перлы) с хлоритизированными стенками здесь выполнены кварц-полевошпатовым агрегатом микрофельзитовой структуры.

Туфы северо-западного побережья оз. Севан, в отличие от гетикских, в основном представлены витро-лито-кристаллокластическими, слабо спекшимися и почти неспекшимися образованиями подводных пирокластических потоков. Слабо спекшиеся туфы андезито-дацитов (табл. 1, обр. 18/1, 6151) встречаются также в среднеэоценовых отложениях Ширакского, Памбакского, Базумского хребтов. По данным В. А. Агамалаяна, игнимбритоподобные туфы наблюдаются в разрезах эоцена Вирайюцкого хребта. Интересно отметить, что в двух образцах слабо спекшихся туфов с характерными микрофьямме, отобранных в районе Джаджурского тоннеля (коллекция А. Т. Асланяна) и в скв. Гарни-1200 с глубины 1176—1186 м, автором обнаружены еди-

ничные мелкие раковины нуммулитид, подтверждающие формирование этих отложений пирокластических потоков в морских условиях.

В некоторых псаммо-гравийных витро-кристалло-литокластических туфах (обр. 6431 бассейна р. Гетик) вытянутые, фьяммеподобные пемзондные образования зажаты между слабо измененными кристаллокластами и резургентными литокластами. Возникает вопрос: свою форму они приобрели на месте окончательного отложения или до отложения, как снесенные обломки вытянутой, рваной формы? Тот факт, что многие фьяммеподобные пемзонды по форме приспособились к пространству между кристаллокластами или литокластами, плавно огибая их, указывает, что они формировались на месте, в горячем состоянии, пластично деформируясь под тяжестью верхней части потока. Возможно, эти эруптивные пепловые потоки, состоящие преимущественно из раскаленных, вспененных ювенильных частиц с примесью мелкооскольчатого резургентного материала, окутанные оболочкой

Таблица 1

Результаты химического анализа туфов пирокластических потоков среднего эоцена

№ № шт	№ оо- разла	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	N ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	п.п.п.	Σ
1.	18/1	59,27	0,58	17,24	5,27	1,16	0,03	3,76	2,23	3,60	1,00	—	—	1,09	4,53	100,76
2.	6151	63,17	0,19	14,89	3,64	0,87	0,09	4,00	2,46	2,20	1,70	0,27	—	2,71	4,42	100,61
3.	6405	60,68	0,65	19,20	0,19	4,76	0,14	4,4	1,6	4,70	2,50	0,18	—	0,56	1,47	100,9
4.	6284	67,00	0,70	16,05	0,31	0,50	0,07	2,77	2,08	3,40	3,20	0,11	2,20	0,56	1,79	100,74
5.	6419	70,50	0,40	15,00	1,40	2,24	0,09	2,00	1,00	3,70	2,80	0,57	—	0,19	1,20	100,9
6.	6431	67,80	0,65	15,50	0,38	2,24	0,14	4,50	1,06	4,00	1,80	—	2,81	0,22	3,53	100,8

№ 18/1, 6151—Ширакский хребет; 6405—СЗ побережье оз. Севан;
6284, 6419, 6431—бассейн нижнего течения р. Гетик.

водяного пара, устремлялись вниз по подводным склонам вулканических построек, заполняя на своем пути пониженные участки морского дна. Вероятно, часть отложений подводных пирокластических потоков эоцена является образованием типа морских туфолав. В дальнейшем, при значительном замедлении и прекращении движения, пепловый поток и туфолава остывают быстрее, чем в субаэральных условиях [7, 13]. В сформированном теле пирокластического потока игнимбритоподобные образования слагают среднюю, нижнюю (но неподошвенную) части его вертикального разреза, где сравнительно дольше сохранились термодинамические условия, необходимые для сваривания. Судя по расположению выходов эоценовых андезито-липаритовых пород Мурхузского, Арегунийского хребтов и вышеописанных туфов бассейнов р. Гетик и озера Севан, можно предполагать, что отложения подводных пирокластических потоков не слишком удалены от генерировавших их вулканических центров извержения.

Пространственное положение туфов пирокластических потоков в разрезе турбидитных образований флишондной вулканогенно-осадочной формации эоцена позволяет предполагать, что формирование отложений фронтальной части пирокластических потоков имело место на подводном склоне и на подножье континентального склона островной дуги. На данной стадии исследования трудно уверенно судить о трещинном или центральном типе извержения вспененного пирокластического материала. Трудно также предсказать надводный или подводный характер вулканических построек. Скорее всего эти извержения могли происходить из построек обоих типов.

Как отмечают Г. М. Власов и др. [1], от субаэральных игнимбри-

тов подводные отличаются менее выдержанной линейной (план-параллельной) ориентировкой кристаллов и обломков стекла. Линии «течения» (псевдофлюидалность) в подводных игнимбритах более волнистые, часть кристаллов своим удлинением ориентирована наклонно и даже поперек преобладающей план-параллельной текстуры. При извержениях основная масса вулканического стекла в вулканогенно-обломочных породах находится в виде пемзы, а не вулканического пепла. Одним из основных отличий подводных туфов от наземных являются их зеленокаменные изменения, особенно хлоритизация, альбитизация, карбонатизация и др. Указанные признаки подводных игнимбригов наблюдаются в вышеописанных спекшихся туфах пирокластических потоков. Изучение палеонгимбригов представляет и большой практический интерес. На Урале и Дальнем Востоке с ними связаны крупные месторождения колчеданных и полиметаллических руд. В этом отношении неслучайна связь некоторых колчеданных и полиметаллических месторождений с эоценовыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами Армении. Выяснение приуроченности их к спекшимся и неспекшимся туфам подводных пирокластических потоков является актуальной задачей палеовулканологов и литологов.

Судя по сравнительно кислому, андезит-липаритовому составу пород, вышеописанные туфы подводных пирокластических потоков образовались в более зрелой стадии развития островной дуги.

Автор выражает искреннюю признательность А. Т. Асланяну, В. А. Агамалю, С. О. Ачикгезяну, Р. Т. Джрбашяну, К. И. Карапетяну, Р. А. Мандалю, М. А. Сатнану, К. Г. Шириняну за ценные советы и предоставленную возможность сравнения плиоцен-четвертичных игнимбригов и эоценовых туфов подводных пирокластических потоков.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 22. XI. 1983.

Հ. Ա. ՍԱԴՈՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԷՈՑԵՆԻ ԾՈՎԱՅԻՆ ՀՐԱԲԵԿՈՐԱՅԻՆ ՀՈՍՔԵՐԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Միջին էոցենի հրաբխածին-նստվածքային ֆլիշոիդային ֆորմացիայի կտրվածքում հանդիպում են հրաբեկորային հոսքի մի քանի տասնյակ մետր հզորության յուրահատուկ գոյացումներ: Դրանք բաց մոխրագույն, երկնագույն, կանաչամոխրագույն, շերտավորմանը համարյա զուգահեռ տեղադրված բլորիտացած ֆիամեներ պարունակող միջին-թթու կազմի տուֆեր են, որոնք ունեն ապակեբեկորային, քարա-բյուրեղաբեկորային բնույթ և հոծ, հոծ-շերտավոր կառուցվածք:

Դաշտային և լարորատոր հետազոտություններից հետևում է, որ այդ առաջացումներն ընդերջա հրաբեկորային հոսքի ընդլայնական կտրվածքի միջին մասում եռակցված (իգնիմբրիտանման), իսկ ստորին և վերին մասերում՝ թույլ եռակցված կամ չթրծված տուֆեր են:

ON THE ARMENIAN SSR EOCENE MARINE PYROCLASTIC FLOWS
SEDIMENTS

A b s t r a c t

In the Armenian SSR Middle Eocene volcanogenous - sedimentary flyschoid formation some specific pyroclastic rocks are revealed with a thickness of several tens of meters. They are light grey, blue, greenish-grey and have chloritized fiammes disposed parallel to bedding. These rocks have vitroclastic, litho-crystalloclastic, massive, massive-banded textures and are presented by tuffs of middle and acidic composition.

Field and laboratory investigations show these rocks to be formed in central parts of the submarine pyroclastic flows as welded tuffs, and in the upper or lower parts of the flows as slightly welded or non-welded ones.

ЛИТЕРАТУРА

1. Власов Г. М., Попкова М. И., Борисов О. Г. О подводных игнимбритах и о времени изменения подводных лав. В кн.: Минералогия, магматизм и рудогенез Дальнего Востока, 1974.
2. Вознесенская Т. А. Отложения субаквальных пирокластических потоков в ордовике-силуре Сакмарской зоны Урала. Литология и полезные ископаемые, № 1, 1974.
3. Гинзберг А. С. Геолого-петрографическое описание северо-восточного побережья озера Гекча. В кн.: Бассейн озера Севан (Гекча), 1929.
4. Грешнер С. Г. Атлас вулканических обломочных пород колчеданных рудных полей Южного Урала. Наука, 1976.
5. Грешнер С. Г. О подводном образовании игнимбритов и пемзовых туфов. В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез, 1974.
6. Джрбашян Р. Т. Палеогеновый вулканизм Севано-Ширакского синклинория. В кн.: Геология Армянской ССР, т. IV, 1970.
7. Заварицкий А. Н. Игнимбриты Армении. Известия АН СССР, сер. геол., № 3, 1947.
8. Малеев Е. Ф. Вулканиды. Недра, 1980.
9. Росс К. С., Смит Р. Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация. В кн.: Проблемы палеовулканизма, 1963.
10. Садоян А. А. Палеоген. В кн.: Геология Армянской ССР, т. V. Литология, 1974.
11. Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Изд. «Митк», Ереван, 1966.
12. Турцев А. А. Геологический очерк восточных цепей Памбакского хребта. В кн.: Бассейн озера Севан (Гокча), 1929.
13. Ширинян К. Г. Игнимбриты и туфолавы (принципы классификации и условия формирования на примере Армении). Тр. лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 20, 1961.
14. Fliske R. S. Subaqueous pyroclastic flows in Ohanapechoch formation. Washington. Geol. Soc. America Bulletin. v. 74, 1963.
15. Fisher R. V. Mechanism of deposition from pyroclastic flows. American Jour. of Science, Vol. 264, 1966.
16. Mutti E. Submarine flood tuffs (ignimbrites) associated with turbidites in oligocene deposits of Rhodes Island (Grece). Sedimentology, 5, № 4 1965.

УДК: 553.532(479.25)

Ш. О. АМИРЯН, М. С. АЗИЗБЕКЯН, А. З. АЛТУНЯН

ОБ ОБНАРУЖЕНИИ НОВЫХ ВЫХОДОВ КВАРЦЕВЫХ АНДЕЗИТОВ В ТУМАНЯНСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ

В статье рассматривается вопрос об обнаружении в Туманянском рудном районе новых выходов кварцевых андезитов, аналогичных барабатумским образованиям Кафанского рудного района. Сходные геологические факторы позволяют рекомендовать на данном участке постановку геолого-поисковых работ.

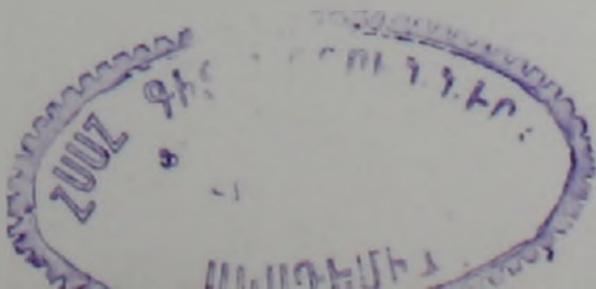
Туманянский рудный район по своему геологическому строению является одной из самых сложных и в то же время интересных горно-рудных областей Армении, которая служила объектом многолетних и разносторонних исследований. В этом отношении многими поколениями геологов проделана большая работа, однако некоторые вопросы изучения вулканогенных толщ и выделения их различных фаций не нашли своего окончательного решения. В частности это касается кварцевых порфиров, имеющих большое распространение в районе. Особенно спорным является вопрос генезиса и возраста этих образований. Не вникая в подробности этого спорного вопроса, отметим лишь, что часть исследователей считает их эффузивными образованиями и соответственно приписывает им байосский возраст [1, 6], а другая [2, 3, 4, 5] — указывает на их интрузивный характер и, следовательно, считает более молодыми, чем вмещающие породы.

Во время полевых геологических исследований по дороге с Акчер—г. Болор (рис. 1) на расстоянии около 3 км от села, нами обнаружен новый выход кварцевых андезитов, аналогичных кварцевым андезитам Кафанского рудного района.

Барабатумские кварцевые андезиты Кафанского рудного района А. Т. Асланян [2] считает секущим, пластообразно-интрузивным телом, а по мнению Г. А. Казаряна [6] они внедрялись в довольно значительном интервале времени и связаны с мезозойской эффузивной деятельностью. Впоследствии С. О. Ачикгезян, С. А. Зограбян и др. кварцевые андезиты Кафанского района рассматривали в качестве субвулканических аналогов верхнебайосских эффузивно-пирокластических образований. В их строении отмечаются участки пород с брекчиевой текстурой, относимых к инъекционным вулканическим брекчиям (эксплозивным брекчиям).

Исследованный нами выход кварцевых андезитов у с. Акнер составляет площадь порядка 5—6 кв. км. Эти породы обнажаются среди андезитовых, андезито-дацитовых порфиритов дебедской свиты ниже-среднеюрского возраста и шахтахтской свиты верхнеюрско-нижнемелового возраста. Контакты с вмещающими породами резкие и крутые и нигде не наблюдается фацциальных переходов в какие-либо вулканиты иного состава и облика. Наряду с этим в эндоконтактной полосе описываемого выхода обнаружены многочисленные ксенолиты вмещающих пород (андезитов, андезито-дацитов, диабазовых порфиритов и т. д.). Вышесказанное свидетельствует об интрузивном характере указанного тела.

Макроскопически это зеленовато-серые, плотные породы с отчетливо выраженной порфировой структурой. Порфировые выделения представлены кварцем и плагиоклазом, причем зерна кварца, как правило, мелкие (1—2 мм), хотя встречаются иногда и более крупные кри-



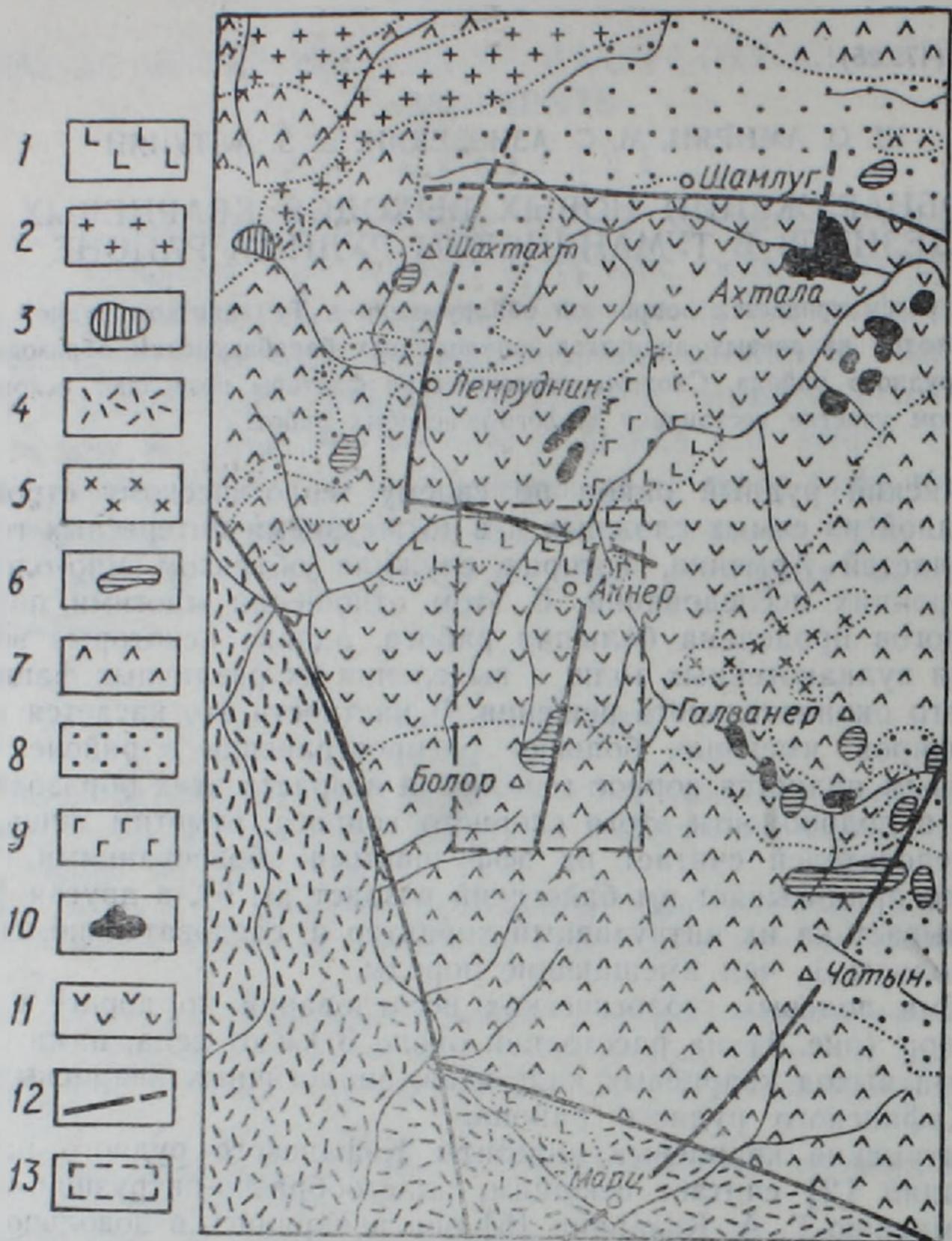


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Алаверди-Шамлуг-Ахтальского рудного узла.

1. Долеритовые базальты (N_2^3).
2. Альбитофиры (I_3-K_1).
3. Кварцевые диорит-порфиры (P_{σ}).
4. Нерасчлененная толща вулканогенно-осадочных образований нижне-средне-эоценового возраста.
5. Биотит-роговообманковые кварцевые диориты (I_3-K_1).
6. Кварцевые андезиты (I_3-K_1).
7. Андезиты, андезито-дациты и пироксен-плагиоклазовые базальты (I_3-K_1).
8. Туфопесчаники верхнебайос-келловейского возраста.
9. Плагиограниты Ахпатской интрузии (нижне-средняя юра).
10. Кварцевые плагиопорфиры (I_1-I_2).
11. Андезиты, андезито-дациты кошабердской и дебедской свит (I_1-I_2).
12. Разрывные нарушения.
13. Участок предложенных геолого-поисковых работ.

сталлы (до 5—6 мм в поперечнике). Плагиоклаз сильно измененный, разрушенный (рис. 2). Наблюдаются также псевдоморфозы хлорита и рудной сыпи по роговой обманке. Основная масса микрофельзитовая, редко апогиалопилитовая, кварц-полевошпатовая. Микролиты плагиоклаза скреплены раскристаллизованным вулканическим стеклом. Очень редко встречаются мелкие вкрапленники свежей незамещенной роговой обманки. По ряду характерных особенностей—типу псевдоморфоз по вкрапленникам роговой обманки, характеру основной массы, порфировой структуре, присутствию вкрапленников кварца, описывае-

мые кварцевые андезито-дациты идентичны кварцевым андезитами Кафанского рудного района. Придерживаясь химической классификации [7] магматических пород, описываемые породы (табл. 1) следует отнести к кварцевым андезитами с содержанием SiO_2 60,0—64%, что справедливо и для пород Кафанского района (60,0—63,5% SiO_2). Наличие характерных по облику вкрапленников кварца дает основание эти породы относить к кварцевым андезитами.



Рис. 2. Магматический кварц в андезитах района с. Акнер. Увел. 64Xник+.

Весьма интересным в отношении оруденения является геологическая ситуация участка, где обнаружен описываемый выход кварцевых андезитов.

Расположен он на западном опущенном крыле Акнерского близ-меридионального (СВ 10—15°) разлома. Отмеченный разлом, протяженностью 6—7 км, начинаясь в ущелье р. Дебед, проходит до восточного склона г. Болор. Вдоль этого разлома вмещающие породы, в особенности вулканогенно-обломочные разности кошабердской свиты, интенсивно гидротермально изменены. Внутри зоны разлома наблюдаются многочисленные швы аналогичного направления. Системы трещин образуют раздувы и пережимы. В раздувах мощность трещиноватой и гидротермально измененной зоны доходит до 200 м. Падение зоны точно не устанавливается, однако оно крутое. Западное крыло опущено, а восточное приподнято с вероятной амплитудой смещения до первых сотен метров. Гидротермальные метасоматиты представлены кварц-серицитовыми пропилитами, которые характерны для рудных полей и содержат вкрапленники пирита и халькопирита. На данном участке проявлены главные рудоконтролирующие факторы (литологический, структурный, магматический), а также присутствуют кварцевые андезиты, аналогичные барабатумскому рудоконтролирующему субвулканическому телу Кафанского рудного района.

Учитывая вышесказанное, а также наличие многочисленных даек разного состава, что весьма характерно для промышленных месторождений района, можно считать что предлагаемый участок заслуживает постановки геолого-поисковых работ.

Химические анализы кварцевых андезитов Туманянского и Кафанского рудных районов

№ п/об.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	ппп	P ₂ O ₅	CO ₂	S _{общ}	Сумма
56/76	60,01	0,45	18,03	2,21	3,40	0,15	6,02	2,10	3,0	0,75	0,21	1,10	0,11	3,20	0,01	100,75
57/76	64,04	0,65	17,22	0,73	3,69	0,09	4,20	2,15	4,40	0,28	0,12	1,31	0,05	1,01	не обн.	99,94
1843	60,57	0,18	16,71	1,68	4,80	0,24	5,42	3,34	1,08	0,90	0,59	2,44	не обн.	2,30	0,13	100,38
1859	63,05	0,42	17,01	1,37	4,80	0,28	4,96	3,43	2,0	0,45	0,11	2,57	не обн.	не обн.	0,03	100,48

№ 1843 и 1859—химанализы кварцевых андезитов барабатумской толщи Кафанского рудного района заимствованы у Ачикгезяна С. О. (1981).

Из вышензложенного можно сделать следующие выводы:

1. В Алавердском рудном районе установлены субвулканические тела кварцевых андезитов, аналогичных барабатумским кварцевым андезитам Кафанского рудного района. Они сформировались в верхнеюрско-нижнемеловой этап магматической деятельности геологического развития Алавердского рудного района.

2. Совокупность главных рудоконтролирующих факторов (литологический, структурный, магматический), а также присутствие кварцевых андезитов указывает на необходимость постановки геолого-поисковых работ на данном участке.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 14. XII. 1983.

Շ. Հ. ԱՄԻՐՅԱՆ, Մ. Ս. ԱԶԻԶԲԵԿՅԱՆ, Ա. Զ. ԱԼԹՈՒՆՅԱՆ

ԹՈՒՄԱՆՅԱՆԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆՈՒՄ ՔՎԱՐՑԱՅԻՆ ԱՆԴԵԶԻՏՆԵՐԻ
ՆՈՐ ԵԼՔԵՐԻ ՀԱՅՏՆԱԲԵՐՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում տեղեկություններ են բերվում Թումանյանի հանքային շրջանում քվարցային անդեզիտների նոր ելքերի հայտնաբերման մասին, որոնք նմանեցվում են Ղափանի հանքային շրջանի բարաբաթումի համանման առաջացումներին: Հանքայնացումը վերահսկող մի շարք գործոնների առկայությունը հեղինակներին թույլատրում է հեռանկարային համարելու այդ ապարների տարածման տեղամասը:

SH. H. AMIRIAN, M. S. AZIZBEKIAN, A. Z. ALTUNIAN

ON THE REVEALING OF QUARTZ ANDESITES SOME NEW
OUTCROPS IN THE TUMANIAN ORE REGION

A b s t r a c t

An information is brought on the revealing of quartz andesites some new outcrops in the Tumanian ore region, which are identified with the

analogous ones in the Kaphan ore region. The presence of a number of ore controlling factors allows the authors to consider this area as a prospective one.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азарян Н. Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. Ереван, 1963.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат, Ереван, 1958.
3. Асланян А. Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1949.
4. Асланян А. Т. Новые данные по стратиграфии и тектонике Алавердского рудного района. Известия АН АрмССР, № 10, 1946.
5. Зограбян С. А. Структура и условия образования Ахтальского месторождения. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1971.
6. Казарян Г. А. Основные закономерности магматизма Алавердского рудного района. В кн.: Петрология интрузивных комплексов важнейших рудных районов АрмССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1971.
7. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М., Недра, 1981.

УДК: 550.34.097.06(479.25)

А. Р. АРАКЕЛЯН, Ю. Ф. КОПНИЧЕВ, И. Л. НЕРСЕСОВ

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ КОРОТКОПЕРИОДНОЙ КОДЫ БЛИЗКИХ И МЕСТНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ СТАНЦИЯМИ АСС-3 НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

Разработан новый метод оценки интегральных характеристик среды по короткопериодной коде близких и местных землетрясений, позволяющий картировать по поглощающим свойствам кору и верхнюю мантию относительно небольших по площади территорий. Применение указанного метода позволило выявить заметные различия поглощающих свойств среды для различных районов Армении. Выделена зона сильного поглощения, протягивающаяся с юго-востока на северо-запад полосой шириной 35—40 км. Отмечена взаимосвязь поглощающих характеристик среды с тепловым полем, новейшими тектоническими движениями и остаточными изостатическими аномалиями. Корреляция поглощения с тепловым полем позволяет предполагать менее вязкое состояние веществ верхней мантии в зоне повышенного поглощения.

Проведившиеся в последние годы многочисленные исследования сейсмической коды показали их несомненно важное значение при решении многих сейсмологических задач. Особенно показательны результаты, полученные при использовании коды для изучения некоторых характеристик коры и верхней мантии. Такие исследования были проведены для района Средней Азии [6, 7, 9]. Они продемонстрировали большую информативность сейсмической коды при определении поглощающих и рассеивающих свойств среды и позволили выявить значительные вариации поля поглощения для различных областей в пределах Среднеазиатского региона.

В данной работе впервые сделана попытка использовать динамические характеристики коды близких и местных землетрясений для изучения свойств среды в пределах небольшого по площади, но достаточно разнообразного по геологическому строению и тектонике района—территории Армении. Мы попытались с целью картирования

analogous ones in the Kaplan ore region. The presence of a number of ore controlling factors allows the authors to consider this area as a prospective one.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азарян Н. Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. Ереван, 1963.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат, Ереван, 1958.
3. Асланян А. Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1949.
4. Асланян А. Т. Новые данные по стратиграфии и тектонике Алавердского рудного района. Известия АН АрмССР, № 10, 1946.
5. Зограбян С. А. Структура и условия образования Ахталского месторождения. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1971.
6. Казарян Г. А. Основные закономерности магматизма Алавердского рудного района. В кн.: Петрология интрузивных комплексов важнейших рудных районов АрмССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1971.
7. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М., Недра, 1981.

УДК: 550.34.097.06(479.25)

А. Р. АРАКЕЛЯН, Ю. Ф. КОПНИЧЕВ, И. Л. НЕРСЕСОВ

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ КОРОТКОПЕРИОДНОЙ КОДЫ БЛИЗКИХ И МЕСТНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ СТАНЦИЯМИ АСС-3 НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

Разработан новый метод оценки интегральных характеристик среды по короткопериодной коде близких и местных землетрясений, позволяющий картировать по поглощающим свойствам кору и верхнюю мантию относительно небольших по площади территорий. Применение указанного метода позволило выявить заметные различия поглощающих свойств среды для различных районов Армении. Выделена зона сильного поглощения, протягивающаяся с юго-востока на северо-запад полосой шириной 35—40 км. Отмечена взаимосвязь поглощающих характеристик среды с тепловым полем, новейшими тектоническими движениями и остаточными изостатическими аномалиями. Корреляция поглощения с тепловым полем позволяет предполагать менее вязкое состояние веществ верхней мантии в зоне повышенного поглощения.

Проведившиеся в последние годы многочисленные исследования сейсмической коды показали их несомненно важное значение при решении многих сейсмологических задач. Особенно показательны результаты, полученные при использовании коды для изучения некоторых характеристик коры и верхней мантии. Такие исследования были проведены для района Средней Азии [6, 7, 9]. Они продемонстрировали большую информативность сейсмической коды при определении поглощающих и рассеивающих свойств среды и позволили выявить значительные вариации поля поглощения для различных областей в пределах Среднеазиатского региона.

