

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 ԿՈՂԵԳԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան, տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Հ. Կարրիբեյան (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. Ռ. Տ. Միրիջանյան, Է. Ա. Ռոստոմովա (պատասխանատու քարտուղար), 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.

Խմբագրութեան 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

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Վ. Ա. Ավետիսյան, Ա. Լ. Անանյան, Է. Ս. Խալաթյան. Հայկական ՍՍՀ ռեզիոնալ ջրա-
երկրաբանության հիմնական գծերը 3

Ա. Ս. Ֆարամազյան, Զ. Հ. Զիրուխյան. Միրաթի ներծայթբած զանգվածում ոսկու մի-
ներալացման մասին (Հայկական ՍՍՀ) 7

Վ. Ռ. Բոյնագրյան. Հայկական ՍՍՀ պլիոցեն-չորրորդականի հասակի փոխը նստվածք-
ների ուսումնասիրման մի քանի հարցեր 15

Ա. Բ. Բաղդասարյան, Տ. Ա. Տրիֆոնովա. Բնական բարձունքային գոտիների վերժա-
նումը համադրված տիեզերական լուսանկարների միջոցով 19

Գ. Պ. Մկրտչյան. Հայկական ՍՍՀ մթնոլորտային տեղումները և հողերի ողողամաշումը 24

Ն. Կ. Կարապետյան. Հայկական լեռնաշխարհի սեյսմիկ պայմանները 31

Ս. Ց. Հակոբյան. Մալերի տեկտոնիկան Ալպիական-Հիմալայան գոտում և մի քանի կան-
խագուշակային չափանիշներ 39

Հ. Մ. Ավչյան, Գ. Գ. Մարկոսյան, Ս. Ն. Նազարեթյան. Հայաստանի երկրաբանական
կառույցների և նրանց առաջացման ժամանակաշրջանում երկրամագնիսական
դաշտի ուղղության միջև կապը 49

Հ