В данной работе впервые сделана попытка использовать динамические характеристики коды близких и местных землетрясений для изучения свойств среды в пределах небольшого по площади, но достаточно разнообразного по геологическому строению и тектонике района—территории Армении. Мы попытались с целью картирования

территории республики по величине поглощения использовать сеть автономных сейсмических станций АСС-3, работы с которыми проводятся на территории Армении с 1975 г.

Аппаратура и методика наблюдений

При изучении сейсмической коды наиболее эффективно применение принципа частотно-избирательной регистрации колебаний. Аппаратура, действие которой основано на этом принципе (частотно-избирательная сейсмическая станция ЧИСС), разработана К. К. Запольским [3]. Сейсмический сигнал в станции ЧИСС пропускается через набор полосовых фильтров, имеющих узкую полосу пропускания и большую крутизну среза частотной характеристики. Использование узкополосного канала позволяет исключить из анализа различия в спектрах излучения разных землетрясений и для всех событий исследовать волны одинакового частотного диапазона. Кроме того, при переходе с одной частоты на другую может меняться природа коды землетрясения, что, естественно, влияет на волновую картину. Узкая полоса пропускания позволяет избежать ошибок и в этом случае.

Нами, как указывалось выше, применялись записи станций АСС-3. В них производится магнитная регистрация сейсмических сигналов в диапазоне частот от 0,7 до 20 Гц. Конструкция воспроизводящей станции позволила нам провести фильтрацию сигналов в трех частотных пределах: 0,7—2 Гц, 2—4 Гц, 4—8 Гц, при крутизне среза частотных характеристик фильтров 36 дБ/окт.

За период с 1975 г. по настоящее время значительная часть территории Армении была покрыта системой профильных наблюдений со станциями АСС-3. При расстановке станций изучение коды землетрясений не было предусмотрено. Поэтому из всей системы наблюдения были отобраны станции, расположенные друг от друга на расстояниях не менее 10 км. Такой выбор обусловлен тем, что на меньших расстояниях будут незаметны локальные изменения динамических характеристик коды [9]. Методика измерений по сейсмограммам и построения огибающих достаточно полно описана в работе [9]. Практика обработки сейсмограмм показала, что для достаточно подробного описания огибающей требуется около 10 измерений на порядок [5].

Были построены сводные огибающие для каждой станции. При построении огибающих были использованы записи землетрясений из районов Кавказа, Турции, Ирана, Каспийского моря, а также местные землетрясения. Диапазон эпицентральных расстояний охватывает интервал от 70 до 700 км. Всего было обработано около 150 землетрясений, каждое из которых было зарегистрировано на 4—5 станциях.

Полученных данных оказалось вполне достаточно, чтобы сделать некоторые предварительные выводы о перспективности исследований со станциями АСС-3 и поглощающих свойствах среды в пределах территории республики. Все приводимые данные получены для полосы регистрируемых частот 0,7—2 Гц, т. к. в этом диапазоне частот получен наиболее качественный материал.

Некоторые сведения о природе сейсмической коды

Прежде чем перейти к описанию огибающих коды и их интерпретации, остановимся на некоторых вопросах природы и свойств сейсмической коды.

Сейсмической кодой называется хвостовая часть сейсмограммы— та часть записи землетрясений, где регулярные волны практически отсутствуют.

Принимая во внимание диапазон регистрируемых применяемой аппаратурой частот, остановимся на характеристиках короткопериодной коды.

Короткопериодная кода образована однократно и многократно отраженными поперечными волнами от слабых субгоризонтальных границ в коре и мантии. В работе [6] показано, что только участие мантии в формировании коды может обеспечить наблюдаемую ее интенсивность. То, что кода образована поперечными волнами, отраженными от границ мантии, подтверждается многими данными, в т. ч. сходством формы огибающих коды близких и далеких землетрясений, независимостью формы и уровня огибающих от глубины очага, характером поляризации коды и т. д. [5]. Исходя из приведенного механизма образования коды, можно заключить, что на характеристиках коды будут отражаться поглощающие свойства верхней мантии и особенно астеносферы, обладающей наиболее сильным поглощением.

Если предположить, что станция расположена в пределах сравнительно узкой близвертикальной зоны повышенного поглощения, то волны, приходящие на малых временах, будут проходить в сильно поглощающей зоне меньший путь, чем волны, приходящие на более поздних временах, поскольку последние будут подходить к станции под более крутыми углами. Таким образом, с возрастанием времени от начала излучения будет увеличиваться и наклон огибающей коды. Такое поведение огибающей коды позволяет по ее форме и наклону изучать изменение поглощающих свойств среды при переходе от станции к станции. Методика анализа коды близких и местных землетрясений, принятая в данной работе, основана на использовании указанных свойств коды.

Особенности короткопериодного волнового поля для изучаемого района

Особенности короткопериодного волнового поля Кавказского региона лучше всего охарактеризовать в сравнении с другими районами, которые отличаются по своему геологическому строению и тектоническому развитию. На рис. 3а приведены примеры огибающих записей близких землетрясений, зарегистрированных на одинаковых эпицентральных расстояниях на Тянь-Шане и в Армении. Как видно из приводимого рисунка, на огибающих в районе Тянь-Шаня доминирует фаза Lg. Она резко выделяется на огибающей, затем круто спадает, что характерно для этой волновой группы. Вслед за ней уже прослеживается кода волны Lg, которая имеет гораздо более пологий спад. Таким образом, на Тянь-Шане наблюдаются две ветви, сильно различающиеся по своим динамическим характеристикам.

Для этих эпицентральных расстояний в пределах Армянского нагорья наблюдается совершенно иная картина. Самая примечательная черта огибающих для данного района—это отсутствие волновой группы Lg. Максимальные амплитуды Р-волны и максимумы на огибающих близки по величине. После максимума происходит довольно крутой, но плавный спад без резких перегибов. Важно отметить, что огибающие для района Армении имеют значительно более крутой наклон по сравнению с районом Тянь-Шаня.

Отсутствие волновой группы Lg, которая формируется в земной коре [6], в пределах Армянского нагорья указывает на сильное поглощение в коре этого района, а более крутой наклон огибающих коды позволяет сделать заключение о более сильном поглощении в верхах мантии в изучаемом районе по сравнению с Тянь-Шанем.

Численное моделирование [4] показало, что с увеличением поглощения в верхах мантии возрастает доля однократных волн. Поэтому представляется, что для Армении короткопериодная кода формируется, по-видимому, в основном однократно отраженными от близгоризонтальных границ в земной коре и мантии поперечными волнами. В той же работе указывается также, что при подобных изменениях поглощения в коре и верхней мантии волновая группа Lg «погружается» в коду, что также имеет место для изучаемого района. Это обстоятельство делает невозможным применение метода определения поглощения в верхней мантии, использующего соотношение уровней коды и группы Lg, подробно описанного в работе [6]. Поэтому был разработан новый метод, в котором используется относительный наклон огибающих коды близких и местных землетрясений, который и предлагается в данной работе.

Полученные результаты

Для сравнения огибающих коды разных станций была выбрана опорная станция (ее местоположение указано на рис. 2), уровень огибающей которой был принят за нулевой. Поскольку в данной работе

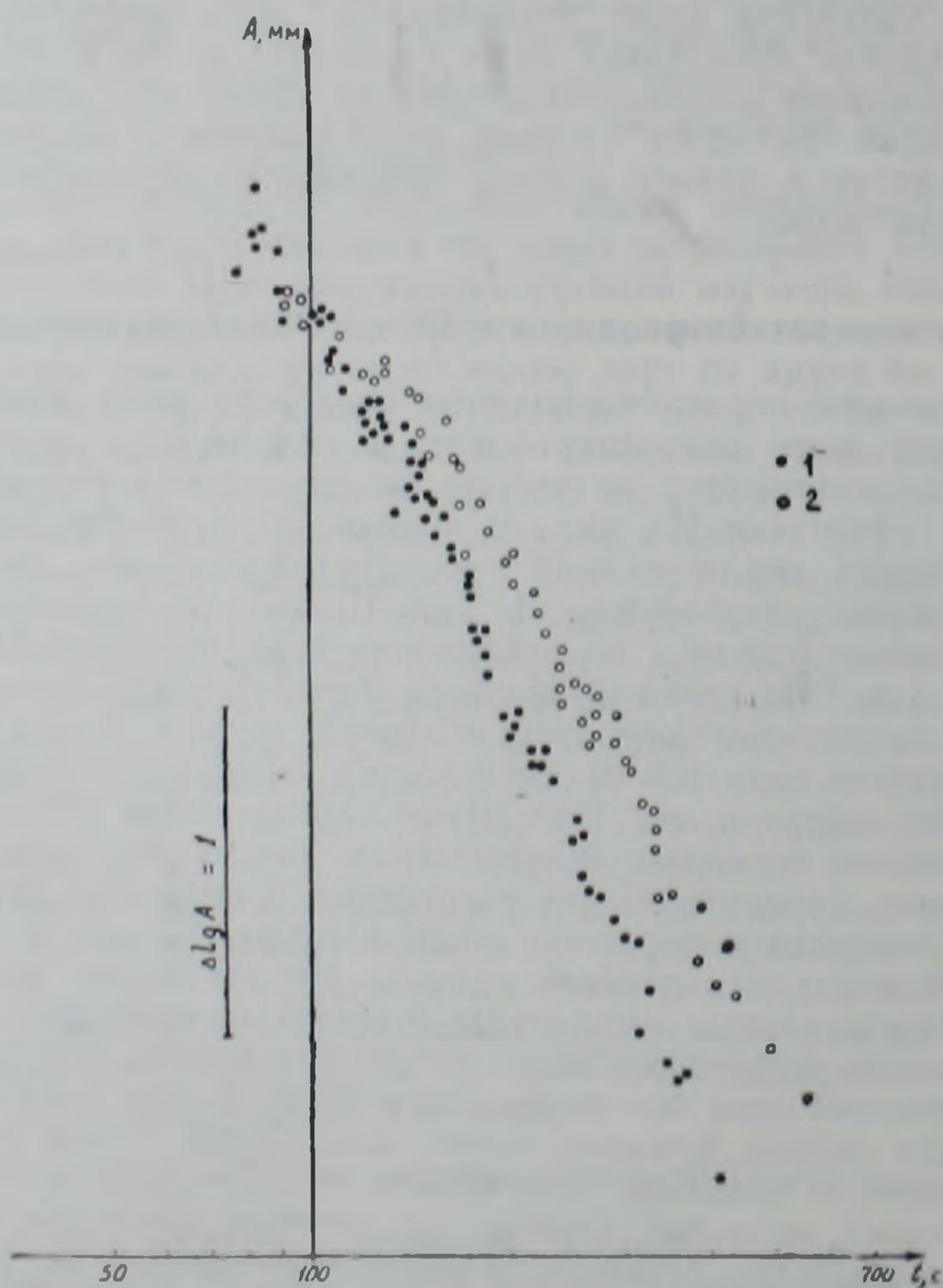


Рис. 1. Общие огибающие записей землетрясений для разных районов. 1—опорная огибающая, 2—общая огибающая для юго-восточной оконечности оз. Севан.

была поставлена цель изучить возможность использования станций АСС-3 для анализа короткопериодных волновых полей, то мы ограничимся пока лишь качественной интерпретацией полученных данных.

При построении общих огибающих для каждой станции использовались записи землетрясений с разных азимутов, поэтому можно полагать, что изменения формы и наклона огибающих от станции к станции обусловлены различными интегральными характеристиками среды в окрестностях станций. Для выявления этих различий огибающие приводились к одному уровню при $t=100$ с и измерялись отклонения от уровня опорной огибающей на времени 200 с, т. е. величины $\lg A/A_{оп}$, где $A_{оп}$ — уровень огибающей опорной станции, а A — сравниваемой станции.

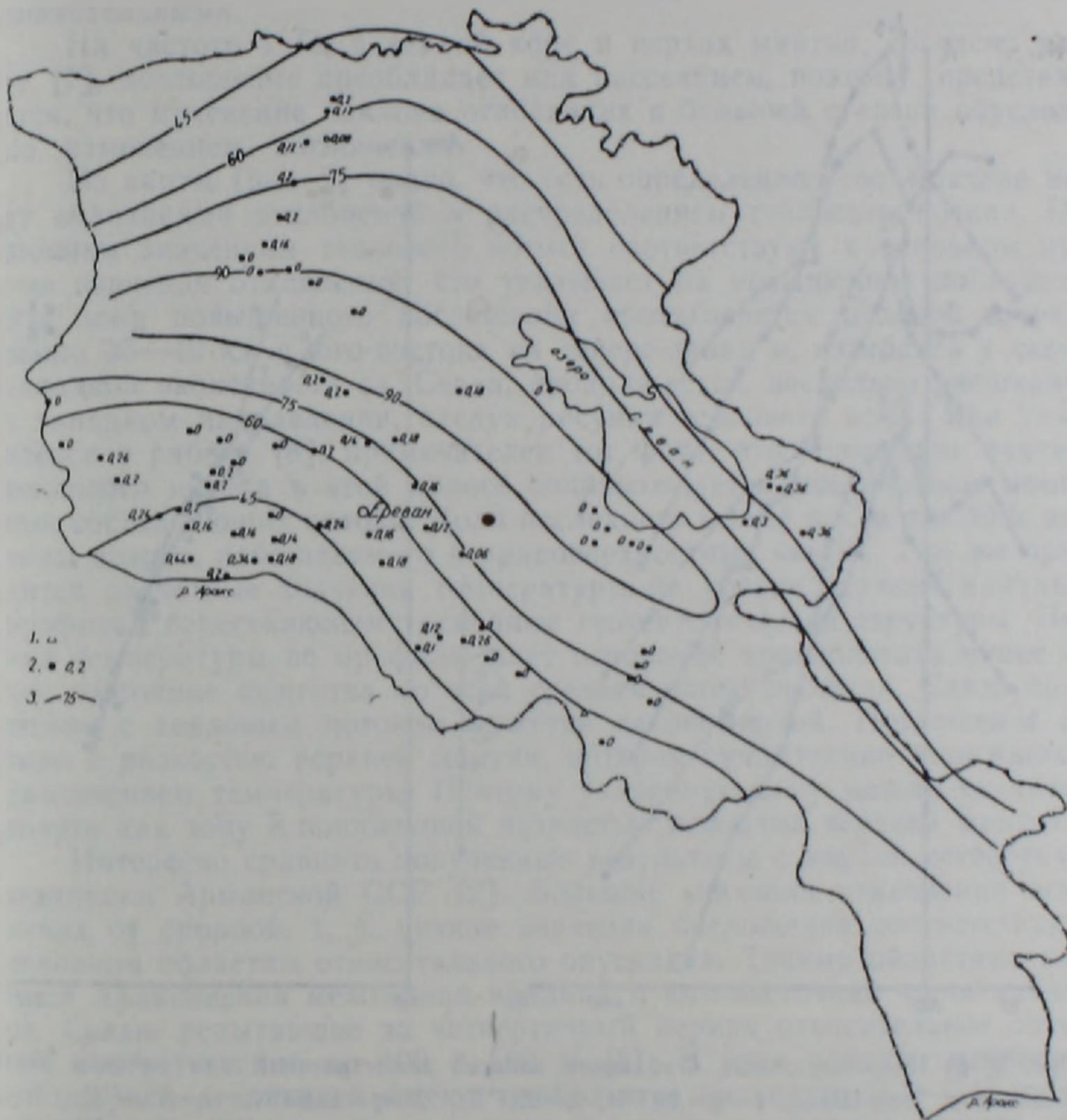


Рис. 2. Карта поля поглощения для Центральной и Северной Армении в условных единицах и карта тепловых потоков Арм. ССР по данным Р. Т. Мириджаняна. 1—опорная станция, 2—точки наблюдений со значениями отклонения от опорной огибающей, 3—изолинии теплового поля со значениями тепловых потоков в мВт/м^2 .

На приводимом примере (рис. 1) четко видны различия в наклонах огибающих для станций, расположенных в разных районах. Для юго-восточного побережья оз. Севан отклонения от опорной огибающей достигают 0,36 лог. ед. Центральная часть Армении характери-

зуются более низкими значениями, изменяющимися от 0 до 0,2 лог. ед., однако в районе, примыкающем к юго-западной границе, значения вновь возрастают, достигая 0,44 лог. ед. (рис. 2). Интересно также отметить устойчивые различия, наблюдаемые между районами, расположенными севернее и южнее Памбакского хребта. Если в южных районах сохраняются нулевые значения, то в северных эти значения меняются от 0,08 до 0,2 лог. ед.

Поскольку проводилось совмещение отдельных огибающих по уровню на времени 100 с, то полученные отклонения от опорной характеризуют наклон огибающей, т. е. увеличению отклонения соответствует уменьшение наклона.

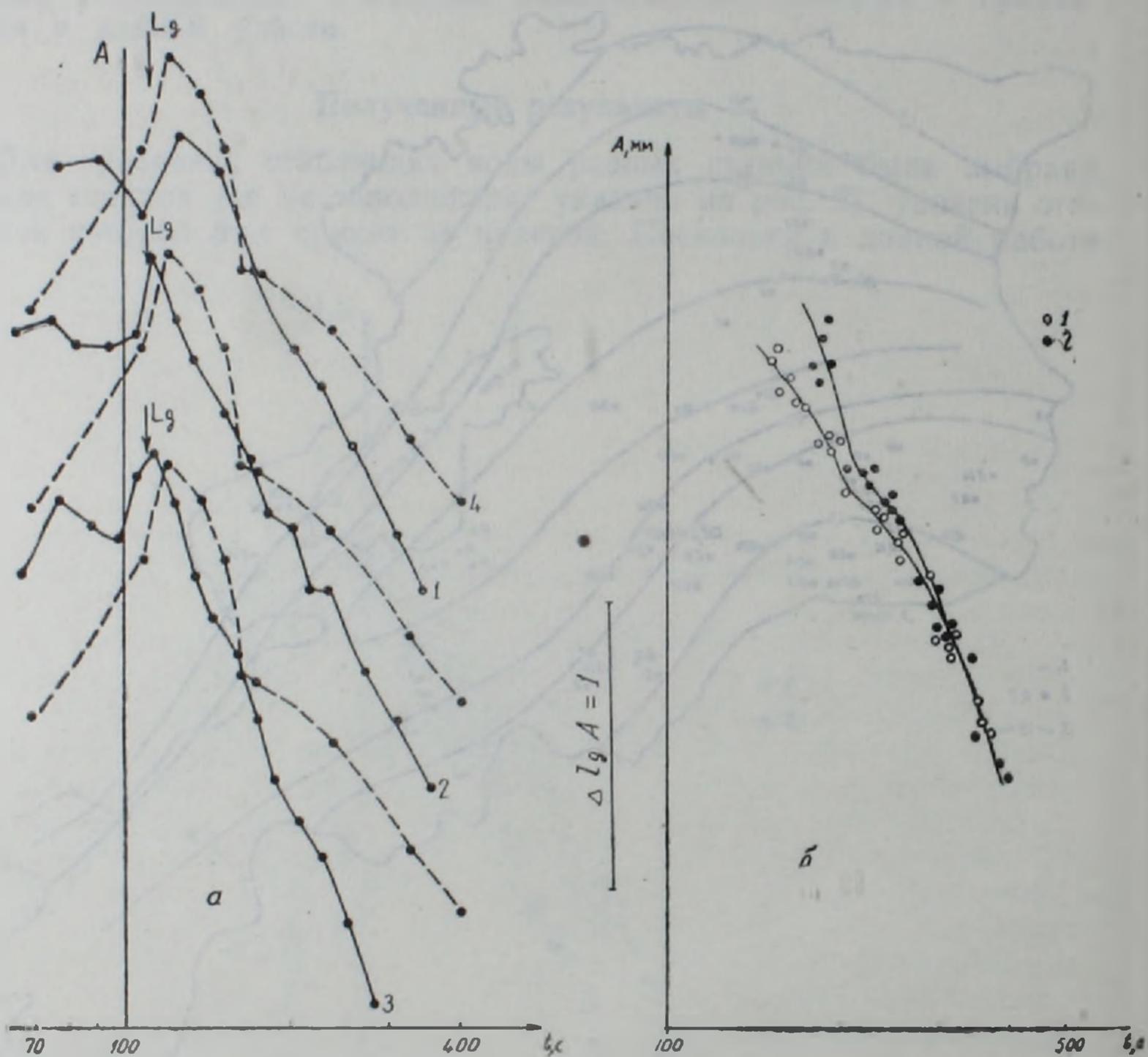


Рис. 3. а) Индивидуальные огибающие записей землетрясений для районов Малого Кавказа и Тянь-Шаня. 1— $\varphi=39,7^{\circ}\text{N}$, $\lambda=39,7^{\circ}\text{E}$; 2— $\varphi=41,94^{\circ}\text{N}$; $\lambda=43,87^{\circ}\text{E}$; 3— $\varphi=43,0^{\circ}\text{N}$; $\lambda=45,5^{\circ}\text{E}$; 4— $\varphi=40,3^{\circ}\text{N}$; $\lambda=76,5^{\circ}\text{E}$, канал станции КСЭ (Тянь-Шань).

б) Огибающие записей землетрясений из разных районов, зарегистрированных на группе близких станций. 1—Зап. Кавказ, $\varphi=43,3^{\circ}\text{N}$, $\lambda=44,5^{\circ}\text{E}$; 2—Турция, $\varphi=38,5^{\circ}\text{N}$, $\lambda=40,7^{\circ}\text{E}$.

На рис. 3б приведены огибающие двух землетрясений из разных эпицентральных зон, зарегистрированных на группе близких станций (расстояние между станциями 5 ÷ 7 км). Принимая во внимание, что условия в районе группы постоянны, можно считать, что различия характеристик огибающих коды этих землетрясений отражают различия параметров среды в районе эпицентра и на трассе прохождения волн.

Обсуждение результатов

Как видно из приведенных данных (рис. 2), поле поглощения на территории Армении варьирует довольно сильно. Между отдельными районами заметны существенные различия в наклонах огибающих, достигающие местами 0,3—0,4 лог. ед. Важно, что эти различия стойко сохраняются для отдельных групп близких станций, что можно объяснить только различиями поглощающих свойств мантии в районе этих групп. Надо указать, что кора не может играть существенной роли в поглощении сейсмической энергии, поскольку пути, проходимые волнами, формирующими различные участки кривых, в коре различаются мало, а в мантии, на больших глубинах, различия становятся весьма значительными.

На частоте 1 Гц в земной коре и верхах мантии, согласно работе [7], поглощение преобладает над рассеянием, поэтому представляется, что изменение наклона огибающих в большей степени обусловлено изменением поглощения.

Из карты (рис. 2) видно, что есть определенное соответствие между величинами отклонений и распределением теплового потока. Наибольшим значениям теплового потока соответствуют в основном нулевые значения отклонений, что указывает на повышенное поглощение. Эта зона повышенного поглощения протягивается полосой шириной около 35—40 км с юго-востока на северо-запад и, изгибаясь у северо-западной оконечности оз. Севан, продолжается, несколько расширяясь, в западном направлении, следуя рисунку теплового поля. Как указывается в работе [8], примечателен тот факт, что повышение значений теплового потока в этой полосе сопровождается увеличением мантийных составляющих потока. Доля последнего может достигать 40% величины потока, наблюдаемого в приповерхностных частях. Там же приводятся расчетные значения температуры на уровне верхней мантии по профилю, пересекающему основные геотектонические структуры. Перепад температуры по профилю дает основание предполагать менее вязкое состояние вещества по всей средней части профиля. Связь поглощения с тепловым потоком кажется закономерной. Поглощение связано с вязкостью верхней мантии, которая существенно понижается с увеличением температуры. Поэтому указанную зону можно характеризовать как зону с пониженной вязкостью вещества верхней мантии.

Интересно сравнить полученные результаты с картой четвертичной тектоники Армянской ССР [2]. Большие значения отклонения огибающих от опорной, т. е. низкие значения поглощения соответствуют в основном областям относительного опускания. Такими областями являются Араксинская межгорная впадина и юго-восточная часть впадины оз. Севан, испытавшие за четвертичный период относительное опускание соответственно до 400 и 500 м [2]. В этих районах отклонения от опорной огибающей имеют наибольшие значения—0,3—0,4 лог. ед.

Следует также указать на определенную взаимосвязь между полученными результатами и остаточными изостатическими аномалиями. По данным работы [1], в районе Араксинского прогиба наблюдается положительная остаточная изостатическая аномалия, где нами установлено пониженное поглощение в верхах мантии, и, наоборот, выделенной нами зоне повышенного поглощения соответствует отрицательная остаточная аномалия одного порядка с положительной.

В целом можно отметить относительно небольшой контраст величин отклонений огибающих в разных районах. В отличие от Тянь-Шаня, где эти отклонения, по данным Ю. Ф. Копничева и

А. Н. Нурмагамбетова, составляют 0,6—0,7 лог. ед., в Армении максимальные отклонения составляют 0,36—0,44 лог. ед.

Таким образом, предложенный метод позволяет картировать верхнюю мантию по поглощающим свойствам, которые зависят от вязкости вещества верхней мантии, и, в первую очередь, астеносферного слоя.

Выводы

1. Разработан новый метод, позволяющий использовать коду близких и местных землетрясений для оценки интегральных характеристик среды в пределах относительно небольших по площади районов.

2. Обнаружены заметные различия в наклоне огибающих коды для разных районов Армении.

3. Выявлена взаимосвязь между наклоном огибающих, тепловым полем, четвертичными движениями и остаточными изостатическими аномалиями. Установлено, что районам с пониженным поглощением соответствуют пониженный тепловой поток, положительные остаточные изостатические аномалии небольшой интенсивности и области, испытавшие относительное опускание на новейшем этапе тектонического развития. Для областей с повышенным поглощением характерна противоположная картина.

4. Отмечен меньший контраст поглощающих характеристик среды по сравнению с районом Тянь-Шаня. Одновременно с этим отмечено повышенное поглощение в коре и верхах мантии на территории Армении в целом по сравнению с Тянь-Шанем.

5. Применение станций АСС-3 дает возможность организовать густую сеть наблюдений, что позволит значительно повысить точность и детальность исследований сейсмической коды с целью изучения строения среды.

Следует подчеркнуть, что применяемая методика несомненно нуждается в дальнейшем совершенствовании, выявлении других особенностей огибающих, позволяющих проводить более детальный анализ поглощающих характеристик среды. Необходимо устанавливать станции на более длительный период времени наблюдений для получения надежного статистического материала. Нам кажется очевидной необходимость проведения исследований кода-воли с сейсмическими станциями АСС-3 или аналогичными им по характеристикам, в районе Армении, что даст большой дополнительный материал для уточнения строения коры и верхней мантии на территории республики.

Авторы выражают благодарность Р. Т. Мириджаняну за полезное обсуждение полученных результатов и любезное предоставление материалов по тепловому полю Армянской ССР.

Управление геологии Армянской ССР,
Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта АН СССР

Поступила 23. XII. 1983.

Ա. Ռ. ԱՌԱՔԵԼՅԱՆ, ՅՈՒ. Յ. ԿՈՊՆԻՉԵՎ, Ի. Լ. ՆԵՐՍԵՍՈՎ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԲՆԱՏԱՐԱԾՔՈՒՄ ԱՍՍ—3 ԿԱՅԱՆՆԵՐԻ ԴԻՏԱՐԿՈՒՄՆԵՐՈՎ
ՄԵՐՉԱԿԱ ԵՎ ՏԵՂԱԿԱՆ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ԿԱՐՃ ՊԱՐԲԵՐՈՒԹՅՈՒՆ,
ՈՒՆԵՑՈՂ ԿՈՒԱՅԻ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՄԱՆ ՈՐՈՇ ԱՐԴՅՈՒՆՔՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Մերձակա և տեղական երկրաշարժերի կարճ պարբերություն ունեցող կողայի միջոցով միջավայրի միասնական բնութագրերի գնահատման նոր

մեթոդ է մշակված, որը թույլատրում է բնատարածքի համեմատաբար ոչ մեծ տեղամասերում կլանող հատկությունների հիման վրա քարտեզագրելու կեղևը և վերին թիկնոցը: Այդ մեթոդի կիրառումը հնարավորություն է ընձեռել հայտնաբերելու Հայաստանի տարբեր շրջանների համար միջավայրի կլանող հատկությունների զգալի տարբերություններ: Առանձնացված է 35—40 կմ լայնքով հարավ-արևելքից հյուսիս-արևմուտք ձգվող ուժեղ կլանման մի գոտի: Նշված է միջավայրի կլանող հատկությունների փոխադարձ կապը ջերմային դաշտի, նորագույն տեկտոնական շարժումների և մնացորդային իզոստատիկ անոմալիաների հետ: Կլանման համահարաբերակցությունը ջերմային դաշտի հետ թույլատրում է ենթադրելու բարձր կլանման գոտում վերին թիկնոցը կազմող նյութերի նվազ մածուցիկության վիճակում գտնվելու մասին:

A. R. ARAKELIAN, Yu. F. KOPNICHEV, I. L. NERSESOV

SOME RESULTS OF NEAR AND LOCAL EARTHQUAKES
SHORT-PERIODICAL CODA INVESTIGATION BY ASS—3 STATIONS
DATA ON THE TERRITORY OF ARMENIA

A b s t r a c t

A new method of the medium integral characteristics estimation by near and local earthquakes short-periodical coda is worked out, which allows to map the crust and the upper mantle by their absorption features on the comparatively small areas. The application of this method has allowed to reveal significant differences in the medium absorption features of the Armenia various regions. An intensive absorption zone is marked out extended in SE—NW direction with a width of 35—40 km. The correlation between the medium absorption characteristics and the thermal field, the newest tectonic movements as well as the residual isostatic anomalies is pointed out. The correlation of the absorption and the thermal field allows to consider the less viscosity of the upper mantle matter in the zone of higher absorption.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артемьев М. Е., Балавадзе Б. К. Изостазия Кавказа. Геотектоника, № 6, 1973.
2. Габриелян А. А., Саркисян О. С. Симонян Г. П. Сейсмо тектоника Армянской ССР, Изд. ЕГУ, Ереван, 1981.
3. Запольский К. К. Частотно-избирательные станции ЧИСС. В кн.: Экспериментальная сейсмология, М., Наука, 1971.
4. Каазик П. Б., Копничев Ю. Ф. Численное моделирование короткопериодной коды Lg в вертикально неоднородной по поглощению среде. Вулканология и сейсмология, № 5, 1984.
5. Копничев Ю. Ф. Сейсмические кода-волны. М., Наука, 1978.
6. Копничев Ю. Ф. Статистические модели формирования короткопериодной группы Lg и коды и результаты их совместной интерпретации. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 2, 1980.

7. *Копничев Ю. Ф.* Определение коэффициентов поглощения и рассеяния путем совместного анализа регулярных волн и коды. Известия АН СССР, Физика Земли, № 1, 1982.
8. *Мириджанян Р. Т.* Прогнозная оценка температуры глубинных слоев земной коры на территории Армянской ССР, Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1979.
9. *Раутиан Т. Г., Халтурин В. И., Закиров М. С. и др.* Экспериментальные исследования сейсмической коды, М., Наука, 1981.

УДК: 551.4:551.506.8(479.25)

В. Ю. ХАЛАТОВ

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕЗОННОЙ ДИНАМИКИ ЛАНДШАФТОВ АРАРАТСКОЙ КОТЛОВИНЫ

В статье сезонная динамика ландшафтов рассматривается как иерархия состояний. Приводится характеристика сезонной структуры ландшафтов и ее индексация. Проанализированы динамика вертикальной структуры и этоциклы некоторых природно-территориальных комплексов Араратской котловины.

Динамика ландшафтов в течение года представляет собой непрерывную цепь изменений во времени и состоит из более или менее специфичных, качественно отличающихся друг от друга состояний. В каждом состоянии ландшафтов конкретные входные воздействия (солнечная радиация, осадки и т. п.) трансформируются в определенные выходные характеристики (испарение, сток и т. п.).

Переход состояний ландшафтов представляется в виде отдельных схем—траекторий. При этом наибольшей изменчивостью характеризуются стексы—суточные состояния структуры и функционирования природно-территориальных комплексов [6]. От коротких к длительным сезонным единицам возрастает упорядоченность переходов состояний ландшафтов. Отдельные траектории, соединяясь друг с другом, образуют в течение года характерные для данного природно-территориального комплекса (ПТК) замкнутые циклы—этоциклы.

Ландшафты Араратской котловины хорошо изучены в физико-географическом отношении [4, 8, 13 и др.]. Однако ландшафтно-геофизические исследования здесь проводились недостаточно, а сезонное изучение природы носило в основном компонентный характер. На хорошую основу в Армянской ССР поставлены фенологические исследования: составлены календари природы для всей республики в целом и ее отдельных частей, фитофенологические карты, определены феноградиенты между Ереваном и озером Севан, величины запаздывания фенофаз между Ереваном и Бюраканом, выявлено влияние экспозиции склонов на феноградиенты.

Впервые подробно особенности сезонного развития природы Армении изучил Багдасарян А. Б. [5], попытавшийся дать комплексную характеристику сезонов года, выявить влияние на сезонный ход природных явлений не одного, а нескольких факторов. Довольно подробная характеристика сезонов года приводится также в работах [1, 2, 12 и др.].

Первое представление о сезонном поведении ландшафтов Араратской межгорной котловины может дать отношение (ρ) продолжительностей теплого (Т) и холодного (Х) периодов, в основу выявления которых взят переход температуры воздуха через 0°C. Связь этого отно-

7. *Копничев Ю. Ф.* Определение коэффициентов поглощения и рассеяния путем совместного анализа регулярных волн и коды. Известия АН СССР, Физика Земли, № 1, 1982.
8. *Мириджанян Р. Т.* Прогнозная оценка температуры глубинных слоев земной коры на территории Армянской ССР, Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1979.
9. *Раутиан Т. Г., Халтурин В. И., Закиров М. С. и др.* Экспериментальные исследования сейсмической коды, М., Наука, 1981.

УДК: 551.4:551.506.8(479.25)

В. Ю. ХАЛАТОВ

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕЗОННОЙ ДИНАМИКИ ЛАНДШАФТОВ АРАРАТСКОЙ КОТЛОВИНЫ

В статье сезонная динамика ландшафтов рассматривается как иерархия состояний. Приводится характеристика сезонной структуры ландшафтов и ее индексация. Проанализированы динамика вертикальной структуры и этоциклы некоторых природно-территориальных комплексов Араратской котловины.

Динамика ландшафтов в течение года представляет собой непрерывную цепь изменений во времени и состоит из более или менее специфичных, качественно отличающихся друг от друга состояний. В каждом состоянии ландшафтов конкретные входные воздействия (солнечная радиация, осадки и т. п.) трансформируются в определенные выходные характеристики (испарение, сток и т. п.).

Переход состояний ландшафтов представляется в виде отдельных схем—траекторий. При этом наибольшей изменчивостью характеризуются стексы—суточные состояния структуры и функционирования природно-территориальных комплексов [6]. От коротких к длительным сезонным единицам возрастает упорядоченность переходов состояний ландшафтов. Отдельные траектории, соединяясь друг с другом, образуют в течение года характерные для данного природно-территориального комплекса (ПТК) замкнутые циклы—этоциклы.

Ландшафты Араратской котловины хорошо изучены в физико-географическом отношении [4, 8, 13 и др.]. Однако ландшафтно-геофизические исследования здесь проводились недостаточно, а сезонное изучение природы носило в основном компонентный характер. На хорошую основу в Армянской ССР поставлены фенологические исследования: составлены календари природы для всей республики в целом и ее отдельных частей, фитофенологические карты, определены феноградиенты между Ереваном и озером Севан, величины запаздывания фенофаз между Ереваном и Бюраканом, выявлено влияние экспозиции склонов на феноградиенты.

Впервые подробно особенности сезонного развития природы Армении изучил Багдасарян А. Б. [5], попытавшийся дать комплексную характеристику сезонов года, выявить влияние на сезонный ход природных явлений не одного, а нескольких факторов. Довольно подробная характеристика сезонов года приводится также в работах [1, 2, 12 и др.].

Первое представление о сезонном поведении ландшафтов Араратской межгорной котловины может дать отношение (ρ) продолжительностей теплого (Т) и холодного (Х) периодов, в основу выявления которых взят переход температуры воздуха через 0°C. Связь этого отно-

шения с высотой выражена не очень сильно: коэффициент корреляции между ними равен $-0,50 \pm 0,10$.

Для выражения годового цикла ландшафтов Араратской котловины можно предложить следующую иерархию состояний: год \rightarrow сезон \rightarrow фаза \rightarrow продолжительность циркуляционного состояния \rightarrow стекс.

В основе выделения сезонов года берется общепринятая в гидрометеорологической службе температурная характеристика—даты перехода температуры воздуха через определенные градации. При этом учитываются режим радиации, направленность синоптических процессов и окраска ландшафтов. При определении цвета природно-территориальных комплексов широко используется аэрокосмическая информация.

Ниже приводится характеристика сезонной структуры ландшафтов Араратской котловины.

З и м а—зимний режим погоды формируется в условиях непрерывного сокращения прихода лучистой энергии Солнца, преобладания антициклональной циркуляции, частого вторжения арктических воздушных масс, устойчивого перехода температуры воздуха ниже 0°C , формирования снежного покрова и снегонакопления, усиления длинноволнового излучения (выхолаживание воздуха) и процессов промерзания почвы, прекращения вегетации. Снежный покров играет большую климатообразующую роль в среднегорных и особенно в высокогорных ландшафтах. В низкогорных ландшафтах устойчивый снежный покров образуется не каждый год. На дне котловины, в низинно-луговых, пустынных и полупустынных ландшафтах формируются устойчивые температурные инверсии. В высокогорье наблюдается максимум скорости ветра, а в низкогорье—преобладают штили и слабые ветры. Почти полностью прекращается горно-долинная циркуляция и восходящие потоки воздуха. Возникают благоприятные условия для накопления в наиболее пониженной части котловины техногенных загрязнений [3]. Гидрологические процессы выражены очень слабо. Резко уменьшается контрастность окраски ландшафтов.

Фазы.—Бесснежной зимы. Выделяется для низкогорных ландшафтов.

—Моногенетического развития снежной толщи¹⁾ (высота снежного покрова h доходит до 15—20 см).

—Дигенетического развития снежной толщи ($15-20 \text{ см} < h \leq 40-50 \text{ см}$).

—Полигенетического развития снежной толщи ($h > 40-50 \text{ см}$).

В е с н а—устойчивое возрастание прихода солнечной радиации, учащение прохождения циклонов и атмосферных фронтов, устойчивый подъем температуры воздуха выше 0°C . Значительно увеличивается изменчивость погоды. Из-за вторжения воздушных масс морского происхождения увеличивается количество атмосферных осадков, максимум которых приходится на вторую половину сезона. Постепенно уменьшается и сходит снежный покров. Наблюдается максимальная напряженность гидрологических процессов. Часты ливневые дожди, грозы и град, которые также характеризуют состояние ландшафтов.

Фазы.—Весенняя ($0^\circ \leq t_b \leq 10^\circ$). Окраска ландшафтов меняется от бурой (низкогорные), буро-белой (среднегорные) и белой (высокогорные ландшафты) до зеленоватой, буро-зеленоватой и буро-бе-

¹⁾ Фазы моно-, ди- и полигенетического развития снежной толщи выделены Э. Г. Коломыцем (1976).

лой соответственно. Начинается вегетация ($t_b > 5^\circ\text{C}$) травянистой растительности.

— Поздневесенняя ($10^\circ < t_b \leq 15^\circ$). Окраска зеленая (низко- и среднегорные ландшафты) и зеленовато-бурая (высокогорные субальпийские и альпийские ландшафты), а в высокогорных субнивальных ПТК—беловато-бурая. Начало вегетации древесно-кустарниковой растительности.

Лето—приход солнечной радиации достигает максимума, возрастает роль трансформации воздушных масс, резко сокращается частота прохождения атмосферных фронтов, наблюдается устойчивый переход температуры воздуха выше 15°C , возрастают высотные термические градиенты и горно-долинная циркуляция, вследствие чего максимум скорости ветра в низкогорных ландшафтах бывает летом, усиливаются конвективные токи воздуха. Характерен летний минимум гидрологических процессов, прекращается сток многих водотоков в низкогорных ландшафтах. Хотя в высокогорных ландшафтах (выше 2500 м) и наблюдается увеличение прихода солнечной радиации, возрастание значения местных циркуляционных процессов и активизация функционирования биоты, летний сезон, в силу принятого термического критерия, здесь фактически отсутствует. Биота приспособилась к подобным условиям и проходит полный биологический цикл при состояниях, адекватных весеннему (или осеннему) сезону в низко расположенных ПТК. В этом сезоне по характеру протекания процессов в ландшафтах выделяются три фазы.

Фазы.—Летняя фаза биологической активности ($15 < t_b \leq 20^\circ$). Характеризуется прогреванием почвы, максимальной напряженностью роста, расхода минерального питания и почвенной влаги. Окраска ярко-зеленая, а в низкогорных ландшафтах встречаются желтые пятна высохшей эфемерной растительности.

— Жаркого лета ($t_b > 20^\circ$)—устойчивые высокие температуры воздуха, недостаток влаги в почве, максимальное количество тепла в почве. Характерна в основном для низкогорных ландшафтов, где окраска зеленовато-желтая. Эта фаза для среднегорья не типична: в степных ландшафтах преобладает желто-зеленоватая, а в редколесных—зеленая окраска.

— Позднелетняя ($20^\circ > t_b \geq 15^\circ$)—спад температуры воздуха, интенсивное поедание животными и разложение органической массы. По ландшафтным поясам протекает различно, что обусловлено предшествующим состоянием ПТК. В низкогорных ландшафтах цвет в основном зеленовато-желтый, в среднегорье—темно-зеленый и зеленовато-желтый.

Осень—устойчивое уменьшение прихода солнечной радиации, учащение циклональной деятельности, некоторая активизация гидрологических процессов, замедление роста и начало перестройки биоты к перенесению холодного периода, появление заморозков, отмирание летнезеленой части растительности.

Фазы.—Раннеосенняя ($15^\circ > t_b \geq 10^\circ$). Низко- и среднегорные степные ландшафты имеют желтый и зеленовато-желтый цвет, среднегорные редколесные—ярко-желтый и багряный, а высокогорные—темно-зеленый и бурый.

— Осенняя ($10^\circ > t_b \geq 0^\circ$). В низко- и среднегорных ландшафтах окраска бурая и серо-бурая, в высокогорье—беловато-бурая.

Важное значение для углубления знаний о сезонном ритме ландшафтов будут иметь индексация и разработка методики его изучения. Ниже предлагается следующий подход индексации сезонной структуры ландшафтов: сезон—первыми прописными буквами названных сезо-

нов: фаза—сочетанием индекса сезона с римскими цифрами; циркуляционное состояние—определяется атмосферной циркуляцией, в основе которой лежит характер воздушных масс. При индексации циркуляционного состояния использовались географическая и термодинамическая (термическая) классификации воздушных масс [9]. Так, теплый тропический континентальный воздух запишется кТВ(+). Стексы—по Беручашвили Н. Л. [7], с незначительными из-

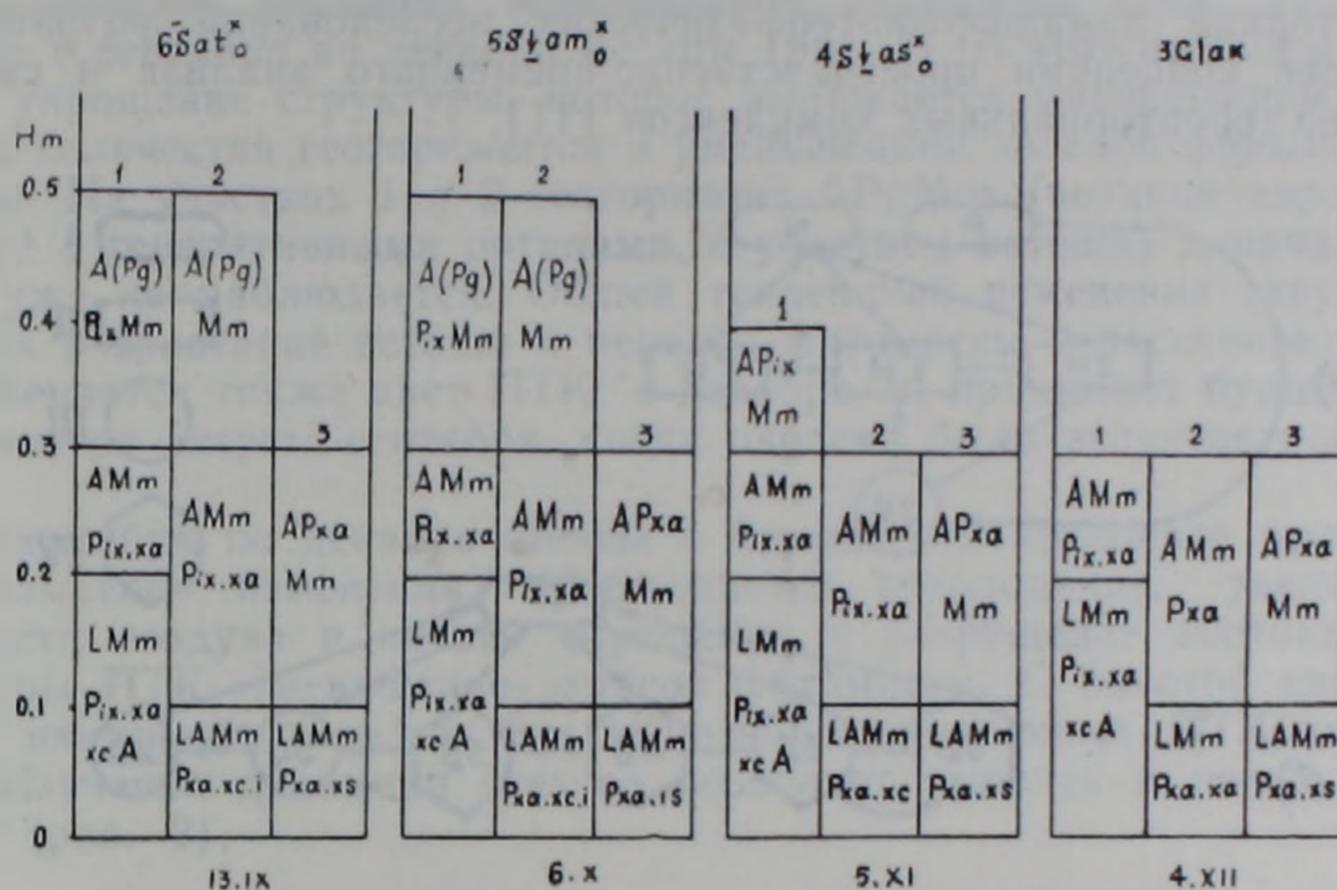


Рис. 1. Динамика вертикальной структуры участков Урцкого профиля.

Горизонтальными линиями обозначены границы геогоризонтов. Н—высотные отметки вертикального профиля в метрах.

Названия фаций: 1—пригребневой покатый склон, сложенный терригенно-карбонатными формациями с томилларами на горнокаштановых сухостепных почвах; 2—крутой сильнощебнистый склон, сложенный известняками, с эфедро-тысячелистниково-злаковой растительностью на сильно щебнистых маломощных серо-бурых полупустынных почвах; 3—покатый склон, сложенный глинистыми сланцами и песчаниками с солянково-попынной полупустыней на бурых сильно щебнистых полупустынных почвах.

Названия геогоризонтов: AP—аэрофитогоризонт; LAP—литоаэрофитогоризонт, LPA—литофитоаэрогоризонт.

Геомассы: L—литомассы; A—аэромассы; P—фитомассы: P_g—генеративные органы, M_п—ветошь, P_{1x}—ксерофитные листья и стебли трав, P_{xa}—листья ксерофитных полукустарников и полукустарничков, P_{xc}—фотосинтезирующие колючки, зеленые побеги и колючие листья ксерофитных полукустарников и полукустарничков, P_{xs}—листовые суккуленты и карликовые стеблевые суккуленты.

Стексы: 6Sat°—мегатермальный семнаридный стабилизации структуры с облачностью 1 балл, температурой воздуха 22,5°, с частичным дефицитом влаги в почве и пассивным функционированием части надземных геогоризонтов из-за сухости; 5S↓am°—макротермальный семнаридный упрощения структуры с уменьшением зеленой фракции фитомассы при постоянной мощности, с облачностью 0 балла, температурой воздуха 15,8°, с частичным дефицитом влаги в почве и пассивным функционированием части надземных геогоризонтов; 4S↓as°—мезотермальный семнаридный упрощения структуры с уменьшением зеленой фракции и мощности геогоризонтов с облачностью 1 балл, температурой воздуха 12,1°, с пассивным функционированием части надземных геогоризонтов; 3G|ak—микротермальный гумидный осенней стабилизации с облачностью 2 балла, температурой воздуха 9°.

менениями. Например, сезонная структура пустынных ландшафтов 9 мая 1984 г. выглядела так: b'' мТВ(+) $4P \uparrow$ — весна, поздневесенняя фаза интенсивного зеленения, теплый морской тропический воздух, умеренно-теплый (мезотермальный) дождливый стекс усложнения структуры.

При изучении сезонных состояний ПТК Араратской котловины использовались ландшафтно-геофизические исследования.

Методика ландшафтно-геофизических исследований разработана на основе концепции пространственно-временного анализа и синтеза природно-территориальных комплексов [11].

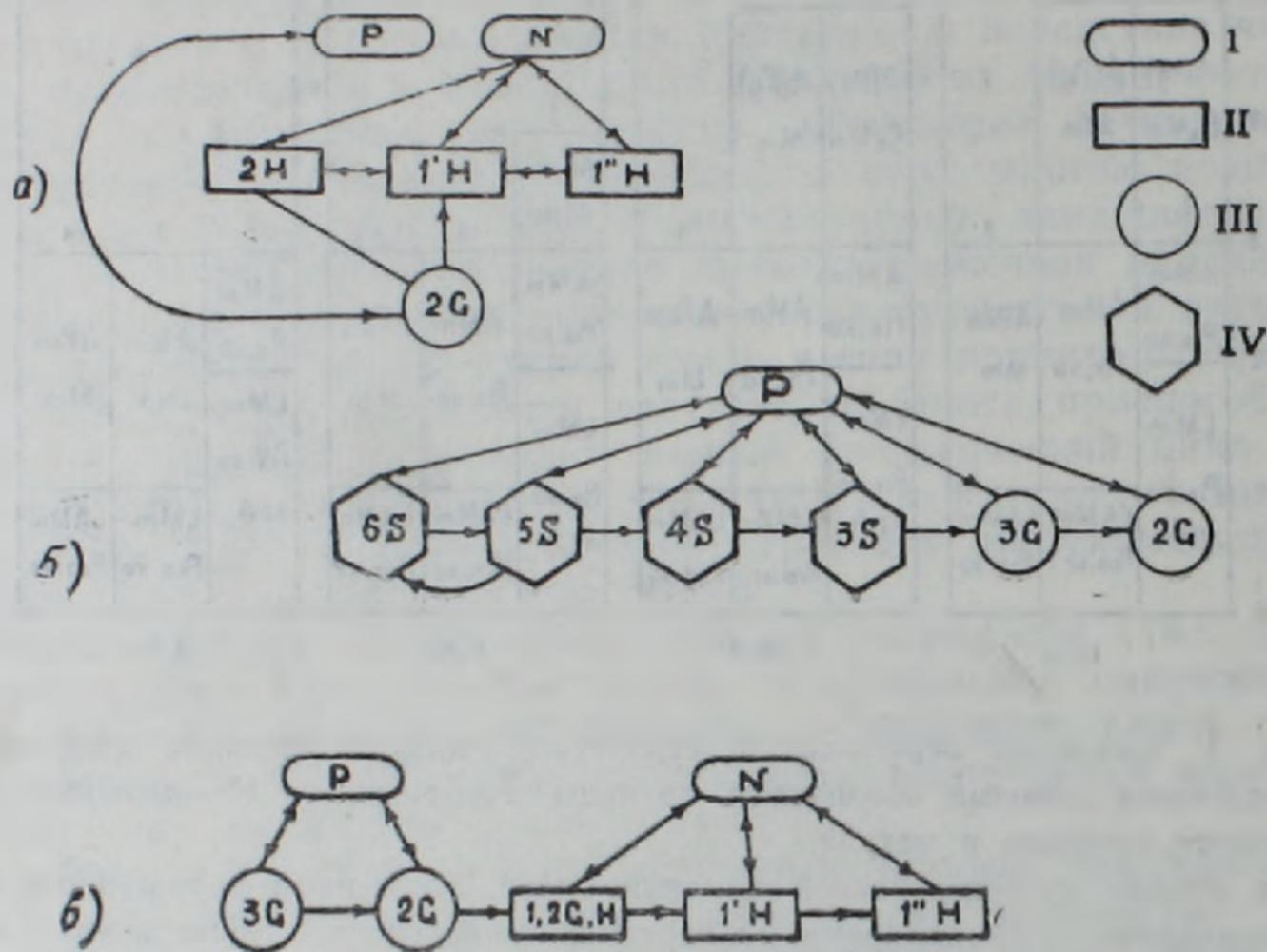


Рис. 2. Этоциклы некоторых ПТК Араратской котловины.

Названия фаций: а) вершинная поверхность, сложенная андезито-базальтами с субнивальностью растительностью на горно-луговых скелетных почвах (Арагац-1); покатый склон, сложенный андезито-базальтами с разнотравно-злаковыми формациями на горно-луговых дерновых почвах (Арагац-2); крутой склон, с выходами на поверхность щебня с злаковыми лугами на горно-луговых дерновых почвах (Арагац-3), б) пологий склон, сложенный глинистыми сланцами и песчаниками с солянково-попынной полупустыней на бурых сильнощебнистых полупустынных почвах (Урц-3); в) плакор с выходами андезито-базальтов с типчаковыми степями на горных коричневых луговых почвах (Арагац-4).

Названия стексов: N—снежный, P—плювиальный, 1' H—мезокриотермальный экстрагумидный; 1'' H—микрокриотермальный экстрагумидный; 1, 2 G, H—криоанотермальный гумидный—экстрагумидный, 2G—нанотермальный гумидный, 3G—микротермальный гумидный, 3S—микротермальный семиаридный, 4S—мезотермальный семиаридный, 5S—макротермальный семиаридный, 6S—мегатермальный семиаридный.

Стексы траекторий: I, II—снежной, III—термальной, IV—аридной.

Полевые наблюдения проводились в начале каждого месяца на 12 экспериментальных участках, являющихся опорными точками полустационарных исследований в рассматриваемом регионе. Это Арагацкий и Урцкий профили. Первый включает 9 участков с перепадами высот от 1140 м (окрестности гор. Аштарака) до 3800 м (у южной вершины Арагаца) и расположен на южных склонах Арагацкого массива.

Урцский профиль включает три участка с перепадами высот около 350 м и расположен на небольшом отроге Урцкого хребта у с. Аршам. Оба профиля охватывают основные ландшафты Араратской котловины, что указывает на большую репрезентативность выбранных участков. Использовались также метеоданные станций Арарат (Н=818 м), Аштарак (Н=1090 м), Кошабулах (Н=1967 м) и Арагац, высокогорная (Н=3229 м).

Рассмотрим динамику вертикальной структуры ПТК Урцкого профиля с сентября по декабрь месяцы (рис. 1). В этот период наблюдается упрощение структуры, которое выражается уменьшением мощности и количества геогоризонтов и уменьшением зеленой фракции фитомассы. На участках 1 и 2 геогоризонт АРgМт (верхний аэрофитогоризонт с генеративными органами, с участием ветоши) в начале декабря уже не наблюдается. Общей тенденцией изменения структуры является возрастание ветоши и переход фитомассы в пассивное состояние. Меняется также цвет ПТК: в декабре он принимает бурый цвет, в отличие от августа-сентября, когда окраска была зеленовато-желто-серой.

С сентября по декабрь стексы в Араратской котловине претерпевают заметные изменения. Наблюдается похолодание, увеличение влажности воздуха и почвы, упрощение и разрушение вертикальной структуры ПТК, уменьшение запасов фитомассы. С высотой снежные стексы наступают раньше, чем в низкорасположенных ПТК во времени. Изучение динамики стексов позволяет выявить и описать этоциклы (рис. 2).

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 23. VII, 1984.

Վ. ՅՈՒ. ԽԱԼԱԹՈՎ

ԱՐԱՐԱՏՅԱՆ ԳՈԳԱՎՈՐՈՒԹՅԱՆ ԼԱՆԴՇԱՖՏՆԵՐԻ ՍԵՋՈՆԱՅԻՆ ԴԻՆԱՄԻԿԱՅԻ ՀԻՄՆԱԿԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏՎՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում սեզոնային դինամիկան դիտվում է որպես վիճակների ստորակարգություն: Բերվում է լանդշաֆտների սեզոնային կառուցվածքի բնութագիրը և նրա ցուցավորումը: Վերլուծվում են ուղղաձիգ կառուցվածքի դինամիկան և Արարատյան գոգավորության որոշ բնական-բնատարածքային համալիրների էթոցիկլերը:

V. Yu. KHALATOV

THE GENERAL PECULARITIES OF THE ARARATIAN BASIN LANDSCAPES SEASONAL DYNAMICS

A b s t r a c t

The landscapes seasonal dynamics is considered as a conditions hierarchy. The landscapes seasonal structure characteristic and its indexing are brought. The Araratian basin some natural-territorial complexes vertical structure dynamics and etocycles are analysed.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агроклиматические ресурсы Армянской ССР. Л., Гидрометеониздат, 1976.
2. Айрапетян Ф. П. Фитофенологические исследования в горных странах. Бот. ж., т. 54, № 10, 1969.
3. Багдасарян А. А. Метеорологические условия загрязнения воздушного пространства города Еревана, Автореф. канд. дис., Тбилиси, 1983.
4. Багдасарян А. Б. Высотные ландшафтные пояса и физико-географические районы. В кн.: Физическая география Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1971, (на арм. яз.).
5. Багдасарян А. Б. Климат Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1958.
6. Беручашвили Н. Л. Вопросы классификации состояний природных территориальных комплексов. В сб.: Ландшафтоведение: теория и практика. (Вопр. геогр., сб. 121). М.: Мысль, 1982.
7. Беручашвили Н. Л. Объяснительная записка к ландшафтной карте Кавказа. Изд. ТГУ, Тбилиси, 1980.
8. Григорян Г. Б. Регионально-ландшафтная дифференциация Араратской котловины. В кн.: Мат. науч. сессии. отд. геогр., посвящ. 150-летию присоед. Вост. Армении к России. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1982.
9. Зверев А. С. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеониздат, 1979.
10. Коломыц Э. Г. Структура снега и ландшафтная индикация. Новосибирск, Наука, 1976.
11. Методика ландшафтно-геофизических исследований и картографирования состояний природно-территориальных комплексов. Изд. ТГУ, Тбилиси, 1983.
12. Мкртчян Р. С., Айрапетян Ф. П. Календарь природы Армении. Изд. «Айастан», Ереван, 1976, (на арм. яз.).
13. Погосян В. С. Природно-территориальные комплексы Арагацкого массива. Автореф. канд. дис., Ереван, 1975.

УДК: 550.835:553.462.43(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

М. М. ПОГОСЯН, С. Р. АРАКЕЛЯН

ПРИМЕНЕНИЕ РЕНТГЕНОРАДИОМЕТРИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ АНАЛИЗЕ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ РУД ТЕХУТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Для территории Армянской ССР медь и молибден являются весьма распространенными элементами, причем молибден почти всегда находится в генетической связи с медью.

Характерной особенностью медно-молибденовых месторождений является неравномерность оруденения, что приводит к вынужденному отбору большого количества проб—число их измеряется десятками тысяч—при разведке и эксплуатации этих месторождений. Кроме того, для большинства из них характерны невысокие промышленные концентрации полезных компонентов. Поэтому для анализа медно-молибденовых руд требуется метод, обладающий более высокой производительностью и не уступающий по чувствительности традиционным методам. Это открывает широкие возможности для применения ядерно-геофизических методов анализа минерального сырья, в частности для рентгенорадиометрического метода.

Авторами были проведены опытные работы по определению содержания меди и молибдена в порошковых пробах Техутского медно-молибденового месторождения. Работы проводились при помощи се-

ЛИТЕРАТУРА

1. Агроклиматические ресурсы Армянской ССР. Л., Гидрометеониздат, 1976.
2. Айрапетян Ф. П. Фитофенологические исследования в горных странах. Бот. ж., т. 54, № 10, 1969.
3. Багдасарян А. А. Метеорологические условия загрязнения воздушного пространства города Еревана, Автореф. канд. дис., Тбилиси, 1983.
4. Багдасарян А. Б. Высотные ландшафтные пояса и физико-географические районы. В кн.: Физическая география Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1971, (на арм. яз.).
5. Багдасарян А. Б. Климат Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1958.
6. Беручашвили Н. Л. Вопросы классификации состояний природных территориальных комплексов. В сб.: Ландшафтоведение: теория и практика. (Вопр. геогр., сб. 121). М.: Мысль, 1982.
7. Беручашвили Н. Л. Объяснительная записка к ландшафтной карте Кавказа. Изд. ТГУ, Тбилиси, 1980.
8. Григорян Г. Б. Регионально-ландшафтная дифференциация Араратской котловины. В кн.: Мат. науч. сессии. отд. геогр., посвящ. 150-летию присоед. Вост. Армении к России. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1982.
9. Зверев А. С. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеониздат, 1979.
10. Коломыц Э. Г. Структура снега и ландшафтная индикация. Новосибирск, Наука, 1976.
11. Методика ландшафтно-геофизических исследований и картографирования состояний природно-территориальных комплексов. Изд. ТГУ, Тбилиси, 1983.
12. Мкртчян Р. С., Айрапетян Ф. П. Календарь природы Армении. Изд. «Айастан», Ереван, 1976, (на арм. яз.).
13. Погосян В. С. Природно-территориальные комплексы Арагацкого массива. Автореф. канд. дис., Ереван, 1975.

УДК: 550.835:553.462.43(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

М. М. ПОГОСЯН, С. Р. АРАКЕЛЯН

ПРИМЕНЕНИЕ РЕНТГЕНОРАДИОМЕТРИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ АНАЛИЗЕ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ РУД ТЕХУТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Для территории Армянской ССР медь и молибден являются весьма распространенными элементами, причем молибден почти всегда находится в генетической связи с медью.

Характерной особенностью медно-молибденовых месторождений является неравномерность оруденения, что приводит к вынужденному отбору большого количества проб—число их измеряется десятками тысяч—при разведке и эксплуатации этих месторождений. Кроме того, для большинства из них характерны невысокие промышленные концентрации полезных компонентов. Поэтому для анализа медно-молибденовых руд требуется метод, обладающий более высокой производительностью и не уступающий по чувствительности традиционным методам. Это открывает широкие возможности для применения ядерно-геофизических методов анализа минерального сырья, в частности для рентгенорадиометрического метода.

Авторами были проведены опытные работы по определению содержания меди и молибдена в порошковых пробах Техутского медно-молибденового месторождения. Работы проводились при помощи се-

рийной двухканальной аппаратуры РРК-103 «Поиск». Источником первичного излучения служил радиоизотоп кадмий-109. В качестве детектора вторичного рентгеновского излучения использовался пропорциональный счетчик СИ-6Р с энергетическим разрешением по линии меди (8 кэв) не более 20%.

При выборе методики измерений РРА наиболее важным вопросом является учет влияния мешающих факторов, главным образом — элементов с близкими атомными номерами. Основными мешающими элементами при определении меди являются цинк, свинец и железо. Относительно первых двух элементов можно сказать, что хотя они в медно-молибденовых рудах встречаются довольно часто, но в очень незначительных количествах и поэтому не могут оказать существенного влияния при определении концентраций меди. Что же касается железа, то оно встречается повсеместно, и его содержания могут достигать 8—10%. Однако применение пропорциональных детекторов с хорошей разрешающей способностью и выбор оптимального участка спектра (7,7—8,7 кэв) для измерения интенсивности характеристического излучения меди позволяют почти полностью исключить вклад рентгеновского излучения железа в канал меди. На рисунке изображен график зависимости интенсивности характеристического излучения меди от содержания железа в пробе. Как видно из графика, изменение концентрации железа от 0 до 10% приводит к увеличению I_{Cu} от 170 до 210 имп/сек, что составляет всего 0,08% условного содержания меди.

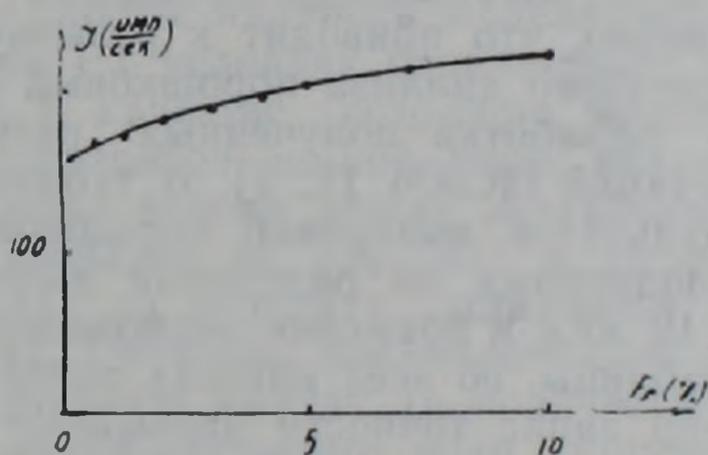


Рис. 1. Зависимость интенсивности J_{Cu} характеристического излучения меди от содержания железа в пробе.

При выделении характеристической линии молибдена (17,5 кэв) единственным мешающим фактором является однократно рассеянное излучение источника (22 кэв). Но в этом случае также подбор детектора с хорошим разрешением и выбор оптимального участка спектра для измерений интенсивности рентгеновского излучения молибдена (15,5—17,5 кэв) позволяют получить достаточную точность определений.

Другим мешающим фактором является взаимное влияние меди и молибдена (избирательное поглощение и подвозбуждение). Результаты исследований этих явлений приведены в работе [1]. Из этих результатов видно, что явления избирательного поглощения и подвозбуждение начинают оказывать существенное влияние при содержаниях меди выше 1% и содержаниях молибдена выше 0,1%. Такие содержания на Техутском месторождении встречаются крайне редко, поэтому учитывать этот фактор нет необходимости.

Все вышеуказанное позволяет применить при рентгенорадиометрическом анализе медно-молибденовых руд наиболее простую и ра-

Сводная таблица сопоставления результатов рентгенорадиометрического и химического анализов порошковых проб на медь и молибден

Определяемый элемент	Класс содержания, %	Среднее содержание по классам, %		Кол-во контрольных проб	Относительная средне-квадратичная погрешность, %	Допустимая относительная среднеквадратичная погрешность, %	Запас точности
		по ХА	по РРА				
Медь	0,1—0,19	0,13	0,12	30	19,0	14,3	0,74
	0,2—0,49	0,30	0,29	37	14,7	10,7	0,73
	0,5 и выше	0,71	0,71	20	8,3	7,1	0,86
Молибден	0,01—0,019	0,015	0,015	30	33,2	23,9	0,72
	0,02—0,049	0,030	0,029	34	18,9	19,3	1,02
	0,05 и выше	0,064	0,068	23	17,8	15,0	0,84

циональную методику спектральной интенсивности. Использование этой методики при работе с двухканальной аппаратурой, в частности с РРК-103 «Поиск», дает возможность проводить определение меди и молибдена одновременно, что приводит к резкому увеличению производительности экспрессного анализа порошковых проб.

Статистическая обработка полученных результатов производилась согласно инструкций НСАМ [2, 3]. В таблице 1 приводятся данные обработки результатов измерений порошковых проб Техутского месторождения, выполненных по описанной выше методике с источником активностью 10 мКи и временем экспозиции 10 с.

Как видно из таблицы, во всех классах содержаний как для меди, так и для молибдена запас точности превышает 0,7, то есть результаты анализов входят в допуски III категории. При этом пороговая чувствительность метода составляет: для меди—0,1%, для молибдена—0,006%, что намного ниже бортовых содержаний для данного месторождения.

Таким образом, рентгенорадиометрический анализ медно-молибденовых руд на медь и молибден по точности и чувствительности не уступает традиционным методам экспрессного анализа порошковых проб. Вышеописанная методика может с успехом применяться для оперативной оценки содержаний меди и молибдена в рудах медно-молибденовых месторождений и может быть предложена для замены химического анализа при анализе рядовых порошковых проб.

Управление геологии
Армянской ССР

Поступила 23. XII. 1983.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тамразян А. А. Определение меди и молибдена в комплексных рудах рентгенорадиометрическим методом. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 1, 1977.
2. Инструкция по внешнему лабораторному контролю качества результатов рядовых количественных анализов минерального сырья. ВИМС, М., 1975.
3. Первичная статистическая обработка аналитических данных. ВИМС, М., 1977.

А. К. ЮХАНЯН, Ю. С. ГЕНШАФТ

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПЛАВЛЕНИЯ КСЕНОЛИТОВ ИЗ ЛАВ ГЕГАМСКОГО НАГОРЬЯ В УСЛОВИЯХ БАЗАЛЬТОВОГО СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Полевые исследования, проведенные авторами в 1978—1982 гг., выявили широкое распространение включений габброидов и амфиболитов в различных по составу плиоцен-четвертичных эффузивах Восточной зоны Армянского вулканического нагорья (на территории Арм. ССР). Подобные включения с однотипными минеральными ассоциациями обнаружены в вулканитах от дацитового до базанитового составов Гегамского, Варденисского, Сюникского нагорий, в Кафанском районе.

Характерной особенностью ксенолитов является установленное последовательное преобразование пород типа габброидов и пироксенитов через амфиболиты в реоморфические биотитизированные амфиболиты и габбро-амфиболиты. Эти стадии изменения могут быть обусловлены процессами преобразования вещества нижних горизонтов земной коры на неоген-четвертичном этапе тектонического развития рассматриваемого района, приводящими в конечном итоге к палингенному образованию магм среднего и кислого состава.

Целью данной работы являлось моделирование процесса выплавления андезитов при РТ условиях базальтового слоя земной коры Гегамского нагорья. В качестве исходного вещества, моделирующего субстрат нижних горизонтов земной коры, взяты образцы включений габбро из базальтового потока между шлаковыми конусами Ваграма-сар и Джар-Тар (образец № 132—22) и роговообманкового габбро (габбро-амфиболита) из базальта шлакового конуса Кармир-Блур (образец № 127—4). Образцы, предварительно растертые в порошок, помещались в платиновую ампулу (в количестве 20 мг) и герметизировались путем заварки открытого края ампулы. Опыты проводились на установке высокого давления в камерах типа «чечевица» по методу температурной закалки [2]. Все эксперименты были выполнены при давлении 8 ± 2 кбар. Поскольку в указанной аппаратуре образец находился в неизотермических условиях (температура измерялась в одной точке—на стенке графитового нагревателя), точная привязка анализируемого минерального парагенезиса к температуре не могла быть сделана. Оценка температуры выполнена с допустимой погрешностью $\pm 50^\circ\text{C}$. Содержание и режим летучих фаз в процессе опыта не контролировались. Методика эксперимента обеспечивала сохранение в образце исходного содержания летучих (около 2 вес. %).

Время выдержки при заданных температурах ($1300\text{—}1000^\circ\text{C}$ в горячей зоне) составляло от 2 до 14 часов.

Извлеченные после опытов из ампул образцы изучались на рентгеноспектральном микроанализаторе «Комебакс» в геофизической обсерватории ИФЗ «Борок» при напряжении 20 кВ и токе пучка 10 нА. При химическом микроанализе фаз использовались эталоны природных минералов; концентрации определяемых элементов вычислялись из первичных данных за вычетом фона без введения поправок. Точность микрохимического анализа не хуже $\pm 2,5$ относит. %. Содержание Na_2O определялось с точностью $\pm 30\%$ по техническим причинам. Поэтому в большинстве анализированных минеральных фаз определение концентрации Na_2O не проводилось.

Образец 132—22—оливиновый габбро-норит, состоит из крупных зерен плагиоклаза, орто- и клинопироксена (до 1—1,2 мм) и более мелких зерен этих минералов, а также оливина, титаномагнетита и ильменита. Средний размер кристаллов составляет несколько сотых миллиметра. Плагиоклаз зональный, по составу отвечает андезин-лабрадору (Ан_{43—56}). Ортопироксен—низко-глиноземистый гиперстен, содержащий 37% железистого компонента. Оливин содержит 30—27% фаялитов. Клинопироксен—диопсид с содержанием 30% геденбергитового компонента. Титаномагнетит сильно неоднороден по распределению титана, по краям часто встречаются зоны, обогащенные TiO₂, вплоть до образования вторичного ильменита. Рудные фазы характеризуются повышенным содержанием магнезиальных составляющих в твердом растворе. Образец 127—4—роговообманковое габбро, состоит из среднего по составу плагиоклаза (андезина, Ан_{41—48}) и базальтической роговой обманки. Титаномагнетит обычно резорбирован, отдельные участки кристаллов обогащены TiO₂. Порода содержит до 10% крупных зерен апатита. Пределы колебаний состава породообразующих минералов образцов приведены в таблице.

Отметим, что по химическому составу минералы включений не отличаются от аналогичных минералов из других ксенолитов в дацитах и базальтах Гегамского нагорья [3, 8].

Результаты экспериментов показали, что в интервале температур 1000—1150°C рассматриваемые образцы включений испытывают плавление на 10÷50 объемных %. При этом образуются расплавы, состав которых изменяется от базальтовых до дацитовых в зависимости от степени плавления. Судя по сумме химических компонентов ($\leq 90\%$ без Na₂O), среднекислые расплавы могут быть водонасыщенными или содержать достаточно много флюидов (H₂O+CO₂). С этими расплавами в обоих образцах сосуществует роговая обманка, что свидетельствует о достаточно высоком давлении водяного пара. О высоком содержании летучих в расплаве свидетельствуют также сильное падение количества импульсов при счете в точке за время 10 с при определении концентраций щелочей в стекле и быстрое выжигание электронным пучком ямок при анализе в точке. Изменение состава расплавов при плавлении образцов включений в зависимости от доли образующейся жидкости показано на рис. 1 а, б. Там же показаны характерные содержания основных петрогенных элементов в андезитах Гегамского нагорья и Айоцдзора [9]. Видно, что при 10—40%-ном плавлении изученных пород состав расплавов чрезвычайно близок к составу природных магматических образований. От последних состав экспериментально намеченных выплавов отличается только повышенным содержанием Al₂O₃. Вероятно, это объясняется высокой основностью плагиоклазов в исходных образцах. Отметим следующие особенности парагенетической ассоциации минералов, образующейся при плавлении включений. Ни в одном опыте не наблюдалась кристаллизация шпинельной фазы типа магнетита или титаномагнетита. Единственной новообразованной рудной фазой в образце габбро-норита, сосуществующей с расплавом, был ильменит.

Для этого образца характерен следующий порядок выделения минералов при охлаждении расплава: плагиоклаз—амфибол—клинопироксен—ильменит. При низких степенях плавления, возможно, появляются оливин, ортопироксен. Роговообманковое габбро преобразуется в ассоциацию минералов, содержащую клинопироксен при полном отсутствии железистых рудных фаз. Порядок выделения минералов при охлаждении расплава следующий: апатит—амфибол—клинопироксен—плагиоклаз. Амфибол и пироксен часто образуют сростки. Наблю-

Химические составы минералов включений габбро-норита (№ 132—22) и
роговообманкового габбро (№ 127—4) из лав Гегамского нагорья

Вес. %	№ 132—22						№ 127—4			
	Т—Мт	Ил	Ол	Кп		Оп	Пл**	Т—Мт	Амф	Пл
				а	б					
SiO ₂	0—0,3	0—0,3	39,0—39,5	51,6	46,4—51,7	52,8	54,7—52,5	—	41,1—42,4	53,3—54,5
TiO ₂	9,3—15,7	29,1—34,9	0,04—0,06	0,4	0,7—3,5	0,1	0,01	4,6—6,2	2,2	—
Al ₂ O ₃	1,5—2,6	0,4—0,3	—	4,2	3,1—5,8	1,8	27,3—30,4	2,7—5,0	11,9—12,0	27,1—29,1
FeO	76,1—68,5	57,6—53,3	19,4—14,1	10,1	7,4—9,1	20,0	9,2—0,5	80,6—74	11,4—1,6	0,4
MnO	0,6—0,7	0,3—0,4	0,4—0,5	0,4	0,2—0,3	0,7	—	0,4	0,2—0,3	—
MgO	4,8—7,4	6,1—5,3	40,1—45,6	13,0	12,3—16,6	23,9	—	2,7—5,1	14,5—15,3	—
CaO	0,4—0,7	0,3—0,4	0,3	20,8	19,2—21,8	0,8	9,2—12,0	0,1—0,2	11,6—11,8	8,7—10,4
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,3—0,4	—	0,8—0,9	0,2—0,4
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	5,3—4,5	—	1,4	4,2—
Σ	—	—	—	100,5	—	100,1	—	—	—	—
n	6	3	2	1	3	1	1	3	3	2

Примечание: n—число проанализированных зерен; *—точность определения ± 30 относительных %; **—ярко выраженная неоднородность (зональность) состава зерна; Кп (а)—относительно крупное зерно, (б)—более мелкие зональные зерна; на краю Al₂O₃ >, чем в центре зерен. Показаны установленные пределы колебаний содержания окислов в данном минерале.

дается также нарастание клинопироксена на более ранний амфибол.

Составы новообразованных фаз заметно отличаются от исходных. Так, кристаллизуется более магнезильный, глиноземистый и титанистый клинопироксен, значительно более железистый оливин. Новообразованный амфибол отличается от исходного в роговообманковом габбро значительно более высокой магнезильностью и глиноземистостью.

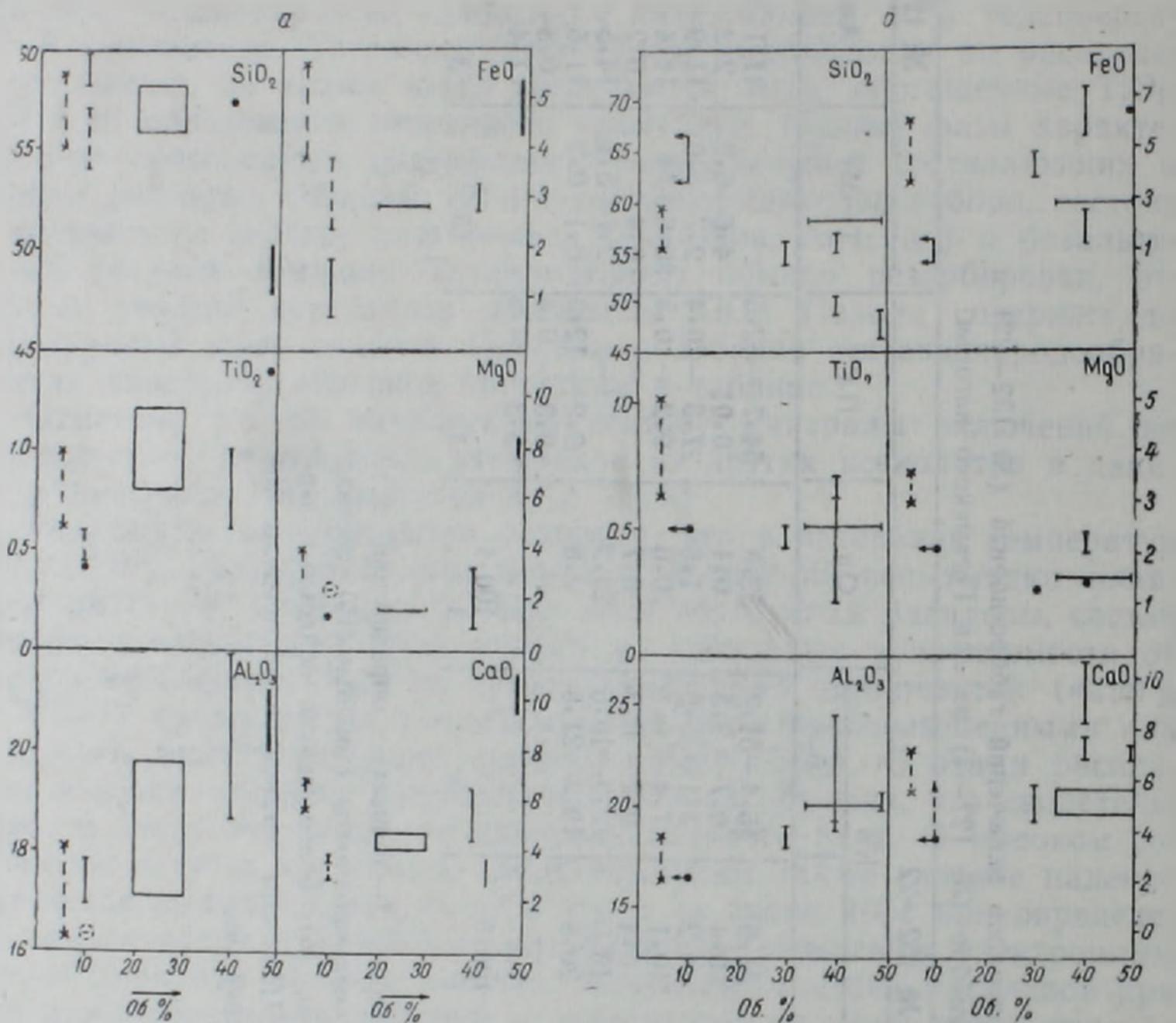


Рис. 1. Изменение состава расплава при частичном плавлении включения габбро-норита (а) и роговообманкового габбро (б) в зависимости от степени плавления. По оси ординат показано содержание окисла (вес. %), по оси абсцисс—доля проанализированного стекла (объемн. %). Отрезки и прямоугольники обозначают пределы колебаний содержаний соответствующих окислов и оценок степеней плавления. Стрелки указывают вероятный сдвиг оценки степени плавления. х—х—содержания окислов в лавах Гегамского и Айоцзорского нагорий [7].

При начальном интерстициальном плавлении образуются высококремнистые расплавы риолитового состава, содержание SiO_2 доходит до 90 и более процентов.

Проведенные эксперименты показали, что в условиях глубоких горизонтов земной коры (базальтового слоя) принципиально возможно выплавление андезитово-базальтовых и андезитовых расплавов при температурах $1050\text{--}1100^\circ\text{C}$ из габбро-амфиболитового субстрата. Ранее экспериментальное обоснование подобного механизма образования андезитовых магм было дано в работах [2, 5, 13]. Геологические, геофизические и петрологические данные в пользу внутрикорового формирования андезитовых магм в структурах островных дуг, активных конти-

ментальных окраин и орогенных областей приводились в многочисленных работах [2, 5—7, 10]. Основная проблема, на наш взгляд, заключается в надежном обосновании принадлежности рассматриваемой группы включений к ксенолитам пород, слагающих базальтовый слой земной коры Армянского вулканического нагорья.

Ранее мы показали, что по петрографическим и петрохимическим данным включения, отобранные только в лавах Гегамского нагорья, заметно отличаются от вмещающих пород, главным образом, принадлежностью к различным петрохимическим сериям [3]. Однако, этих результатов было явно недостаточно для обоснования ксеногенной природы включений. Выполненные исследования упруго-плотностных свойств включений при высоких давлениях и температурах [11; 12] позволили установить, что по этим характеристикам они удовлетворяют геофизическому разрезу «базальтового» слоя земной коры Армянского вулканического нагорья [1, 4]. Широкая распространенность однотипных по минеральному составу включений в разнообразных петрохимических типах вулканических пород на обширной территории Малого Кавказа, включающей, кроме неовулканических зон Армянской ССР, Аджаро-Триалетию, Карабахское и Талышское нагорья, а с другой стороны, сонахождение в одном вулканическом теле целой гаммы включений-пироксенитов, габброидов, амфиболитов и переходных разновидностей, в большей степени свидетельствуют о ксеногенной, а не гомеогенной природе включений. На ксеногенность включений указывают и предварительные данные по изотопии кислорода, полученные для двух образцов включений и вмещающего дацита массива г. Гадис (результаты Б. Г. Покровского). Результаты настоящей работы не противоречат представлениям о габбро-амфиболитовом глубинном субстрате земной коры, в пределах которого возможно палингенное образование средне-кислых магм.

Ереванский политехнический институт
им. К. Маркса,
Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта
АН СССР

Поступила 6. XII. 1983.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян Ц. Г. Некоторые данные о строении земной коры территории Армянской ССР и прилежащих частей Малого Кавказа. В кн.: «Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армянской ССР». Ереван, АН АрмССР, 1975.
2. Геншафт Ю. С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии. М., «Наука», 1977.
3. Геншафт Ю. С., Юхянян А. К., Геворкян Р. Г. Ксенолиты и мегакристаллы в лавах Гегамского нагорья (Армения). В кн.: «Физико-химические исследования в области глубинного петрогенезиса». М., ИФЗ АН СССР, 1976.
4. Егоркина Г. В., Соколова Н. А., Егорова Л. М., Двоекина Т. Д., Миярова Г. Я. Строение северо-западной части Армении. Советская геология, № 6, 1973.
5. Ермаков В. А., Соловьева Т. Н., Геншафт Ю. С., Тронева Т. В. Экспериментальное плавление амфиболитовых включений в андезитах с целью изучения их генезиса. В кн.: «Экспериментальные исследования в области глубинного петрогенезиса». М., ИФЗ АН СССР, 1976.
6. Ермаков В. А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М., «Недра», 1977.
7. Масуренков Ю. П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. М., «Наука», 1961.

8. *Остроумова А. С.* Включения меланократовых пород в экструзивных дацитах горы Гадис (Армения). Изв. АН СССР, серия геологическая, № 2, 1967.
9. Состав, физические свойства и вопросы петрогенезиса новейших вулканических образований Армении. Ереван, Изд. АН АрмССР, 1980.
10. *Ширинян К. Г.* О возможных глубинных условиях ареального вулканизма Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5—6, 1967.
11. *Юханян А. К.* Физические свойства глубинных включений в лавах Гегамского нагорья (Армянская ССР) при высоких давлениях и температурах. В кн.: «Физико-химические исследования продуктов глубинного магматизма». М., «Наука», 1982.
12. *Юханян А. К., Геншафт Ю. С.* Плотность и сжимаемость глубинных включений из позднекайнозойских вулканитов Армении при РТ параметрах земной коры. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 1, 1983.
13. *Green D. H., Ringwood A. E.* The genesis of basaltic magmas. *Contribs. Mineral Petrol.*, 15, 1967.

УДК: 550.384:551.781(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. К. КАРАХАНЯН

О МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ ПАЛЕОГЕНА АРМЕНИИ

Палеоген является одним из переломных этапов истории магнитного поля Земли. В этот период изменился режим геомагнитных инверсий—устойчивое поле современной полярности, которое было характерно почти для всего мезозоя, в палеогене сменяется преобладанием поля обратной полярности. Этим обусловлен интерес к получению детальной палеомагнитной информации о палеогеновой истории геомагнитного поля. Магнитостратиграфия кайнозоя, и в частности палеогена, изучена крайне слабо. Составлен лишь ряд местных палеомагнитно-стратиграфических схем по немногочисленным разрезам, которые не имеют надежной привязки к геохронологической шкале [2, 4].

С получением результатов палеомагнитных исследований опорных палеогеновых отложений Италии [8, 9] и их корреляцией с аномальной шкалой наметился некоторый прогресс в этом направлении.

Для составления опорной палеомагнитной шкалы палеогена Армении нами было изучено около 30 разрезов вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных отложений, охватывающих временной интервал от дат-палеоцена до олигоцен-миоцена включительно. Выявление палеомагнитных горизонтов разной полярности дало возможность провести корреляцию палеогеновых образований (рис. 1). Основными параметрами при корреляции служили полярность палеомагнитных горизонтов и координаты палеомагнитного полюса [3].

На основе сопоставления наших данных с результатами по наиболее полно изученным разрезам Туркмении и Азербайджана [4, 2] нами проведена межрегиональная корреляция (рис. 2). Палеомагнитные горизонты, выделенные в образованиях палеогена Армении, хорошо коррелируются с аналогичными Туркмении и Азербайджана. Некоторое несовпадение горизонтов и их границ объясняется, по-видимому, неточностью корреляции местных стратиграфических схем с единой шкалой, а также фрагментарностью палеомагнитных данных в палеогену. В разрезе палеогена Армении выделено семь обратномаг-

8. *Остроумова А. С.* Включения меланократовых пород в экструзивных дацитах горы Гадис (Армения). Изв. АН СССР, серия геологическая, № 2, 1967.
9. Состав, физические свойства и вопросы петрогенезиса новейших вулканических образований Армении. Ереван, Изд. АН АрмССР, 1980.
10. *Ширинян К. Г.* О возможных глубинных условиях ареального вулканизма Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5—6, 1967.
11. *Юханян А. К.* Физические свойства глубинных включений в лавах Гегамского нагорья (Армянская ССР) при высоких давлениях и температурах. В кн.: «Физико-химические исследования продуктов глубинного магматизма». М., «Наука», 1982.
12. *Юханян А. К., Геншафт Ю. С.* Плотность и сжимаемость глубинных включений из позднекайнозойских вулканитов Армении при РТ параметрах земной коры. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 1, 1983.
13. *Green D. H., Ringwood A. E.* The genesis of basaltic magmas. *Contribs. Mineral Petrol.*, 15, 1967.

УДК: 550.384:551.781(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. К. КАРАХАНЯН

О МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ ПАЛЕОГЕНА АРМЕНИИ

Палеоген является одним из переломных этапов истории магнитного поля Земли. В этот период изменился режим геомагнитных инверсий—устойчивое поле современной полярности, которое было характерно почти для всего мезозоя, в палеогене сменяется преобладанием поля обратной полярности. Этим обусловлен интерес к получению детальной палеомагнитной информации о палеогеновой истории геомагнитного поля. Магнитостратиграфия кайнозоя, и в частности палеогена, изучена крайне слабо. Составлен лишь ряд местных палеомагнитно-стратиграфических схем по немногочисленным разрезам, которые не имеют надежной привязки к геохронологической шкале [2, 4].

С получением результатов палеомагнитных исследований опорных палеогеновых отложений Италии [8, 9] и их корреляцией с аномальной шкалой наметился некоторый прогресс в этом направлении.

Для составления опорной палеомагнитной шкалы палеогена Армении нами было изучено около 30 разрезов вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных отложений, охватывающих временной интервал от дат-палеоцена до олигоцен-миоцена включительно. Выявление палеомагнитных горизонтов разной полярности дало возможность провести корреляцию палеогеновых образований (рис. 1). Основными параметрами при корреляции служили полярность палеомагнитных горизонтов и координаты палеомагнитного полюса [3].

На основе сопоставления наших данных с результатами по наиболее полно изученным разрезам Туркмении и Азербайджана [4, 2] нами проведена межрегиональная корреляция (рис. 2). Палеомагнитные горизонты, выделенные в образованиях палеогена Армении, хорошо коррелируются с аналогичными Туркмении и Азербайджана. Некоторое несовпадение горизонтов и их границ объясняется, по-видимому, неточностью корреляции местных стратиграфических схем с единой шкалой, а также фрагментарностью палеомагнитных данных в палеогену. В разрезе палеогена Армении выделено семь обратномаг-

шкалой Хайртцлера (рис. 2). Несмотря на наличие определенных различий в них, можем сказать следующее.

Число магнитных зон в шкале Хайртцлера превышает их число в палеомагнитной шкале, полученной на континентах. Можно предположить, что часть палеомагнитных зон на суше не выявлена.

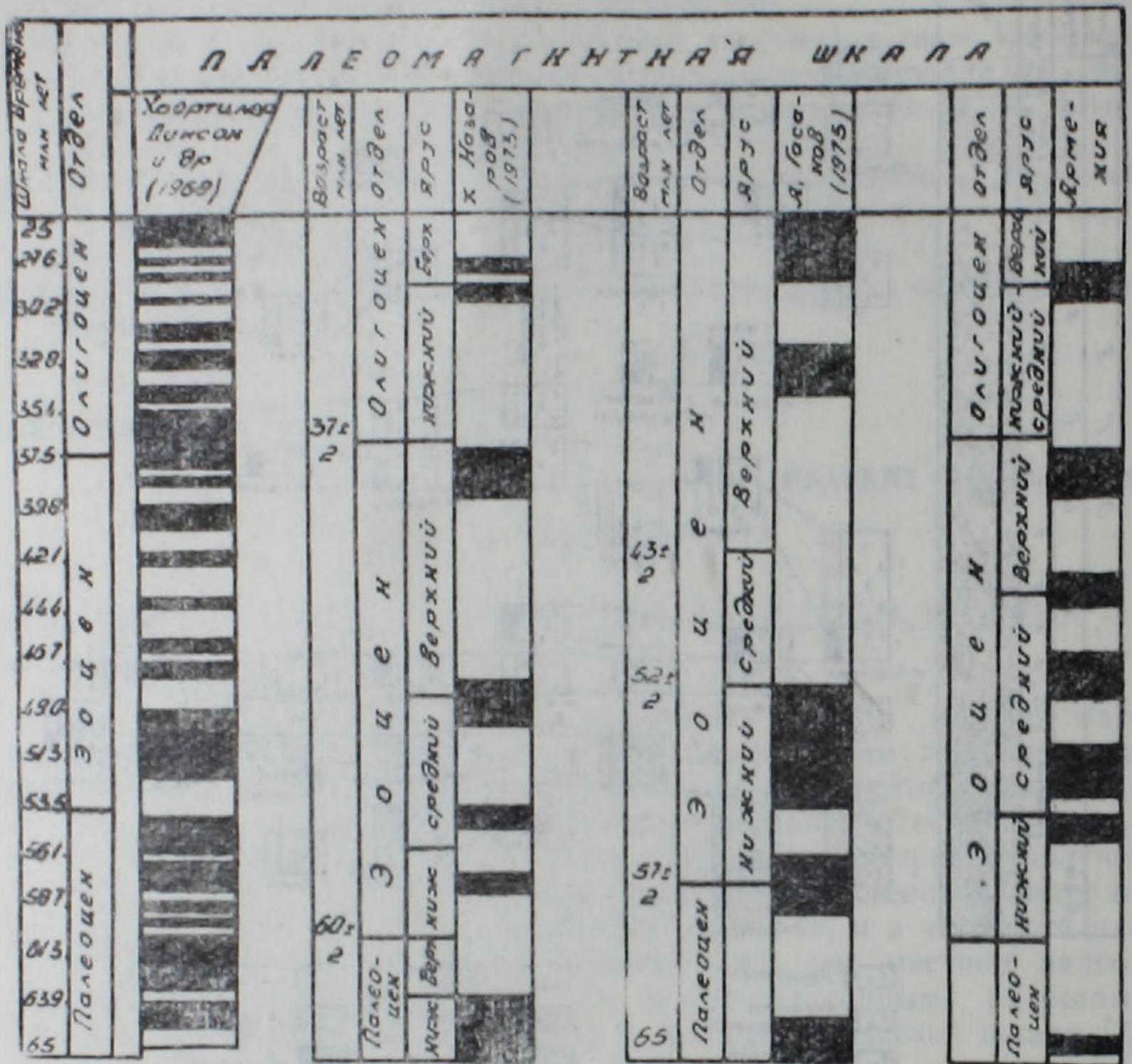


Рис. 2. Схема сопоставления шкалы по морским аномалиям с данными по различным регионам (закрашены периоды обратной полярности).

Нижняя часть разреза как в шкале Хайртцлера, так и в палеомагнитных шкалах Туркмении, Аз. ССР и Армении характеризуется наличием обратномагнитической зоны. Возраст ее в пределах от 63,8 до 65 млн. лет. Это подтверждает результаты [4, 2] о существовании геомагнитного поля обратной полярности на границе верхний мел—палеоген. Эта обратная зона может служить надежным репером для проведения границы между этими возрастными подразделениями.

Надежным репером, по всей вероятности, следует считать обратномагнитическую зону на границе среднего-верхнего эоцена. Возраст этой зоны (и соответственно границы между средним и верхним эоценом) лежит в пределах 43 млн. лет. По шкале Хайртцлера ей будет соответствовать магнитная аномалия обратного знака, возраст которой 42,1 или 44,4 млн. лет.

Несовпадение вектора остаточной намагниченности с направлением современного геомагнитного поля привело к выводу о миграции

геомагнитного полюса. Палеомагнитные исследования палеогеновых образований Армении дали возможность получить определенную информацию о направлении и характере геомагнитного поля в палеогене, а также вычислить координаты палеомагнитных полюсов. Координаты

$$\varphi_p = 69, \quad \lambda_p = 215; \quad \varphi_p = 79, \quad \lambda_p = 290.$$

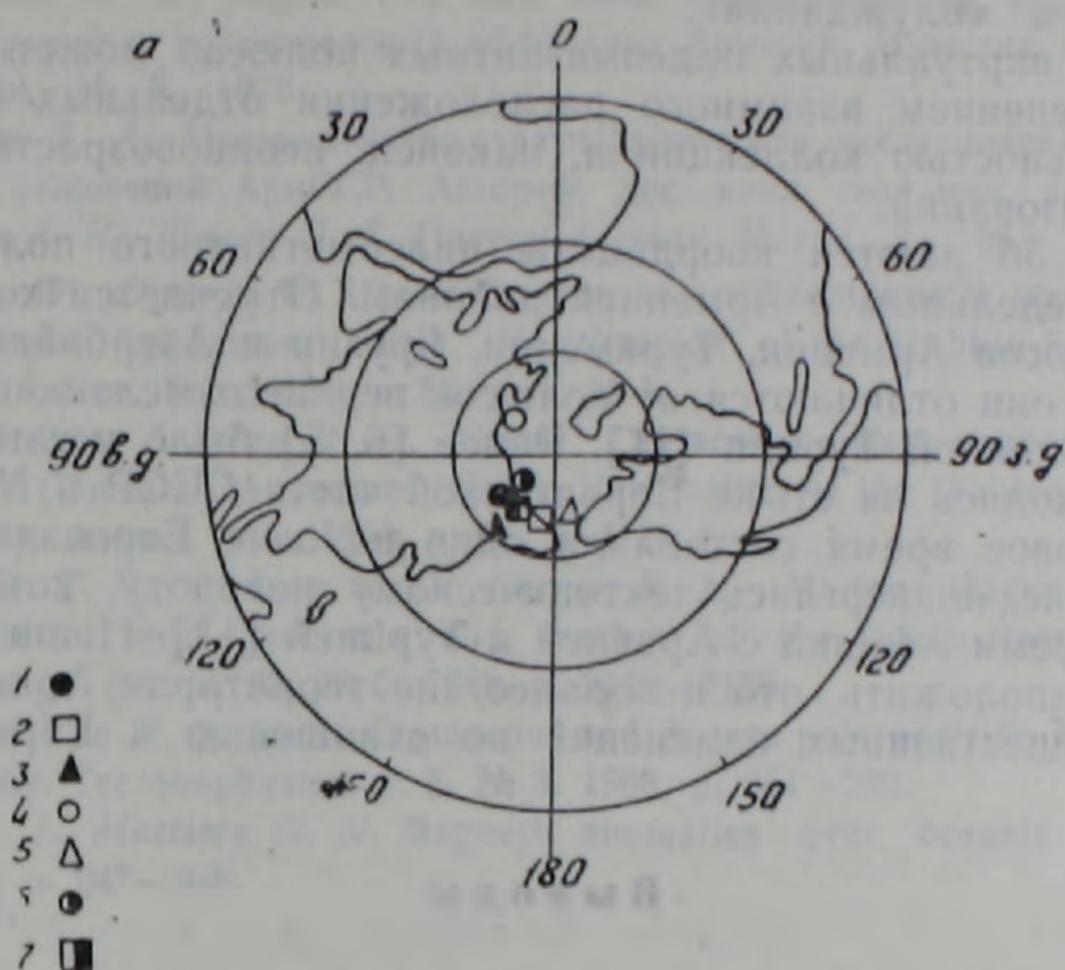
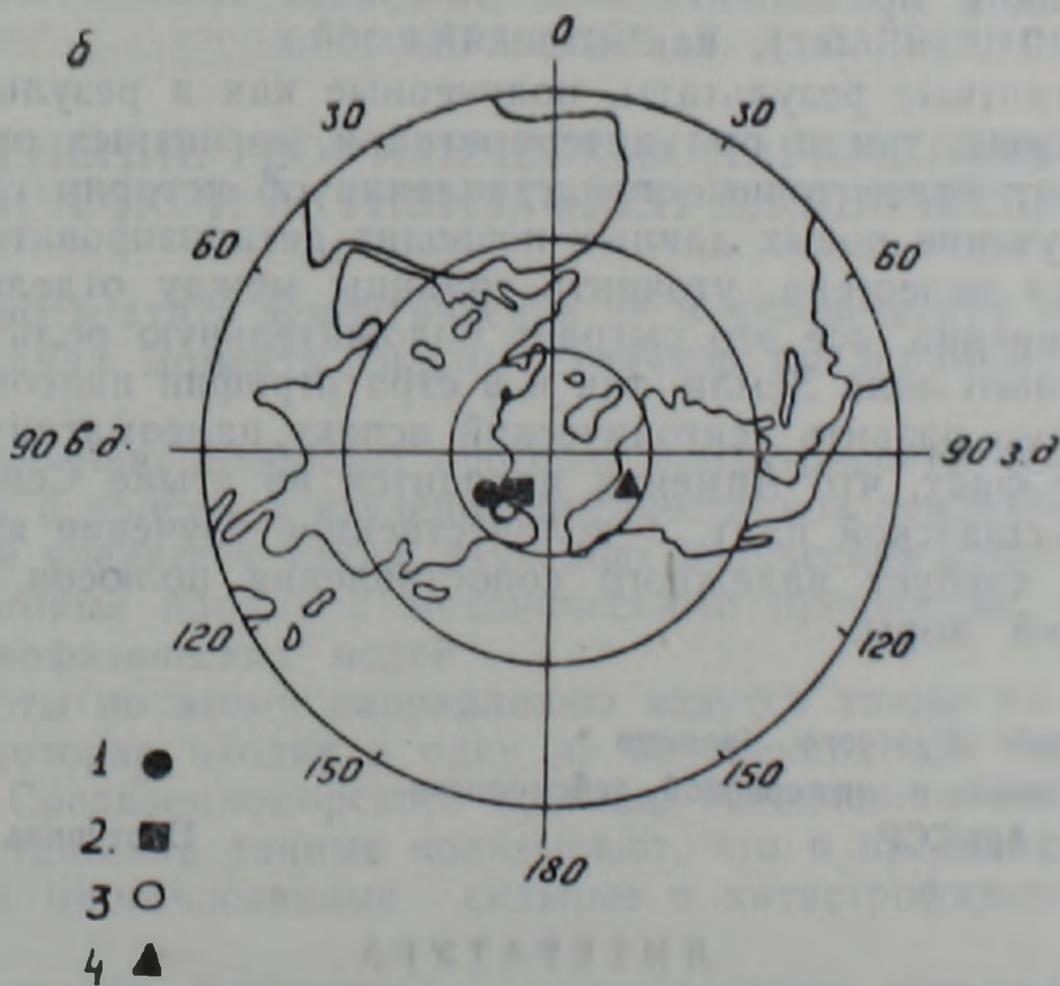


Рис. 3. Координаты палеомагнитных полюсов: а—Армения; 1—дат-палеоцен; 2—палеоцен-н. эоцен; 3—н. эоцен; 4—ср. эоцен; 5—в. эоцен; 6—н.-ср. олигоцен; 7—олигоцен-миоцен.



б—сопредельных районов: 1—Грузия [1], 2—Туркмения [4], 3—Азербайджан [2], 4—Турция [12].

наты вычислялись по известным формулам [7]. Это дало возможность получить картину «блуждания» полюса в палеогене. Полюс, находясь в дат-палеоцене и палеоцене-нижнем эоцене вблизи верхнемелового, в нижнем и среднем эоцене перемещается на север (рис. 3а).

В период среднего и верхнего эоцена палеомагнитный полюс начинает перемещаться к юго-западу ($\varphi_p = 74$, $\lambda_p = 180$). Нижне-средне-олигоценое и олигоцен-миоценовое время характеризуется незначительным перемещением полюса к востоку ($\varphi_p = 72$, $\lambda_p = 256$). Скорость «блуждания» полюса различна. Она значительна в период от среднего до верхнего эоцена, остальное время характеризуется более спокойным режимом «блуждания».

Отличие виртуальных палеомагнитных полюсов может быть обусловлено изменением взаимного расположения отдельных блоков, непредставительностью коллекции и, наконец, неодновременностью изученных образований.

На рис. 3б даются координаты палеомагнитного полюса палеогена по сопредельным с Арменией районам. Отмечается хорошая сходимость полюсов Армении, Туркмении, Грузии и Азербайджана. Но в то же время они отличаются от полюсов верхнего мела-эоцена и эоцена северо-восточной Турции [11]. Ранее [6, 5] было установлено, что Армения, находясь на стыке Европейской части СССР и Малой Азии, в верхнемеловое время составляла одно целое с Евроазиатским континентом и не подверглась тектоническому повороту, который испытали в это время Африка с Аравией и Турцией [11]. Наши данные позволяют предположить, что и в палеогене территория Армении не испытывала существенных изменений по отношению к Евроазиатскому континенту.

Выводы

Опорная палеомагнитная шкала палеогена дала возможность составить общую палеомагнитно-стратиграфическую шкалу и восстановить картину изменения направления и величины геомагнитного поля Армении в таком продолжительном интервале геологического времени (около 240 млн. лет), как мезокайнозой.

Палеомагнитные результаты, полученные как в результате исследований на суше, так и при интерпретации магнитных океанических аномалий дают более точные представления об истории геомагнитного поля. Получение новых данных позволит детализировать палеомагнитную шкалу палеогена, уточнить границы между отдельными ярусами и, несомненно, все это сыграет положительную роль как в изучении магнитного поля Земли, так и в стратиграфии палеогена.

Необходимо развить тектонический аспект палеомагнитных работ, учитывая тот факт, что Армения находится на стыке Североевропейской и Малоазиатской плит, а количественное изучение явлений тектоники плит требует надежного сопоставления полюсов дискретных блоков земной коры.

Ордена Трудового Красного Знамени
Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН АрмССР

Поступила 22. II. 1984.

ЛИТЕРАТУРА

1. Векуа Л. В. Некоторые результаты палеомагнитных исследований изверженных пород Грузии. Автореф. дис. канд. физ.-мат. наук. Тбилиси, 1962.
2. Гасанов А. З. Палеомагнитная корреляция палеогеновых отложений Талыша и Нах. АССР. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук, Баку, 1975.

3. Минасян Дж. О., Сирунян Т. А., Караханян А. К. Палеомагнитно-стратиграфическая шкала мезокайнозоя Армении. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1981.
4. Назаров Х. Палеомагнитно-стратиграфические исследования палеогена, мела, юры Туркмении. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук, Ленинград, 1973.
5. Печерский Д. М., Нгуень Тхи Ким Тхоа. Палеомагнетизм вулканитов офиолитовых серий и поздне меловых эффузивов Армении. Известия АН СССР, Физика Земли, № 5, 1978.
6. Сирунян Т. А. Палеомагнитно-стратиграфические исследования юрских и меловых отложений АрмССР. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук, Ереван, 1975.
7. Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Недра, Л., 1967.
8. Alvarez W., Dwrle W. Upper Cretaceous palaeomagnetic stratigraphy at Moria (Umbrian Appenines, Italy). Vertification of the Gubbio Section—Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1978, v. 55, p. 1, № 1.
9. A. C. Flsher, I. Silva et. al. Upper Cretaceous palaeomagnetic stratigraphy at Moria (Umbrian Appenines, Italy). Vertification of the Gubbio Section—Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1978, v. 55, p. 1 № 1.
10. Heltzler T. R., Dickson G. O., Nerron E. M. Marine Magnetic anomalies, Geomagnetic field reversals and motion of the Ocean floor and Continents. J. Geophys. Res. v. 73, № 6, 1968, p. 2119—2136.
11. Van der Voo R. Jurassic, Cretaceous and Eocene pole position from North.-Eastern Turkey. Tectonophysics. v. 6, № 3, 1968, p. 251—269.
12. Vlnе F. J., Matthews D. N. Magnetic anomalies over oceanic ridge. Nature, 199, 1963, p. 947—948.

УДК: 550.343(479.2)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Х. В. КИРАКОСЯН, Г. В. САРГСЯН

ИЗМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ В СВЯЗИ С СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИЕЙ ДЖАВАХЕТСКОГО НАГОРЬЯ

Предотвратить землетрясения не в человеческих силах, а попытки предсказания момента сильных толчков предпринимаются во многих странах.

К решению проблемы прогноза землетрясений современная наука подходит с поиска и изучения предвестников землетрясений. Большое внимание уделяется также изучению физических процессов в очаговой зоне, которые наряду с механическими процессами вызывают изменения геофизических полей.

Работы по этому направлению ведутся также на территории Армении, которая входит в одну из внутренних зон Тавро-Кавказского сектора Средиземноморского орогена. Имеющиеся многовековые сейсмостатистические данные показывают, что в пределах этой зоны происходили многочисленные сильные и катастрофические землетрясения [3].

Основными физическими предпосылками прогноза землетрясений являются изменения наклонов земной поверхности, сейсмоакустических шумов, сейсмического режима слабых толчков, скоростей распространения упругих волн, электрического и магнитного полей Земли [2]. Среди них особое место занимают изменения отношений скоростей продольных и поперечных упругих волн V_p/V_s и параметров электротеллурических полей (ЭТП). Физические основы и возможно-

3. Минасян Дж. О., Сирунян Т. А., Караханян А. К. Палеомагнитно-стратиграфическая шкала мезокайнозоя Армении. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1981.
4. Назаров Х. Палеомагнитно-стратиграфические исследования палеогена, мела, юры Туркмении. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук, Ленинград, 1973.
5. Печерский Д. М., Нгуень Тхи Ким Тхоа. Палеомагнетизм вулканитов офиолитовых серий и поздне меловых эффузивов Армении. Известия АН СССР, Физика Земли, № 5, 1978.
6. Сирунян Т. А. Палеомагнитно-стратиграфические исследования юрских и меловых отложений АрмССР. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук, Ереван, 1975.
7. Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Недра, Л., 1967.
8. Alvarez W., Dwrle W. Upper Cretaceous palaeomagnetic stratigraphy at Moria (Umbrian Appenines, Italy). Verification of the Gubbio Section—Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1978, v. 55, p. 1, № 1.
9. A. C. Fisher, I. Silva et. al. Upper Cretaceous palaeomagnetic stratigraphy at Moria (Umbrian Appenines, Italy). Verification of the Gubbio Section—Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1978, v. 55, p. 1 № 1.
10. Helzler T. R., Dickson G. O., Neron E. M. Marine Magnetic anomalies, Geomagnetic field reversals and motion of the Ocean floor and Continents. J. Geophys. Res. v. 73, № 6, 1968, p. 2119—2136.
11. Van der Voo R. Jurassic, Cretaceous and Eocene pole position from North.-Eastern Turkey. Tectonophysics. v. 6, № 3, 1968, p. 251—269.
12. Vine F. J., Matthews D. N. Magnetic anomalies over oceanic ridge. Nature, 199, 1963, p. 947—948.

УДК: 550.343(479.2)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Х. В. КИРАКОСЯН, Г. В. САРГСЯН

ИЗМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ В СВЯЗИ С СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИЕЙ ДЖАВАХЕТСКОГО НАГОРЬЯ

Предотвратить землетрясения не в человеческих силах, а попытки предсказания момента сильных толчков предпринимаются во многих странах.

К решению проблемы прогноза землетрясений современная наука подходит с поиска и изучения предвестников землетрясений. Большое внимание уделяется также изучению физических процессов в очаговой зоне, которые наряду с механическими процессами вызывают изменения геофизических полей.

Работы по этому направлению ведутся также на территории Армении, которая входит в одну из внутренних зон Тавро-Кавказского сектора Средиземноморского орогена. Имеющиеся многовековые сейсмостатистические данные показывают, что в пределах этой зоны происходили многочисленные сильные и катастрофические землетрясения [3].

Основными физическими предпосылками прогноза землетрясений являются изменения наклонов земной поверхности, сейсмоакустических шумов, сейсмического режима слабых толчков, скоростей распространения упругих волн, электрического и магнитного полей Земли [2]. Среди них особое место занимают изменения отношений скоростей продольных и поперечных упругих волн V_p/V_s и параметров электротеллурических полей (ЭТП). Физические основы и возможно-

сти применения электрической поляризации горных пород как предвестника землетрясений рассматриваются во многих работах [6, 8, 9].

Естественно предполагать, что в зоне подготовки землетрясений могут наблюдаться электрические явления, обусловленные механо-электрическими преобразованиями. В частности, можно ожидать появление электрических потенциалов, вызванных деформацией природных двойных электрических слоев, а также пьезо- и сейсмоэлектрическими эффектами.

Сейсмические волны, как известно, также содержат информацию о свойствах среды на пути их распространения. С увеличением напряжений в приочаговом районе отношение скоростей упругих волн изменяется соответственно деформациям слоев Земли [2].

С целью изыскания предвестников землетрясений на Ширакском сейсмопрогностическом полигоне Опытной-методической сейсмопрогностической экспедиции Института геофизики и инженерной сейсмологии АН АрмССР с 1981 года организованы комплексные сейсмологические и геофизические исследования.

Статья посвящена изучению зависимости изменений отношения скоростей упругих волн и интенсивности электротеллурического поля от сейсмических явлений в районе Джавахетского нагорья.

Изучаемая территория ограничена географическими координатами $\varphi: 40,7-41,5^\circ$ северной широты и $\lambda: 43,5-44,6^\circ$ восточной долготы (рис. 1).

Представляются карта эпицентров землетрясений (рис. 1) и графики изменения суммарной высвобожденной энергии $\lg \sum_{i=1}^n E_i$ от изучаемой площади, V_p/V_s , напряженности ЭТП E^* , а также гistogramмы сейсмического фона и осадков по данным Степанаванской метеорологической станции (рис. 2). Сейсмические данные получены на основе первичных материалов сейсмической станции «Степанаван», а напряженности ЭТП в пункте геофизических наблюдений «Гюлакарак» (рис. 1).

Регистрация ЭТП производилась потенциометром КСП-4, при ориентации приемных установок С-Ю, В-З. Использовались неполяризующиеся электроды длительного действия. С целью избежания суточного колебания температуры, вызывающего на поверхности земли изменяющиеся во времени естественные электрические поля [5], приемные электроды заложены на глубине 1,8 м.

Известно, что обильные атмосферные осадки влияют на электротеллурическое поле [1]. Однако, сопоставление количества выпавших осадков по данным Степанаванской метеорологической станции с изменениями напряженности ЭТП (рис. 2 а, б, в) показывает отсутствие корреляционной связи этих величин; следовательно, искажение поля ЭТП с выпадением осадков пренебрежительно мало.

На графике изменений сейсмического фона (рис. 2 е) с января 1982 года наблюдается активизация сейсмичности района. В связи с этим увеличиваются значения суммарной высвобожденной энергии с изучаемой площади (рис. 2 д). В соответствии с этим изменяется также уровень электротеллурического поля.

Изменение ЭТП особенно велико на приемных установках ориентированных В-З. Регистрируемые напряжения ЭТП с августа до конца ноября 1981 года (до начала сейсмической активизации) представляют собой относительно спокойные вариации с небольшой амплитудой (рис. 2 б, в).

На рис. 2 г приведено изменение отношения скоростей V_p/V_s . Как видно из графика, уменьшение V_p/V_s от среднего значения—1,7, со-

проводятся землетрясениями с энергетическими классами $K=9, 10, 11$. Особенно четко выделяется изменение V_p/V_s , которое, возможно, соответствует землетрясению 17 января 1982 года с $K=11$ и с эпицентральным расстоянием $\Delta=36$ км от сейсмической станции «Степанаван». Перед этим землетрясением с 20—25 декабря 1981 года наблюдается резкое изменение напряженности ЭТП (рис. 2 б, в). На уста-

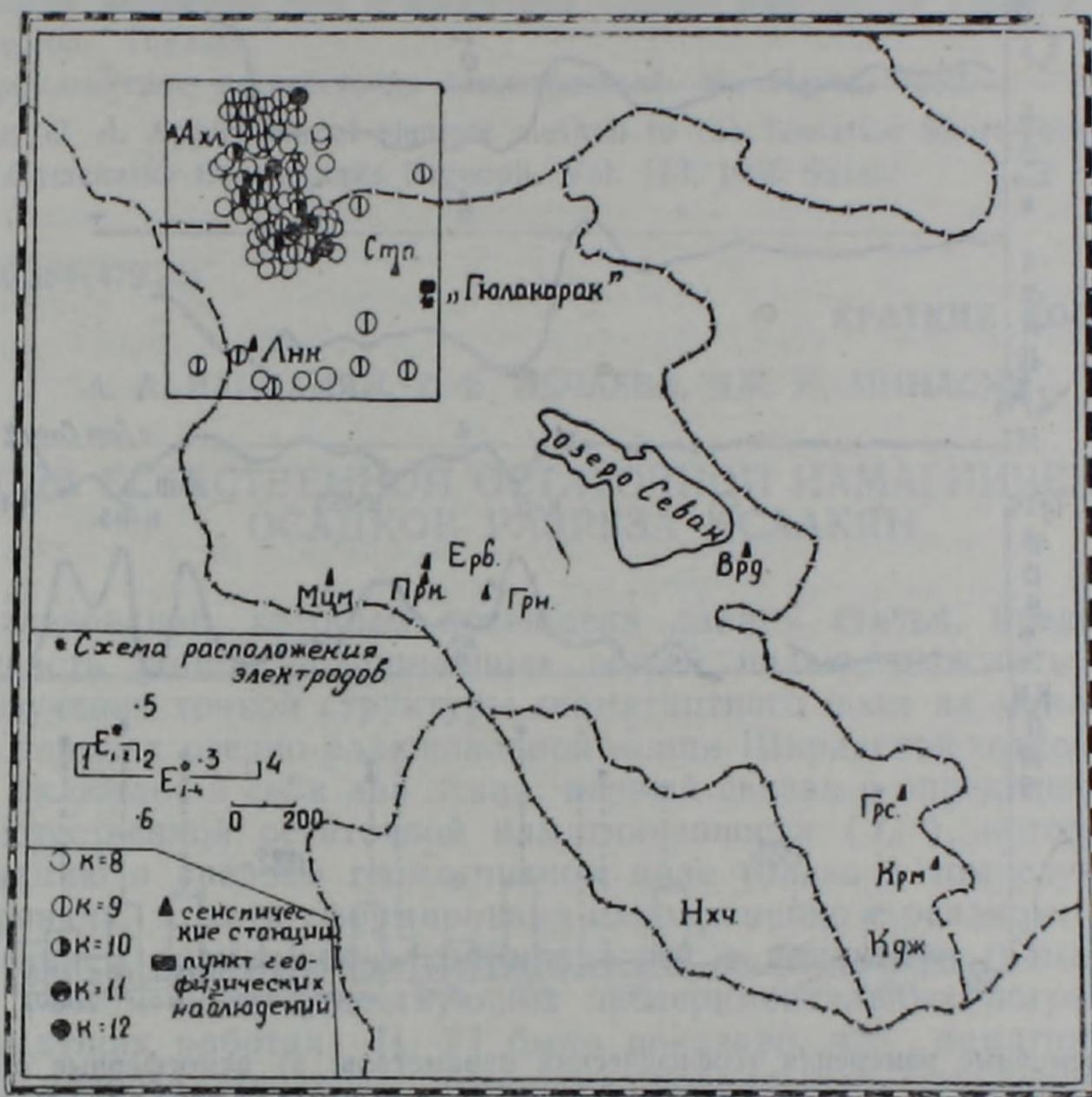


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений Джавахетского нагорья $K \geq 8$ за 1981—1982 гг. Схема расположения электродов в пункте геофизических наблюдений «Гюлакарак».

новке 1—4 изменение за этот период составляет $10 \text{ мВ}/100 \text{ м}$, а на установке 1—2—18 $\text{мВ}/100 \text{ м}$. В отношении осадков и изменения температуры январь 1982 года, по данным Степанаванской метеостанции, был достаточно стабильным. За январь выпало всего 10,3 мм осадков (рис. 2 а), которые не могли вызвать аномальных изменений ЭТП такой интенсивности.

В конце апреля и в мае также наблюдается увеличение значений суммарной высвобожденной энергии $\sum_{i=1}^n E_i$ от изучаемой площади (рис. 2 д). В это же время наблюдается увеличение значений напряженности ЭТП на обеих измерительных установках (рис. 2 б, в).

Исходя из представленных результатов, можно заключить, что изучаемые параметры V_p/V_s и E^* при активизации сейсмических явлений могут претерпевать аномальные изменения.

Особенно четкая корреляция параметров $\lg \sum_{i=1}^n E_i$, V_p/V_s , E^* (рис. 2) наблюдается в период землетрясения 17 января 1982 года

с $K=11$. Аномальное изменение параметра V_P/V_S начинается за 10 дней, а напряженности электротеллурического поля E^* —за 20 дней до землетрясения.

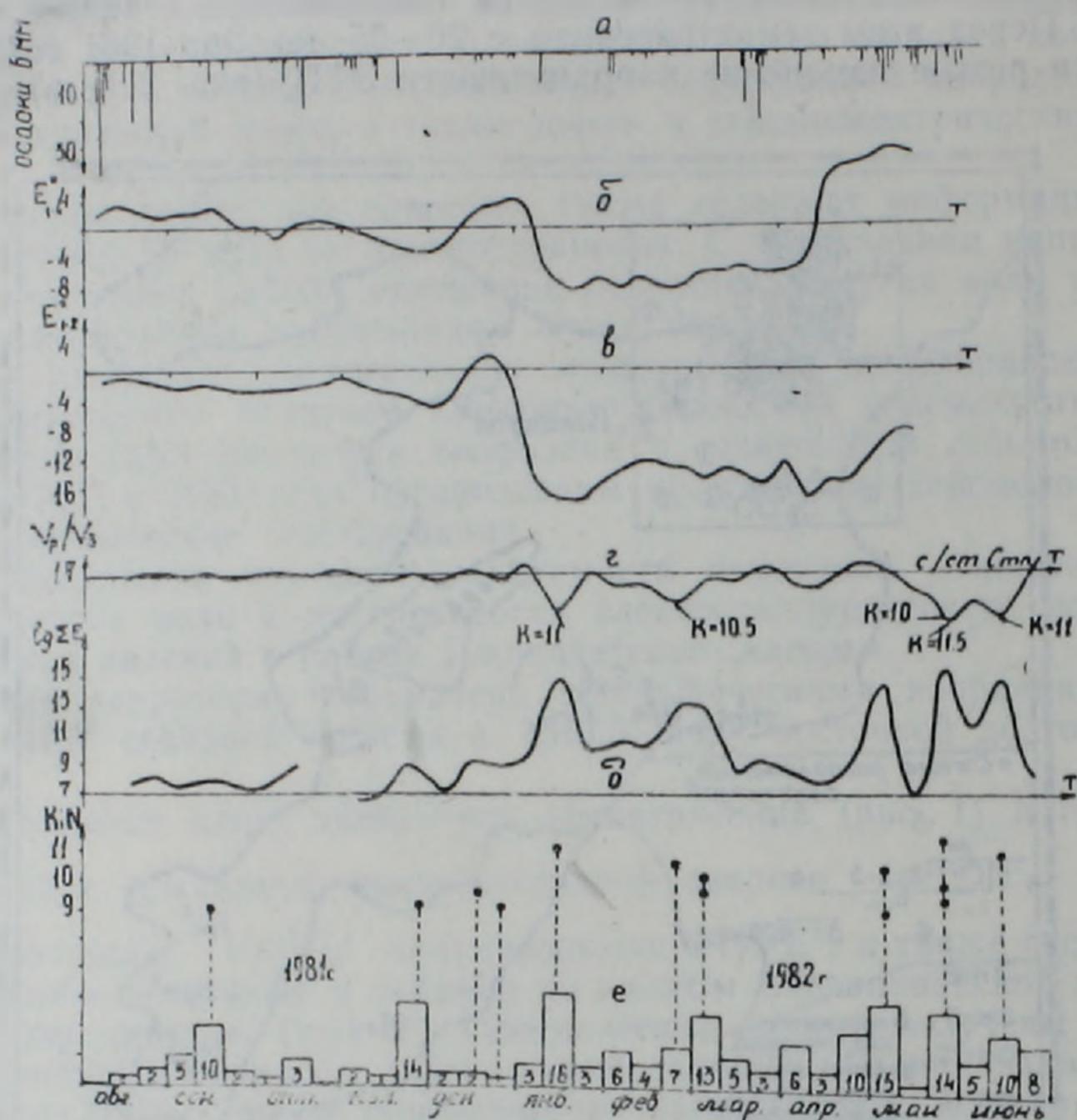


Рис. 2. Временные изменения геофизических параметров: а) атмосферные осадки по данным метеорологической станции «Гюлакарак»; б, в) напряженности электротеллурического поля на измерительных установках E^*_{1-4} , E^*_{1-2} ; г) отношение скоростей V_P/V_S по сейсмической станции «Степанаван»; д) суммарная высвобожденная энергия $\sum_{l=1}^n E_l$ от изучаемого района; е) ежедекадное распределение числа N землетрясений от $K \geq 6$.

Для многостороннего изучения характера изменений напряженности ЭТП в связи с тектоническими процессами планируется проводить работы по изучению механизма очагов землетрясений и сопоставлять эти результаты с аномальными изменениями напряженности ЭТП на взаимоперпендикулярных измерительных установках.

Ордена Трудового Красного Знамени
Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 26. V. 1983.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лашхи Л. С. Влияние атмосферных осадков на земные электрические токи. Изд. Ин-та геофизики АН ГрССР, т. 22, 1966.
2. Мячкин В. И., Процессы подготовки землетрясений, М., Наука, 1978.

3. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М., Наука, 1977.
4. Пономарев А. В., Соболев Г. А. Изменение естественного электрического поля в условиях Кавказа и сопоставление его изменений с местными землетрясениями. Физика Земли, № 9, 1981.
5. Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Л., Недра, 1968.
7. Свободный бюллетень сети сейсмических станций Кавказа за 1982 г. Изд. Мецниереба, Тбилиси.
8. Электромагнитные предвестники землетрясений. М., Наука, 1982.
9. Sobolev G. A. Application of electric method to the Tentative Short-Term Forecast of Camchatka Earthquakes Pageoph. Vol. 113, 1965 Basel.

УДК: 550.384(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. А. ВАРДАНЯН, Т. Б. НЕЧАЕВА, ДЖ. О. МИНАСЯН

ПРИРОДА ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ОСАДКОВ РАЗРЕЗА ИСААКЯН

Исследования, которым посвящена данная статья, представляют собой часть работ, объединенных общей целью—выяснить возможность изучения тонкой структуры геомагнитного поля на молодых осадочных породах озерно-аллювиальной толщи Ширакской котловины. Эта задача включает в себя два этапа: первый связан с определением природы естественной остаточной намагниченности (I_n), которая несет информацию о древнем геомагнитном поле только в том случае, если она первична, то есть сформирована одновременно с осадком; второй—с выявлением временных закономерностей в изменении геомагнитного поля с учетом всех существующих экспериментальных погрешностей. В предыдущих работах [1, 2] было показано, что намагниченность осадков разреза Лусахпюр (озерно-аллювиальные отложения плейстоцена) и разреза Норашен (озерные голоценовые осадки оз. Севан), по всей видимости, имеет ориентационное происхождение, то есть синхронна с осадкообразованием. Периодические изменения параметров \vec{I}_n вдоль разреза, как показано в [1], очевидно, отражают вековые вариации геомагнитного поля—PSV.

В данной работе исследуется еще одна 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 осадочных отложений, расположенный в 300—400 м от с. Исаакян, в выемке автомобильного шоссе. Видимая его мощность 4,4 м, а литологическое строение их (снизу вверх) следующее:

	Глубина, м
1. Глина с ракушечником	4,35—4,23
2. Песок серого цвета с ракушечником	4,23—4,20
3. Песок серого цвета, мелкозернистый с ракушечником	4,20—4,17
4. Песок желтого цвета, среднезернистый с прослоем глины серого цвета	4,17—3,70
5. Песок желтого цвета, мелкозернистый	3,70—2,20
6. Песок серого цвета, крупнозернистый	2,20—1,60
7. Песок желтого цвета, мелкозернистый	1,60—1,20

3. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М., Наука, 1977.
4. Пономарев А. В., Соболев Г. А. Изменение естественного электрического поля в условиях Кавказа и сопоставление его изменений с местными землетрясениями. Физика Земли, № 9, 1981.
5. Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Л., Недра, 1968.
7. Свободный бюллетень сети сейсмических станций Кавказа за 1982 г. Изд. Мецниереба, Тбилиси.
8. Электромагнитные предвестники землетрясений. М., Наука, 1982.
9. Sobolev G. A. Application of electric method to the Tentative Short-Term Forecast of Camchatka Earthquakes Pageoph. Vol. 113, 1965 Basel.

УДК: 550.384(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. А. ВАРДАНЯН, Т. Б. НЕЧАЕВА, ДЖ. О. МИНАСЯН

ПРИРОДА ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ОСАДКОВ РАЗРЕЗА ИСААКЯН

Исследования, которым посвящена данная статья, представляют собой часть работ, объединенных общей целью—выяснить возможность изучения тонкой структуры геомагнитного поля на молодых осадочных породах озерно-аллювиальной толщи Ширакской котловины. Эта задача включает в себя два этапа: первый связан с определением природы естественной остаточной намагниченности (I_n), которая несет информацию о древнем геомагнитном поле только в том случае, если она первична, то есть сформирована одновременно с осадком; второй—с выявлением временных закономерностей в изменении геомагнитного поля с учетом всех существующих экспериментальных погрешностей. В предыдущих работах [1, 2] было показано, что намагниченность осадков разреза Лусахпюр (озерно-аллювиальные отложения плейстоцена) и разреза Норашен (озерные голоценовые осадки оз. Севан), по всей видимости, имеет ориентационное происхождение, то есть синхронна с осадкообразованием. Периодические изменения параметров \vec{I}_n вдоль разреза, как показано в [1], очевидно, отражают вековые вариации геомагнитного поля—PSV.

В данной работе исследуется еще одна 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 осадочных отложений, расположенный в 300—400 м от с. Исаакян, в выемке автомобильного шоссе. Видимая его мощность 4,4 м, а литологическое строение их (снизу вверх) следующее:

	Глубина, м
1. Глина с ракушечником	4,35—4,23
2. Песок серого цвета с ракушечником	4,23—4,20
3. Песок серого цвета, мелкозернистый с ракушечником	4,20—4,17
4. Песок желтого цвета, среднезернистый с прослоем глины серого цвета	4,17—3,70
5. Песок желтого цвета, мелкозернистый	3,70—2,20
6. Песок серого цвета, крупнозернистый	2,20—1,60
7. Песок желтого цвета, мелкозернистый	1,60—1,20

8. Песок желтого цвета, уплотненный	1,20—1,10
9. Уплотненный желтоватый песок	1,10—0,80
10. Песок светло-серый тонкозернистый	0,80—0,00

Стратиграфические положения разреза следующие—по данным [3] он относится к анийскому горизонту, который соответствует бакинскому ярусу по каспийской схеме.

Для отбора ориентированных образцов делалась расчистка на глубину 0,5 м, чтобы достичь свежей, без следов выветривания породы.

Проводился непрерывный сверху вниз по разрезу отбор образцов на уровнях, располагавшихся через 3—3,5 см. С каждого уровня отбирались по 2—5 кубических образцов с ребром 2,4 см. Поскольку породы оказались очень рыхлыми, образцы пропитывались смесью силикатного клея с водой (в пропорции 1:1). Такая пропитка представляется оптимальной, т. к. при этом образец закрепляется по всему объему, не меняет своих магнитных свойств и, кроме того, силикат устойчив к нагреву, что существенно для дальнейших лабораторных исследований.

Первый этап лабораторной обработки коллекции заключался в определении величины и направления вектора остаточной намагниченности I_n , а также в оценке величины лабораторной магнитной вязкости образцов (при относительных значениях вязкости $\sim 50\%$ коллекция обычно бракуется). Значения I_n данной коллекции оказались в пределах $10—120 \cdot 10^{-6}$ СГС. Восприимчивость вдоль разреза меняется плавно, обнаруживая тенденцию уменьшаться с глубиной примерно в два раза—от $300 \cdot 10^{-6}$ СГС в верхних слоях до $150 \cdot 10^{-6}$ СГС в нижних. Имеются два участка повышенных значений χ , где наблюдается большой разброс. Сравнение изменений I_n и χ позволяет предположить, что разброс связан с изменением концентрации ферромагнитных минералов, а не со сменой ферромагнетика. Это находит подтверждение в исключительной однородности литологических характеристик разреза.

Об однородности состава свидетельствуют и результаты микроскопического исследования прозрачно-полированных шлифов, изготовленных из 4 образцов, взятых из разных частей разреза. Все образцы представляют собой пески довольно хорошей сортировки с большим количеством стекла и темноцветных со следами слабых изменений в самой породе и довольно слабой пигментацией. Наблюдаемая картина соответствует предположению об осаждении размытых вулканогенных пород в спокойном бассейне с последующим быстрым захоронением осадка.

Характеристики рудного элемента изученных образцов представлены в табл. 1. Как видно из таблицы, рудный элемент представлен в основном магнетитом, титаномагнетитом и гематитом обломочной формы, которые равномерно распределены в осадке.

Таким образом, мы вправе считать, что основные ферромагнетики имеют аллотигенное происхождение, хотя в шлифах наблюдается некоторое количество аутигенного гематита и гидроокислов.

Из изложенного напрашивается предварительный вывод о том, что остаточная намагниченность образцов первична, то есть синхронна образованию осадка, если она связана с магнетитом и гематитом.

Чтобы проверить последнее предположение, а также получить независимые данные о ферромагнитной фракции образцов, были предприняты лабораторные магнито-минералогические исследования коллекции.

Для выборки из 11 образцов, взятых равномерно вдоль разреза,

были получены кривые дифференциального термомагнитного анализа (ДТМА), выполненного в палеомагнитной лаборатории Казанского государственного университета по методике [4].

На рис. 1 представлены кривые скорости изменения индуктивной намагниченности в поле $H=1500$ э с температурой (первый и второй нагрев). По характеру кривых образцы разбились на 2 группы, внутри каждой из которых кривые подобны и отличаются лишь интенсивностью пиков. На рис. 1а показаны кривые dI_i/dT для типичного представителя 1-ой группы—обр. 70—5. На кривой первого нагрева отчетливо виден пик в области температур $\sim 320^\circ\text{C}$, и затем кривая плавно падает к 600° . Кривая вторичного нагрева имеет «корытообразную» форму с резким спадом к $T \sim 530^\circ$. Наблюдаемая картина может соответствовать следующим процессам: 1) в породе содержался титаномагнетит, неустойчивый к нагреву, который распался в области $T \sim 320 - 360^\circ$, с образованием магнетита с $T_c \sim 520 - 540^\circ$ (т. е. с небольшой примесью титана, которая отчетливо видна на кривой повторного нагрева); 2) аналогичный процесс перехода титаномаггемит-маггемит; 3) распад какого-либо сульфида (например, пирротина) с точкой Кюри 320° при нагреве до 700°C с образованием магнетита или маггемита.

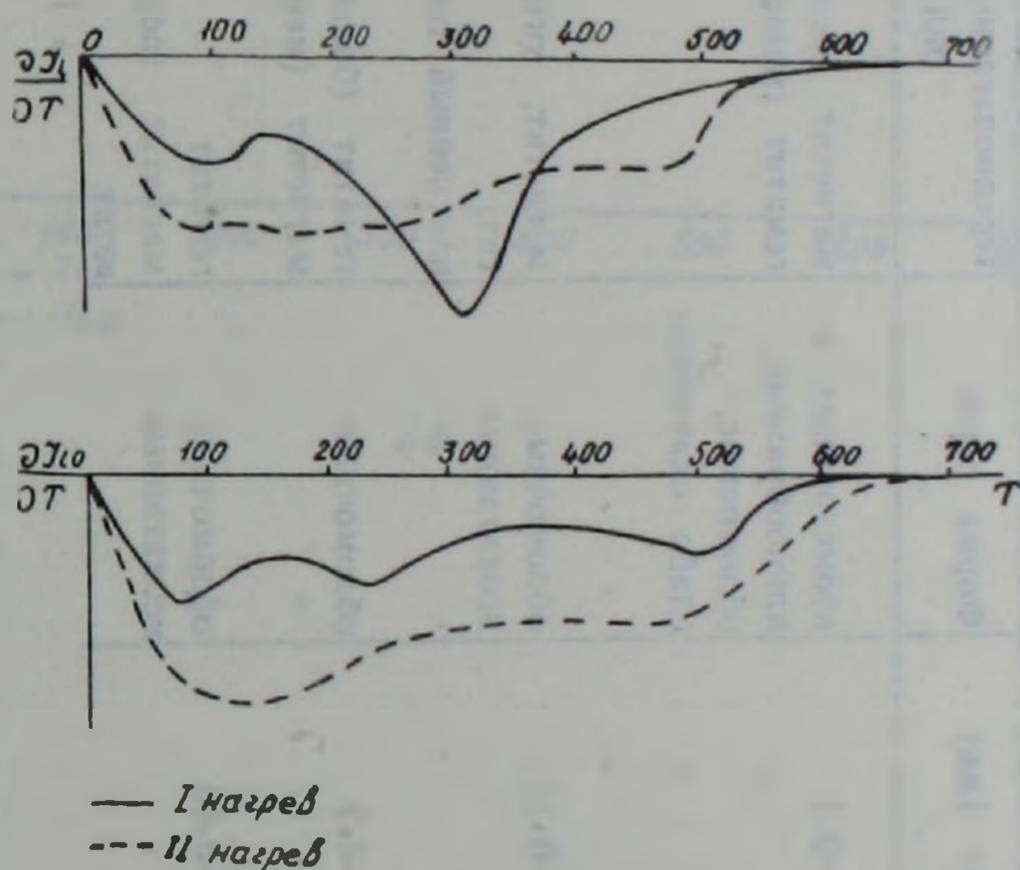


Рис. 1. Типичные кривые дифференциального термомагнитного анализа (dI_i/dT) для верхней (а) и нижней (б) частей разреза.

— первичный нагрев а) 70—5
 - - - вторичный нагрев б) 138—1

Кривые ДТМА больше похожи на те, которые должны наблюдаться при распаде титаномагнетита. При распаде же титаномаггемита следует ожидать появления чистого магнетита с T_c , близкой к 585°C . то же самое было бы и в случае распада пирротина. Если сопоставить полученную картину с данными оптических наблюдений, то первый вариант и здесь оказывается предпочтительным.

На рис. 1 б представлены дифференциальные термомагнитные кривые dI_i/dT (первый и второй нагрев) для образца 138-1—типичного представителя 2-ой группы, анализ которых четко указывает на присутствие магнетита с T_c около 575°C . Небольшой пик в области $T \sim 200^\circ$ связан с разрушением небольшого количества маггемита.

Разрушающее поле насыщения— H'_{cs} —изменяется в пределах

Таблица 1

Характеристики рудного элемента осадков разреза Исаакян

№ № обр.	Содержание, %	Размер зерна (мм)	Форма зерен	Предполагаемый мине- рал	Распределение	Примечание
43—5	2—3	0,01—0,1	изометричные и клинообразные, обломочные, слабо окатанные	магнетит (больше) гематит (меньше)	равномерное	Наблюдаются выделе- ния аутигенного гемати- та и гидроокислов, как самостоятельных, так и по биотиту
97—6	3—4	0,05—0,15	обломочные, неокатанные	магнетит, титаномагне- тит, измененный гематит	равномерное	Наблюдаются аутиген- ный гематит и гидро- окислы
127—5	2—3	0,05—0,1	обломочные	гематит (больше) магнетит (меньше)	равномерное	
147—3	2	0,01—0,05	обломочные неокатанные	гематит магнетит (поровну), гетит	равномерное	Наблюдаются аутиген- ный гематит и гидро- окислы

550—850 э. Вообще говоря, такая высокая жесткость не характерна для магнетитового ряда и объясняется скорее всего присутствием гематита и гидроокислов, которые видны в шлифах, но не проявляются на термомагнитных кривых на фоне преобладающего магнетита.

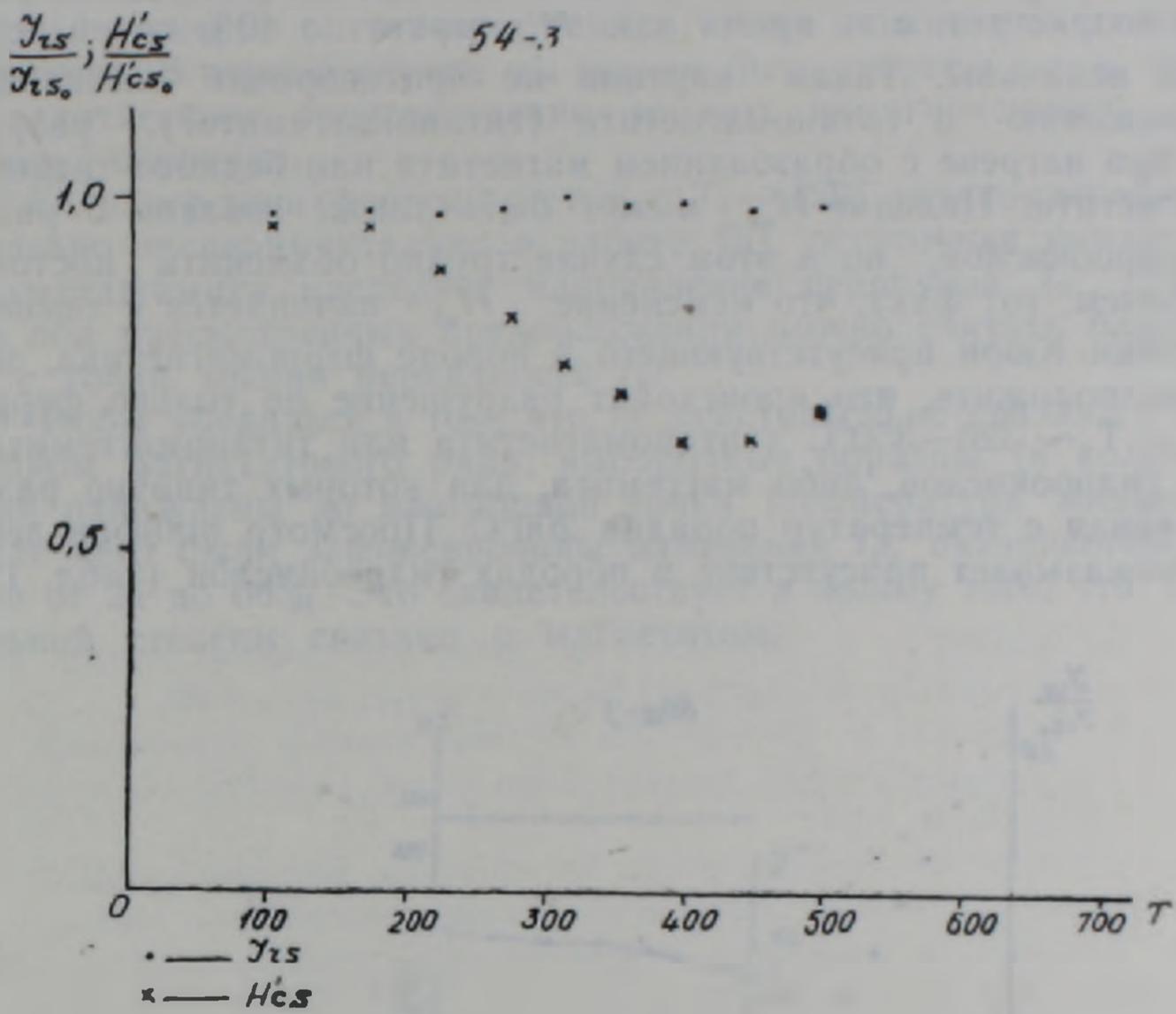


Рис. 2. Изменение параметров насыщения (J_{rs} и H'_{cs}) с температурой

а) обр. 54—3 б) обр. 48

• — J_{rs} × — H'_{cs}

Для 11 образцов из разреза была получена температурная зависимость параметров насыщения (намагниченности насыщения I_{rs} и H'_{cs}). Типичные кривые для 2-х образцов приведены на рис. 2. Как видно из графика, I_{rs} почти не меняется при нагреве до 700°C , или слегка возрастает, в то время как H'_{cs} теряет до 40% своей первоначальной величины. Такая картина не противоречит высказанному предположению о титаномагнетите (титаномаггемите?), разрушающемся при нагреве с образованием магнетита или бедного титаном титаномагнетита. Падение H'_{cs} может быть также связано с разрушением гидроокислов, но в этом случае трудно объяснить постоянство I_{rs} . Впрочем, тот факт, что изменение H'_{cs} начинается с температур ниже точки Кюри присутствующего в породе ферромагнетика, заставляет предположить, что происходит разрушение не только ферромагнетика с $T_c \sim 320-350^\circ\text{C}$ (титаномагнетита или титаномаггемита), но и либо гидроокислов, либо маггемита, для которых типично разрушение, начиная с температур порядка 200°C . Просмотр шлифов действительно показывает присутствие в породах гидроокислов (табл. 1).

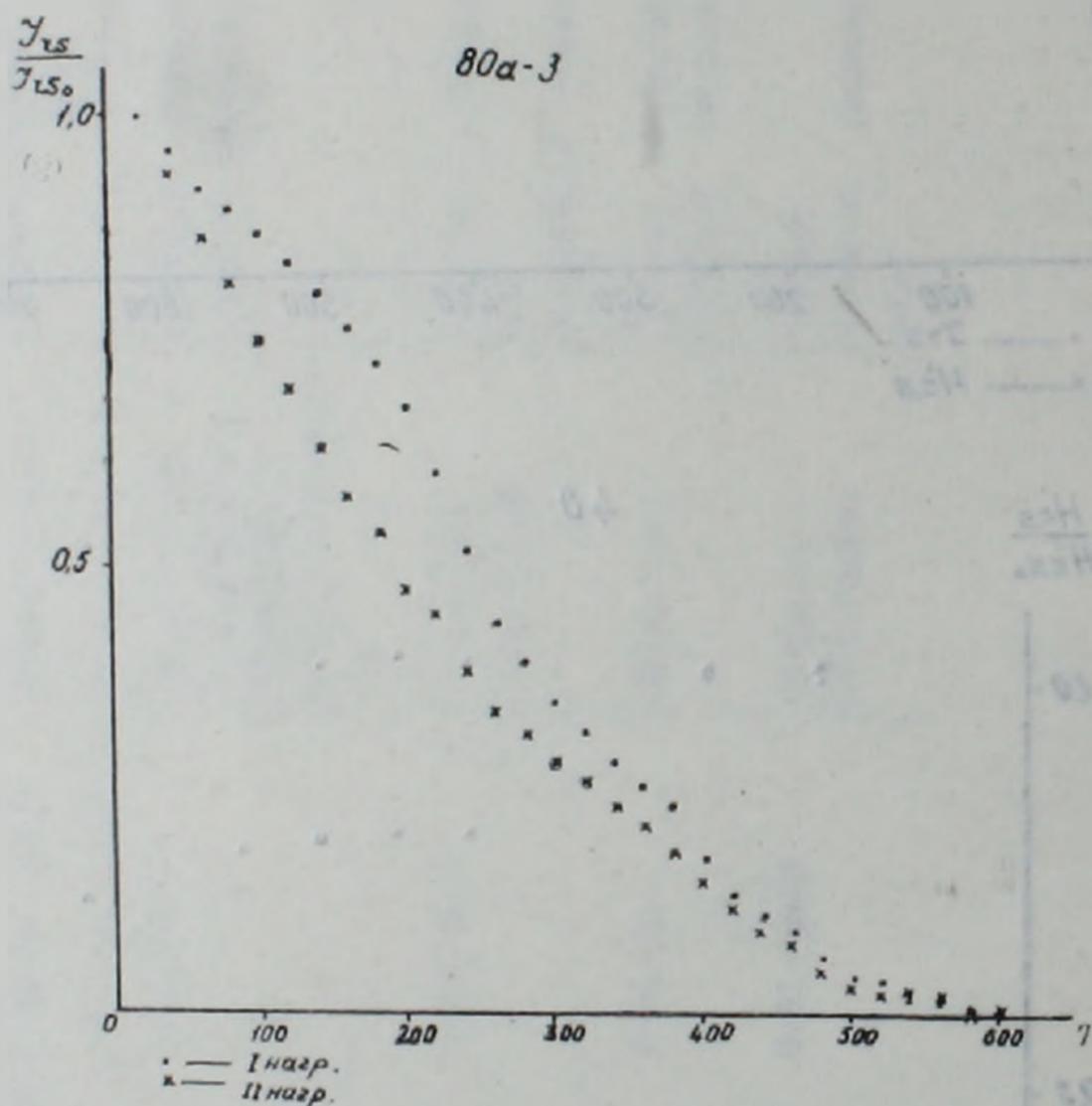


Рис. 3. Изменение остаточной намагниченности насыщения с температурой для обр. 80a-3, \cdot — первичный нагрев, \times — вторичный нагрев

Если принять во внимание второе из высказанных предположений, то есть предположить, что в породе содержатся титаномаггемит с $T_c \sim 300^\circ$, то существенное падение жесткости при нагреве, а также высокие начальные значения H'_{cs} становятся понятными и без предположения о содержании гидроокислов. На рис. 3 приведена типичная кривая $I_{rs}(T)$ (1-ый и 2-ой нагрев), которая имеет перегиб в области температур $250-300^\circ$, исчезающий при повторном нагреве, что также свидетельствует в пользу предположения о ферромагнетике с $T_c \sim 300^\circ\text{C}$. Однако эта кривая позволяет сделать важный вывод о том, что в породе присутствует магнетит, причем в количестве не меньшем, чем титаномагнетит. Вогнутость кривой $I_{rs}(T)$ в области высоких

температур свидетельствует о наличии мелких зерен магнетита, достигающих по малости размеров до области суперпарамагнитных.

Итак, по всем имеющимся данным, основными ферромагнетиками в изучаемых породах можно считать титаномагнетит и магнетит, хотя и предположение о титаномаггемите также можно рассматривать как вероятное. В первом случае мы можем быть уверены в том, что он имеет аллотигенное происхождение, то есть намагниченность, связанная с ним, первична.

Если все-таки ферромагнетик с $T_c \sim 320^\circ$ титаномаггемит, то, как показано экспериментально в работе [5], остаточная намагниченность титаномаггемита наследует направление первичной I_n . Таким образом оба рассмотренных предположения можно считать благополучными с точки зрения первичности I_n .

Чтобы убедиться в том, что I_n действительно связана с ферромагнетиком магнетитового ряда, выборочные образцы (в количестве 20) были охлаждены до изотропной точки (температура жидкого азота), после чего были зафиксированы изменения I_n , оказавшиеся в диапазоне от 24 до 66%. Это свидетельствует в пользу того, что I_n в значительной степени связано с магнетитом.

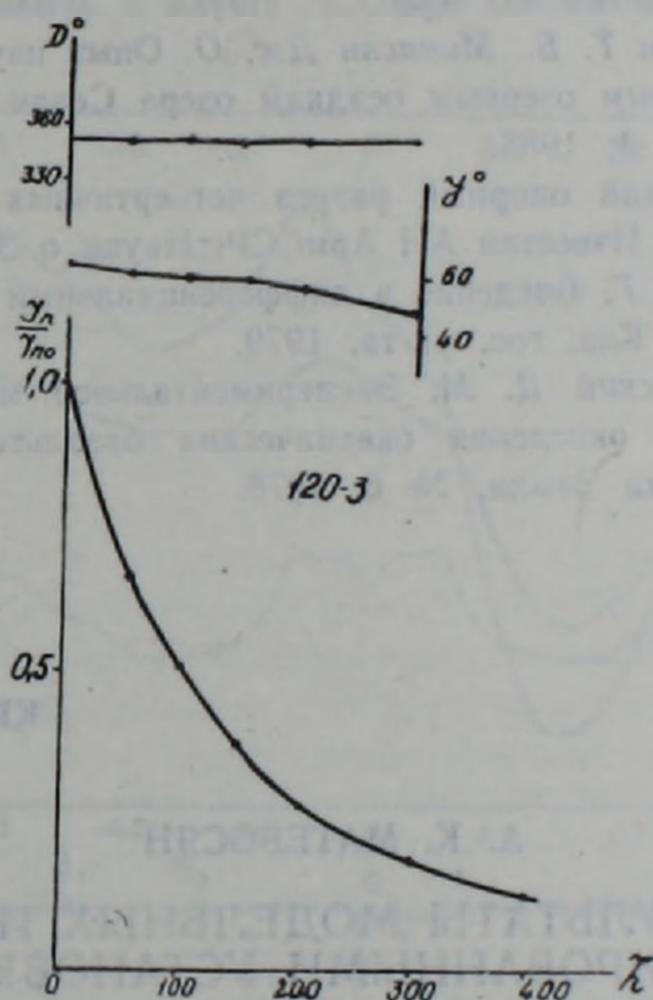


Рис. 4. Изменение величины и направления \vec{I}_n в переменном поле \vec{h} для обр. 120-3

Для изучения тонкой структуры геомагнитного поля важна не только первичность \vec{I}_n , но также и ее сохранность. Поэтому для 20 образцов были проведены испытания стабильности образцов к переменному полю (\vec{h}). Все полученные кривые, как и во всех предыдущих случаях, подобны по разрезу и свидетельствуют в пользу того, что в полях до 300—400 э I_n теряет $>70\%$ своей величины, а направление вектора \vec{I}_n (D^0 и J^0) при этом практически не меняется (типичная кривая приведена на рис. 4). Это свидетельствует в пользу того, что I_n стабильна, и ее носителем является мягкий ферромагнетик.

Итак, результаты оптических и лабораторных исследований приводят нас к выводу о том, что естественная остаточная намагниченность осадков разреза Исаакян первична, то есть синхронна процессу осадкообразования. Это обстоятельство, а также высокая однородность литологических и магнитных свойств вдоль разреза делают этот объект подходящим для изучения закономерности временных изменений геомагнитного поля.

В заключение авторы выражают глубокую признательность Г. Н. Петровой, В. М. Трубихину, Н. Якубовской, Ю. В. Саядян и сотрудникам лаборатории Казанского университета за консультации, ценные советы и за помощь при проведении лабораторных исследований.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 19. I. 1984.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варданян А. А., Нечаева Т. Б., Петрова Г. Н. Магнитные свойства осадков разреза Лусахпюр. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 1, 1983.
2. Варданян А. А., Нечаева Т. Б., Минасян Дж. О. Опыт изучения палеогеомагнитных вариаций по голоценовым озерным осадкам озера Севан. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1983.
3. Саядян Ю. В. Ширакский опорный разрез четвертичных континентальных отложений в Закавказье. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1969.
4. Буров Б. В., Ясонов П. Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Изд. Каз. гос. ун-та, 1979.
5. Назарова Е. А., Печерский Д. М. Экспериментальное моделирование процессов низкотемпературного окисления океанических базальтов при инверсиях магнитного поля. Физика Земли, № 6, 1978.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 550.837

А. К. МАТЕВОСЯН

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЭКРАНИРОВАННЫМИ УСТАНОВКАМИ

Теоретические исследования характера и особенностей кривых, полученных при наблюдениях экранированными установками, нуждаются в экспериментальной проверке основных положений и выводов в первую очередь в лабораторных условиях [2, 3, 4]. Кроме подтверждения правильности теоретических положений, экспериментальные исследования позволяют производить сравнительные оценки параметров электрического поля, полученных различными установками, при изучении более близких к реальным условий и важных для практики геоэлектрических разрезов, не поддающихся математическим расчетам. С этой целью проводились объемное моделирование в электролитическом баке и двухмерное моделирование на электропроводной бумаге.

Объемное моделирование над моделью, изготовленной из двух винипластовых труб, имитирующих непроводящие цилиндрические тела ($\rho_2 = \infty$) бесконечного простираения, проводилось в электролитиче-

Итак, результаты оптических и лабораторных исследований приводят нас к выводу о том, что естественная остаточная намагниченность осадков разреза Исаакян первична, то есть синхронна процессу осадкообразования. Это обстоятельство, а также высокая однородность литологических и магнитных свойств вдоль разреза делают этот объект подходящим для изучения закономерности временных изменений геомагнитного поля.

В заключение авторы выражают глубокую признательность Г. Н. Петровой, В. М. Трубихину, Н. Якубовской, Ю. В. Саядян и сотрудникам лаборатории Казанского университета за консультации, ценные советы и за помощь при проведении лабораторных исследований.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 19. I. 1984.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варданян А. А., Нечаева Т. Б., Петрова Г. Н. Магнитные свойства осадков разреза Лусахпюр. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 1, 1983.
2. Варданян А. А., Нечаева Т. Б., Минасян Дж. О. Опыт изучения палеогеомагнитных вариаций по голоценовым озерным осадкам озера Севан. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1983.
3. Саядян Ю. В. Ширакский опорный разрез четвертичных континентальных отложений в Закавказье. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1969.
4. Буров Б. В., Ясонов П. Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Изд. Каз. гос. ун-та, 1979.
5. Назарова Е. А., Печерский Д. М. Экспериментальное моделирование процессов низкотемпературного окисления океанических базальтов при инверсиях магнитного поля. Физика Земли, № 6, 1978.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 550.837

А. К. МАТЕВОСЯН

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЭКРАНИРОВАННЫМИ УСТАНОВКАМИ

Теоретические исследования характера и особенностей кривых, полученных при наблюдениях экранированными установками, нуждаются в экспериментальной проверке основных положений и выводов в первую очередь в лабораторных условиях [2, 3, 4]. Кроме подтверждения правильности теоретических положений, экспериментальные исследования позволяют производить сравнительные оценки параметров электрического поля, полученных различными установками, при изучении более близких к реальным условий и важных для практики геоэлектрических разрезов, не поддающихся математическим расчетам. С этой целью проводились объемное моделирование в электролитическом баке и двухмерное моделирование на электропроводной бумаге.

Объемное моделирование над моделью, изготовленной из двух винипластовых труб, имитирующих непроводящие цилиндрические тела ($\rho_2 = \infty$) бесконечного простираения, проводилось в электролитиче-

ском баке ($2 \times 1, 1 \times 1$ м) с удельным электрическим сопротивлением $\rho_1 = 57$ Ом·м, по профилю наблюдений, ориентированному вкрест цилиндрам. Измерения проводились на переменном токе аппаратурой ИКС-50 и ампервольтметром Ц 4311. Electroдами служили медные стержни, жестко закрепленные на непроводящей пластине, что способствовало их одновременному перемещению по линии наблюдений. Electroдом С, служило дно бака.

Вдоль профиля проводились измерения методом сопротивлений модификациями КЭП и СЭП. Пересчет графиков кажущегося сопротивления, полученных трехэлектродными установками, в соответствующие графики четырехэлектродных установок и сравнение последних с результатами симметричного профилирования показали достаточно

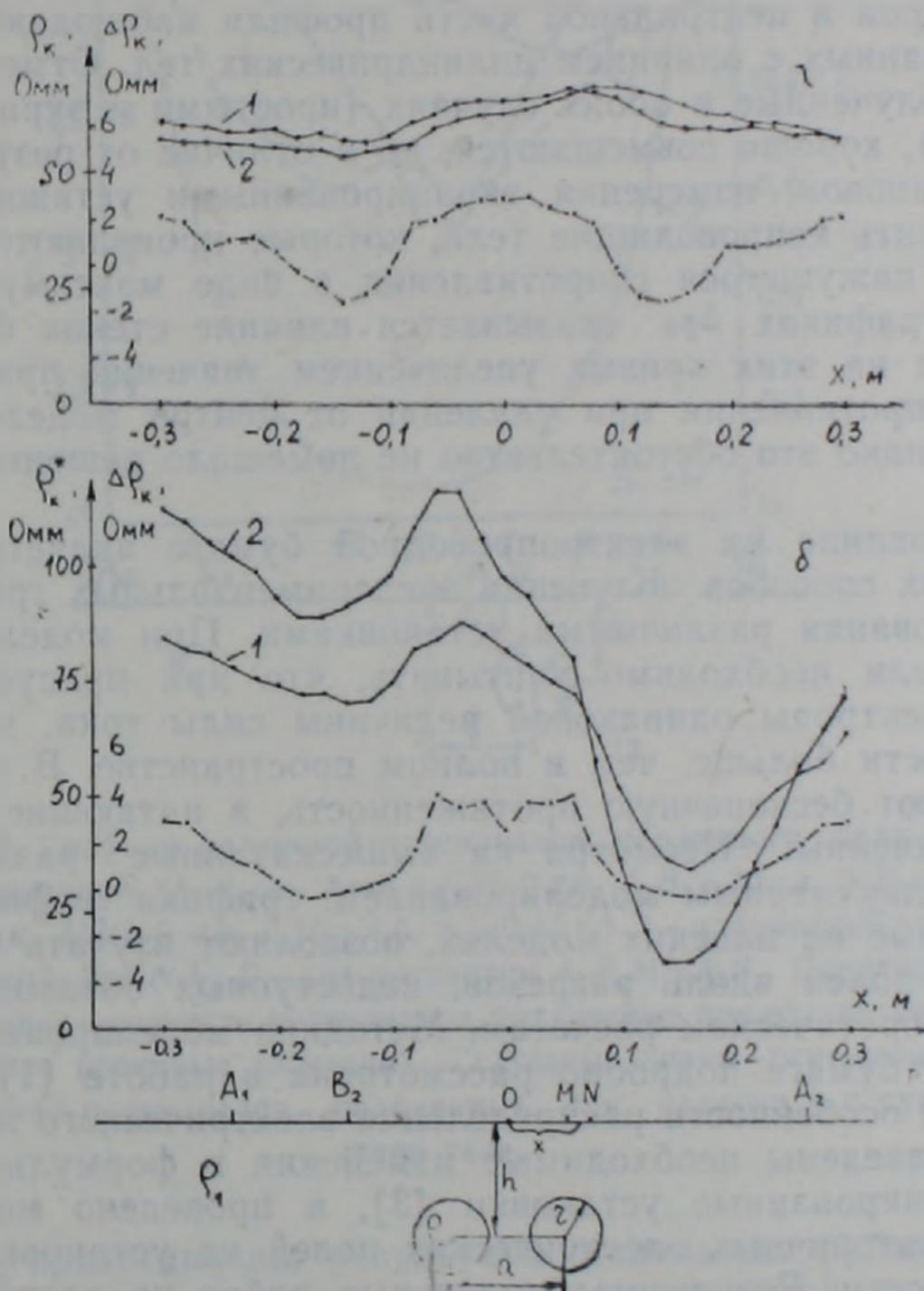


Рис. 1. Графики кажущегося сопротивления (сплошные линии) и приращения кажущегося сопротивления (пунктирные линии), полученные над двумя непроводящими цилиндрами ($a=10$ см, $h=10$ см, $r=3,2$ см, $A_1B_1=60$ см, $A_2B_2=40$ см, $MN=2$ см): а) простыми установками: 1— A_1MN , 2— B_2MN ; б) экранированной установкой A_1B_2MN : 1—при $d_1=6,6$, 2—при $d_2=12,5$

большую точность модельных исследований. Кроме того, проводились наблюдения дипольно-осевыми установками. Некоторые результаты модельных работ в электролитическом баке представлены на рис. 1. Изображенные на рис. 1а результаты измерений простыми установками не позволили расчленивать непроводящие тела, о чем свидетельст-

вует кривая приращения кажущегося сопротивления $\Delta\rho_k = \rho_{k_2} - \rho_{k_1}$. Здесь ρ_{k_1} и ρ_{k_2} — кажущиеся сопротивления, полученные при измерениях установками A_1MNB_1 и B_2MNA_2 соответственно. Кривые кажущегося сопротивления ($\rho_{k_1}^*$ и $\rho_{k_2}^*$) комбинированного электропрофиллирования экранированной установки A_1B_2MN при двух величинах соотношения токов в питающих линиях (различных значениях коэффициента чувствительности — d_1 и d_2) представлены на рис. 16. По формуле

$$\Delta\rho_k = \frac{\rho_{k_2}^* - \rho_{k_1}^*}{d_2 - d_1}$$

вычислена и построена кривая приращения кажущегося сопротивления, на которой в центральной части профиля наблюдаются два максимума, связанных с влиянием цилиндрических тел. Отметим, что кривые $\Delta\rho_k$, полученные в обоих случаях (простыми и экранированными установками), хорошо совмещаются, но в отличие от результатов $\Delta\rho_k$ простых установок, измерения экранированными установками позволили расчленить непроводящие тела, которые проявляются на кривых приращения кажущегося сопротивления в виде максимумов. В свою очередь на графиках $\Delta\rho_k$ сказывается влияние стенок бака, которое отображается на этих кривых увеличением значений приращения кажущегося сопротивления при удалении от центра модели, начиная с $x \geq 0,2$ м. Однако это обстоятельство не помешало решению поставленной задачи.

Моделирование на электропроводной бумаге является одним из приближенных способов получения экспериментальных графиков электропрофиллирования различными установками. При моделировании на плоской модели необходимо учитывать, что при пропускании через питающие электроды одинаковой величины силы тока, плотность тока на плоскости больше, чем в полном пространстве. В свою очередь все тела имеют бесконечную протяженность, а питающие и приемные электроды линейны. Несмотря на вышесказанные различия между объемным и двухмерным моделированием, графики геофизических полей, полученные на плоских моделях, позволяют изучать характер потенциальных полей вдоль разрезов, недоступных объемному моделированию и теоретическим расчетам. Методика моделирования на электропроводной бумаге подробно рассмотрена в работе [1].

Учитывая особенности распределения электрического поля на плоской модели, введены необходимые изменения в формулы, характеризующие экранированные установки [3], и проведено моделирование первичных и вторичных электрических полей на установке МУСГ-1 в полной плоскости. Результаты модельных работ на электропроводной бумаге типа ЭТБ-7 изображены на рисунках 2 и 3. Измерения производились простыми и экранированными (при отношении абсолютных величин токов равном 1,5) установками.

На фоновых кривых разностей потенциалов $\Delta U_{2\phi}$, ΔU_{ϕ}^* (рис. 2) отображается влияние неоднородностей электропроводной бумаги в области приемных электродов на результаты измерений простой и экранированной установками, что наглядно показывает уменьшение влияния поверхностных неоднородностей при наблюдениях сложной установкой. Графики $\frac{\Delta U_{\tau}}{\Delta U_{\phi}}$ показывают наличие низкоомной неоднородности (индексом τ обозначены соответствующие параметры поля в присутствии тела). В случае установки B_2MNA_2 это проявляется в

виде незначительного уменьшения значений отношений потенциалов (до 0,85), в то время как при измерениях установкой $A_1 B_2 M N A_2 B_1$ влияние цилиндра сказывается в виде асимметричной градиентной кривой, асимметричность которой обусловлена характером поля экранированной установки.

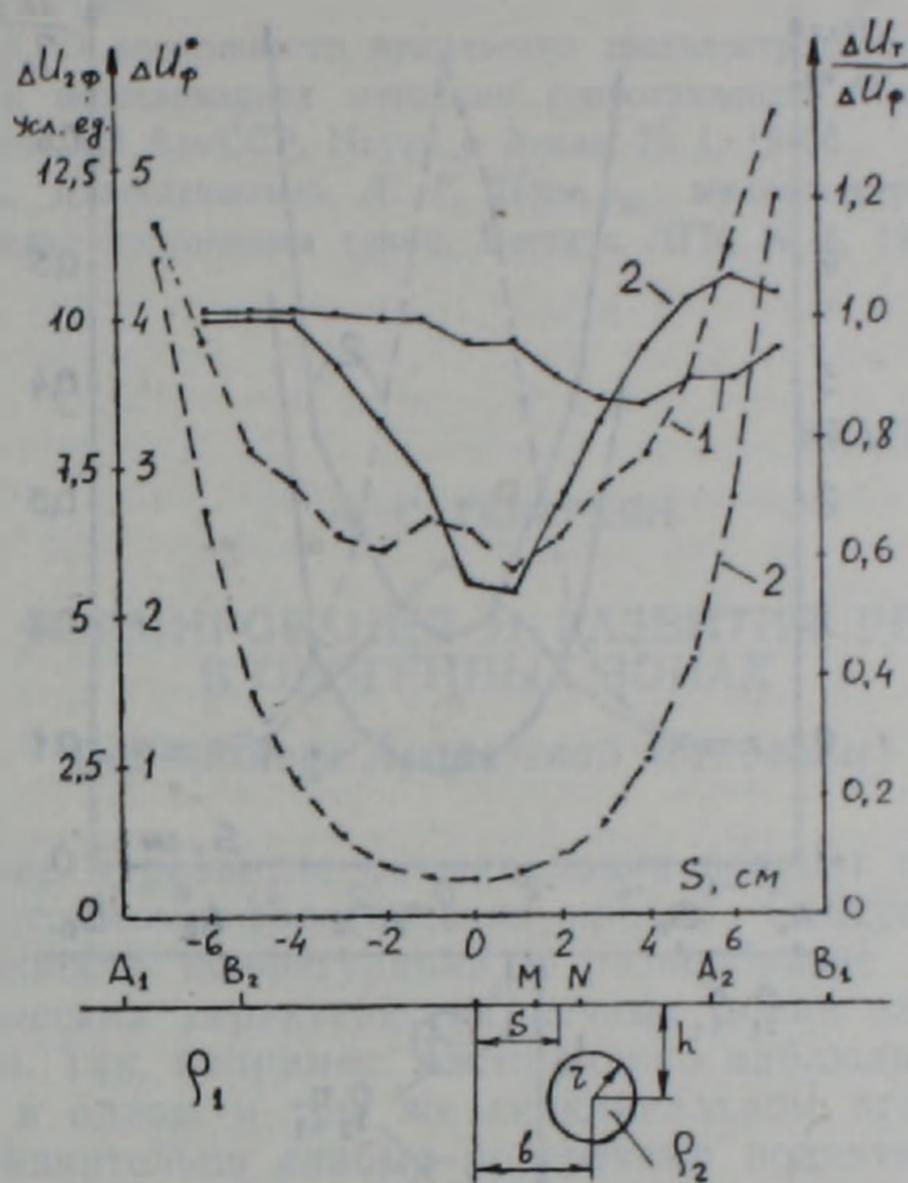


Рис. 2. Графики разностей потенциалов первичного поля и их отношений ($b=5$ см, $h=4$ см, $r=2$ см, $A_1 B_1=30$ см, $A_2 B_2=20$ см, $MN=2$ см, $I_1/I_2=1,5$, $\rho_2=0,15 \rho_1$). 1—полученные установкой $B_2 M N A_2$; 2—для установки $A_1 B_2 M N A_2 B_1$. Пунктирные линии—разности потенциалов, полученные при отсутствии цилиндра (фоновые значения). Сплошные линии—отношение разностей потенциалов, полученные при наличии и отсутствии тела.

На рис. 3 представлены результаты модельных работ по изучению вторичного электрического поля экранированной установки по схеме срединного градиента над цилиндрическими телами, обладающими избыточной поляризуемостью. На графиках кажущейся поляризуемости в случае двух цилиндров $\eta_{k1,2}$ четко выделяются аномалии, интенсивность которых, оцененная по формуле $\frac{\eta_{k \max}}{\eta_{k \min}}$ составляет—13 и—115 для простой и экранированной установок соответственно. В центре установки (при $s=0$) аномалия кажущейся поляризуемости от второго (глубокозалегающего) тела составляет 8% от величины аномалии, наблюдаемой в присутствии обоих цилиндров, при измерениях простой установкой. Та же величина составляет 18% при исследовании экранированной установкой. Кривые $\frac{\eta_{k1}}{\eta_{k1,2}}$ характеризуют разрешаю-

щую способность каждой установки вдоль профиля наблюдений. Из этих графиков можно заключить, что для данной модели разрешающая способность экранированной установки вдвое больше, чем простой установки.

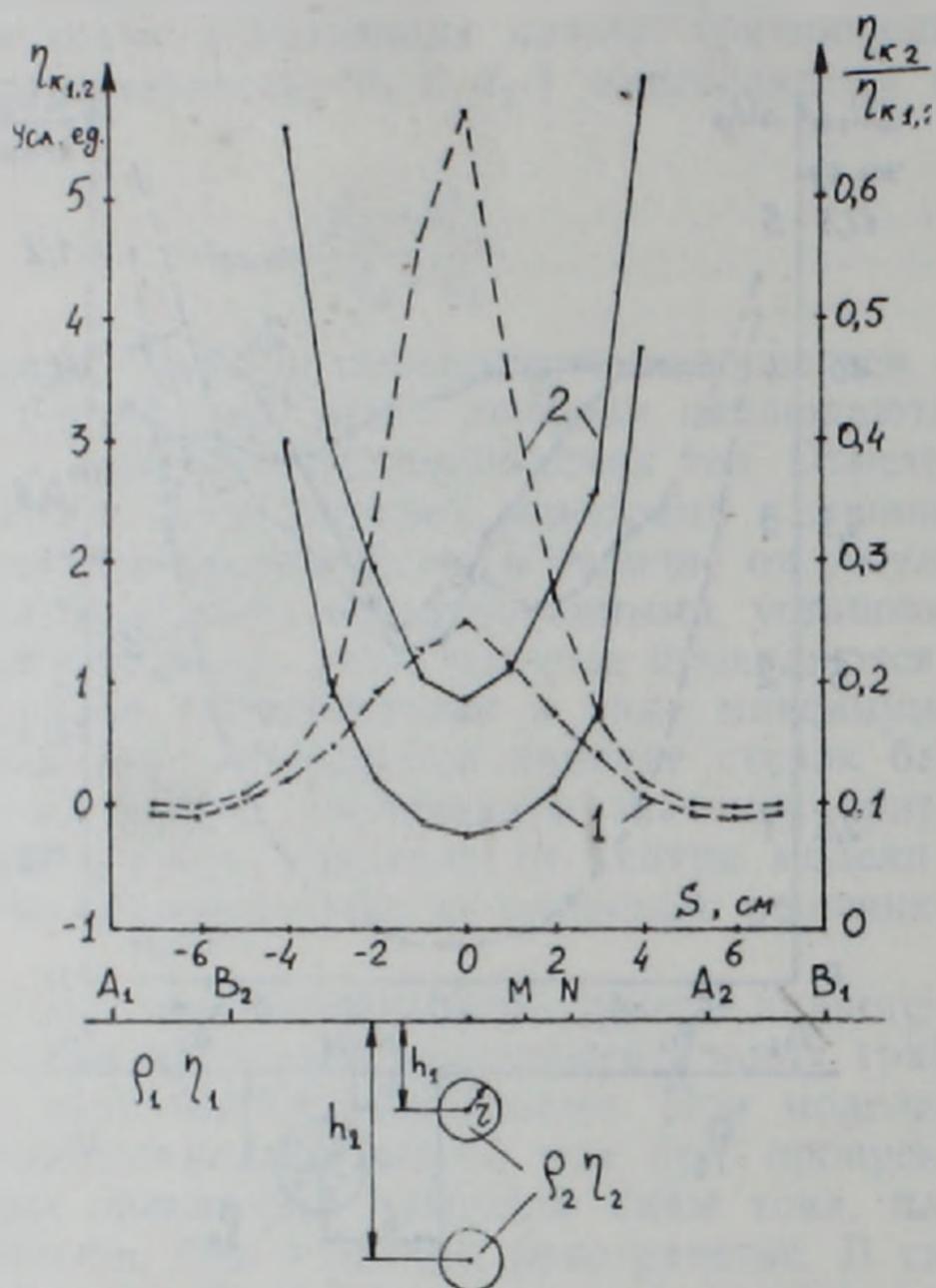


Рис. 3. Графики кажущейся поляризуемости и отношений кажущихся поляризуемостей над двумя цилиндрическими телами ($h_1=4$ см, $h_2=10$ см, $r=1,8$ см, $A_1B_1=30$ см, $A_2B_2=-20$ см, $MN=2$ см, $I_1/I_2=1,5$, $\eta_1=0$, $\eta_2=0,5$, $\rho_1=\rho_2$) 1— B_2MNA_2 , 2— $A_1B_2MNA_2B_1$. Пунктирные линии—графики $\eta_{k1,2}$, сплошные—графики $\eta_{k2}/\eta_{k1,2}$.

Подводя итоги результатов моделирования, следует отметить, что повышенная разрешающая способность измерений экранированной установкой по сравнению с простой установкой способствует увеличению глубинности электроразведочных работ. Несмотря на идеализацию моделей и отличие их от реальных условий, лабораторные исследования экранированными установками позволяют оценить разведочные возможности различных видов наблюдений и дать вполне определенные методические рекомендации для окончательного их опробования в полевых условиях.

Ордена Трудового Красного Знамени
Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 30. I. 1984.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдевич М. М., Фокин А. Ф. Электромоделирование потенциальных геофизических полей. Недра, Л., 1978.
2. Джавахишвили Л. Г., Семенов А. С., Азаров Л. Ф. Поле дипольной установки с различной величиной тока в питающих заземлениях. Вопросы геофизики. Вып. 28, Изд. ЛГУ, 1980.
3. Матевосян А. К. О возможности применения трехэлектродной экранированной установки при исследованиях методами сопротивлений и вызванной поляризации. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 1, 1983.
4. Семенов А. С., Джавахишвили Л. Г. Поле ρ_{Π} многоэлектродных установок в электроразведке постоянным током. Вестник ЛГУ, № 6, 1979.

УДК: 551.435.14

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Ф. С. ГЕВОРКЯН

К ВОПРОСУ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН В ОРОГЕННЫХ ЗОНАХ

(на примере Араратской котловины)

Образование и развитие речных долин зависит от гидроклиматических и геолого-геоморфологических причин. Следует, однако, отметить, что сложность конфигурации и разнообразие морфологических и морфометрических характеристик речных долин зависят не только от этих причин. Так, например, часто можно наблюдать, как реки, образовавшиеся в одном и том же синклинальном прогибе, не смогли преодолеть сравнительно слабые поперечные поднятия и соединиться друг с другом, а изменили свое первоначальное направление, врезались в более крупные возрастающие поднятия, образовав при этом громадные и глубокие каньоны и ущелья. Объяснить это только как результат перехватов отдельных бассейнов вряд ли убедительно, если иметь в виду, что многие горные реки не обладают мощным гидроэнергетическим потенциалом, позволяющим им быстро срезать эти поднятия. Наблюдаются также такие явления, когда реки, минуя легко преодолимые отрицательные структуры, начинают закладывать свою долину на интенсивно поднимающихся морфоструктурах. Часто в различных участках рельефа, с одинаковыми литологическими и гидроклиматическими условиями, глубина эрозийного вреза колеблется в очень больших пределах, наблюдаются резкие повороты, изгибы в направлениях рек.

Ответить на эти и другие вопросы, с которыми мы часто сталкиваемся при морфоструктурных анализах рельефа, возможно только в том случае, если образование и развитие речных долин рассматривать на естественном гравитационном поле Земли. В настоящее время как в нашей стране, так и за рубежом накоплен достаточный опыт в комплексировании геофизики и, в частности гравиметрии с геоморфологией. Однако, к сожалению, как отмечает А. И. Варавка, еще далеко не всегда в геоморфологических исследованиях соблюдается тесная увязка результатов с геофизическими данными [1].

В данной статье на примере речных долин Араратской котловины, с привлечением геофизических и геоморфологических данных, делается попытка выявить основные причины и условия формирования и развития речных долин в молодых орогенных зонах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдевич М. М., Фокин А. Ф. Электромоделирование потенциальных геофизических полей. Недра, Л., 1978.
2. Джавахишвили Л. Г., Семенов А. С., Азаров Л. Ф. Поле дипольной установки с различной величиной тока в питающих заземлениях. Вопросы геофизики. Вып. 28, Изд. ЛГУ, 1980.
3. Матевосян А. К. О возможности применения трехэлектродной экранированной установки при исследованиях методами сопротивлений и вызванной поляризации. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 1, 1983.
4. Семенов А. С., Джавахишвили Л. Г. Поле ρ_{Π} многоэлектродных установок в электроразведке постоянным током. Вестник ЛГУ, № 6, 1979.

УДК: 551.435.14

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Ф. С. ГЕВОРКЯН

К ВОПРОСУ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН В ОРОГЕННЫХ ЗОНАХ

(на примере Араратской котловины)

Образование и развитие речных долин зависит от гидроклиматических и геолого-геоморфологических причин. Следует, однако, отметить, что сложность конфигурации и разнообразие морфологических и морфометрических характеристик речных долин зависят не только от этих причин. Так, например, часто можно наблюдать, как реки, образовавшиеся в одном и том же синклинальном прогибе, не смогли преодолеть сравнительно слабые поперечные поднятия и соединиться друг с другом, а изменили свое первоначальное направление, врезались в более крупные возрастающие поднятия, образовав при этом громадные и глубокие каньоны и ущелья. Объяснить это только как результат перехватов отдельных бассейнов вряд ли убедительно, если иметь в виду, что многие горные реки не обладают мощным гидроэнергетическим потенциалом, позволяющим им быстро срезать эти поднятия. Наблюдаются также такие явления, когда реки, минуя легко преодолимые отрицательные структуры, начинают закладывать свою долину на интенсивно поднимающихся морфоструктурах. Часто в различных участках рельефа, с одинаковыми литологическими и гидроклиматическими условиями, глубина эрозийного вреза колеблется в очень больших пределах, наблюдаются резкие повороты, изгибы в направлениях рек.

Ответить на эти и другие вопросы, с которыми мы часто сталкиваемся при морфоструктурных анализах рельефа, возможно только в том случае, если образование и развитие речных долин рассматривать на естественном гравитационном поле Земли. В настоящее время как в нашей стране, так и за рубежом накоплен достаточный опыт в комплексировании геофизики и, в частности гравиметрии с геоморфологией. Однако, к сожалению, как отмечает А. И. Варавка, еще далеко не всегда в геоморфологических исследованиях соблюдается тесная увязка результатов с геофизическими данными [1].

В данной статье на примере речных долин Араратской котловины, с привлечением геофизических и геоморфологических данных, делается попытка выявить основные причины и условия формирования и развития речных долин в молодых орогенных зонах.

Решающую роль в формировании речных долин имеет аномальное гравитационное поле, образующееся вследствие увеличения или уменьшения плотности масс верхних слоев Земли под влиянием различных физико-химических или механических процессов. Там, где происходит увеличение плотности земной коры, изопотенциальные поверхности сближаются, а там, где плотность уменьшается, они удаляются. Для других изопотенциальных поверхностей, расположенных выше или ниже рассматриваемой поверхности, это смещение будет меньше или больше, поэтому изменяются также углы, между изопотенциальными поверхностями [3]. Подобные нарушения имеют место повсюду, в силу чего изопотенциальные поверхности Земли имеют сложную форму. Процесс речной эрозии при прочих равных условиях идет тем интенсивнее, чем больше градиент между изопотенциальными поверхностями. Градиент потенциала силы тяжести можно рассматривать как вектор, направленный в сторону наибольшего возрастания силы тяжести Земли. Наибольшие градиенты геопотенциалов наблюдаются на границе между поднимающимися и опускающимися участками земной коры. Причем, во всех случаях сток идет по направлению векторов градиентов геопотенциалов [3].

Большая дифференциация и контрастность гравитационного поля и новейших движений, наблюдающиеся в Араратской котловине, нашли свое отражение в контрастных высотах и формах рельефа. Реки здесь чувствительны к изменениям градиента гравитационного поля Земли. Они очень быстро и четко реагируют на каждое изменение гравитационного поля, деформируя свой выработанный продольный профиль равновесия, увеличивая или уменьшая скорость эрозионного вреза, изменяя свое направление и конфигурацию.

Для выявления связей между морфологическими и морфометрическими показателями речных долин и гравитационного поля нами был построен комплексный геоморфолого-геофизический профиль крупных рек Араратской котловины (рис. 1). Для каждой реки в отдельности построены продольные профили падения, углы падения, глубины эрозионного вреза и аномалии силы тяжести. Для получения наиболее наглядных данных о самых незначительных деформациях тальвегов рек, кроме продольного профиля нами построены также продольные профили углов падения рек. В этом случае в вертикальной оси профиля указываются не отметки высот, а величины углов падения реки (в м/км, процентах или градусах).

Долины рек в своих различных частях имеют различные величины глубины эрозионного среза. Способ составления профилей глубины эрозионного среза очень прост. По течению реки, от истока до устья, на определенных интервалах длины (скажем, через каждые 5 км) определяется разница высот между тальвегом реки и первичной поверхностью среза (это может быть водораздельной линией, поверхностью выравнивания, эрозионной террасой и т. д.), где река начинает углублять свою долину.

Продольный профиль аномалии силы тяжести (по редукции Буге) построен по данным Ш. С. Оганисяна [2]. Кроме того, в продольном профиле реки нами показано соотношение направления рек к изолиниям силы тяжести Земли.

Анализ этих профилей показал ряд прямых и обратных связей между гравитационным полем и морфометрическими показателями речных долин (рис. 2).

— Падение рек и глубина эрозионного вреза увеличиваются на участках положительных локальных аномалий и особенно в нижних частях наклона гравитационного поля.

— Наибольшие глубины долин приурочены к тем отрезкам, где направление рек перпендикулярно к изолиниям, а направление течения рек параллельно к вектору градиента силы тяжести.

— Минимальные глубины наблюдаются в отрезках, где река имеет противоположное направление к вектору градиента силы тяжести и т. д.

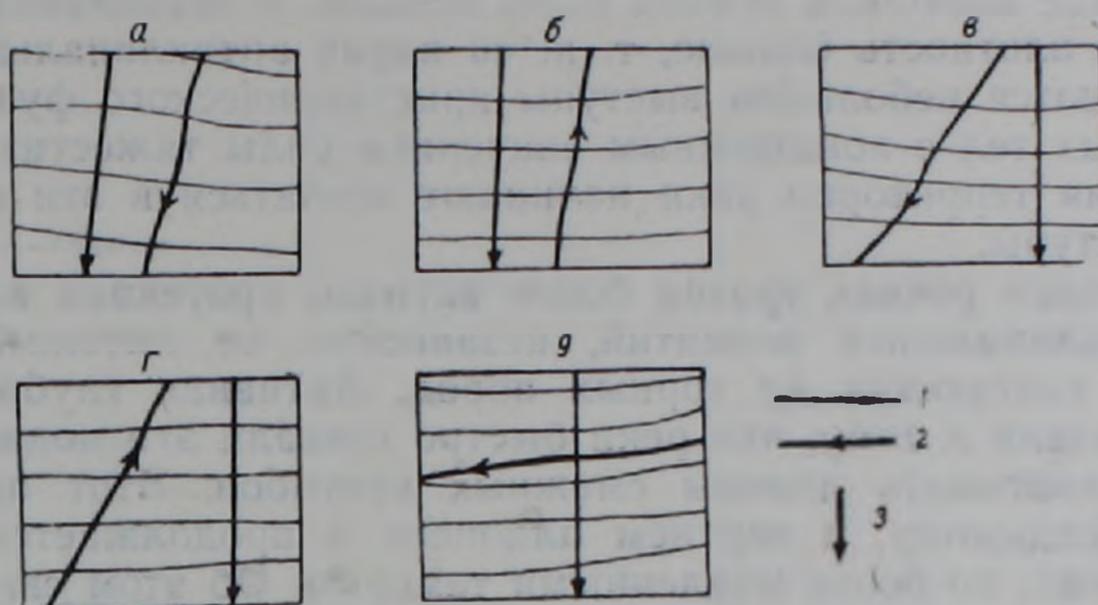


Рис. 2. Схема соотношений между направлением реки и вектором градиента силы тяжести.

1. Изоаномалии силы тяжести, 2. Направление реки, 3. Вектор градиента силы тяжести.
- а) Направление реки перпендикулярно ($\pm 10^\circ$) к изоаномалиям и параллельно ($\pm 10^\circ$) к вектору градиента силы тяжести; б) то же самое, но река имеет противоположное течение по отношению к вектору градиента силы тяжести; в) направление реки отклонено от изолиний и градиента силы тяжести 45° ($\pm 10^\circ$); г) то же самое, но река имеет противоположное течение по отношению к вектору градиента силы тяжести; д) направление реки параллельно ($\pm 10^\circ$) к изоаномалиям и перпендикулярно ($\pm 10^\circ$) к вектору градиента силы тяжести.

Для объяснения указанных и других связей, отраженных на рисунке 1, необходимо рассмотреть палеогеоморфологические условия формирования и развития речных долин Араратской котловины.

Палеогеоморфологические данные показывают, что более или менее крупные современные долины унаследованы от древних долин, образовавшихся в начале орогенного этапа $P_3-N_1^1$ развития рельефа республики и включены в современную речную сеть путем их сложной перестройки. Палеодолины, в основном, имели общекавказское направление и были приурочены к синклинальным, грабен-синклинальным структурам. Помимо этого существовали также долины меридионального направления, которые формировались в крылья моноклинальных и геоантиклинальных поднятий.

В среднем—позднем миоцене и особенно в позднем сармате происходят опускание суши и ингрессия моря, что привело к региональной планации суши и седиментации в пробах. Земная кора пришла в состояние равновесия. Перестали существовать или были погребены речные долины, а их морфологические элементы (террасы, склоны, водораздельные участки) вошли в состав миоценовых поверхностей выравнивания. Этот период выделяется многими исследователями как период тектонического покоя и выравнивания рельефа. Однако в позднем сармате на территории республики наступает новый этап активизации вертикальных движений земной коры, что с некоторыми перерывами продолжалось в течение всего плиоцена и плейстоцена. Под-

нятие территории сопровождалось изменением гравитационного поля, а также строения и мощности земной коры, что привело к перераспределению ее плотностей, инверсии магматических очагов, оживлению антиклинальных структур. Послесарматские речные долины начинали формироваться также в зонах древних долин и прогибов, но их направление претерпело существенное изменение. Образовавшиеся на ровных и слабонаклонных поверхностях реки текли от синклинальных структур, где плотность земной коры меньше, к антиклинальным структурам, где плотность больше, т. к. «в ядрах антиклинальных структур всегда имеются небольшие выступы кристаллического фундамента или интрузивных тел с повышенным значением силы тяжести» [4]. По мере поднятия территории реки начинают врезаться в эти антиклинальные структуры.

Глубинная речная эрозия более активно протекала в сводных частях антиклинальных поднятий, независимо от литологических особенностей слагающих их горных пород. Активная глубинная речная эрозия привела к тому, что реки быстро срезали эти поднятия и начинали перехватывать долины смежных прогибов. Этот процесс начался, по-видимому, в верхнем плиоцене и продолжается до настоящего времени, но более медленными темпами. Об этом свидетельствует тот факт, что наиболее глубокие эрозионные срезывания в порядке 400—700 м приурочены именно к тем частям горных хребтов и массивов, где имеются резкие контрасты и повышение значения аномалии силы тяжести Земли.

Новейший вулканизм внес значительные коррективы в рисунок речной сети, а продукты извержений заполнили и сивелировали глубокие эрозионные долины. Речные долины, сформировавшиеся после вулканической деятельности, снова в общих чертах унаследовали план и направление погребенных долин.

Из вышесказанного можно заключить, что формирование и развитие речных долин в орогенных зонах протекают в естественном гравитационном поле Земли и контролируются им. Любое радикальное изменение плана гидросети, а также скорости глубинной эрозии в основном связано с изменением гравитационного поля, а точнее—с перераспределением плотности масс в Земной коре. Литологические, климатические, гидрологические и другие факторы могут определить элементы, формы и типы речных долин, временно или в определенный период способствовать ускорению или замедлению глубинной эрозии, но коренным образом изменить развитие речных долин они не могут.

Из вышесказанного следует, что привлечение в геофизических исследованиях морфометрических показателей речных долин дает первую достоверную картину о состоянии гравитационного поля данного речного бассейна и дает возможность более точно оконтурить аномалии силы тяжести и новейшие тектонические структуры.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 29. XI. 1982.

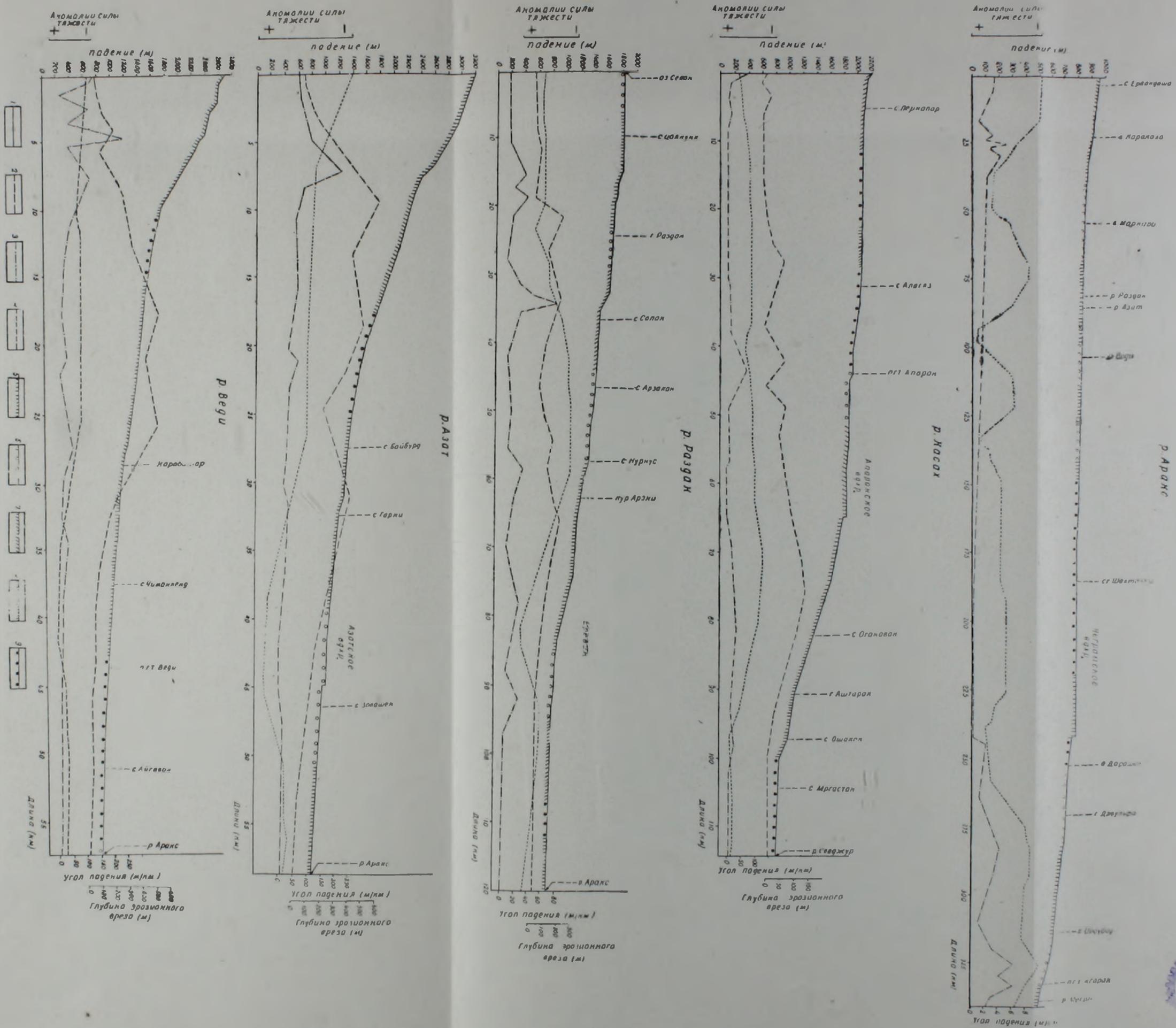


Рис. 1. Комплексные геоморфолого-геофизические продольные профили рр. Аракс (в пределах Среднеараксинской котловины), Касах, Раздан, Азат, Веди. 1. Продольный профиль падения (м). 2. Угол падения (м/км). 3. Аномалии силы тяжести. 4. Глубина эрозионного вреза (м). 5—9—см. рис. 2, соответственно а, б, в, г, д.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варавка А. М. Анализ плана гидросети в гравитационном поле. В сб.: Вопросы морфометрии, вып. 3, Изд. Саратовского ун-та, 1971.
2. Оганисяк Ш. С. Гравитационное поле и его геологическое истолкование. В кн.: Геология Армянской ССР, т. X, Геофизика. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1972.
3. Философов В. П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Изд. Саратовского ун-та, 1975.
4. Философов В. П., Никонов А. Д. К вопросу о происхождении прямого и обращенного рельефа. В сб.: Вопросы морфометрии, вып. 3, Изд. Саратовского ун-та, 1971.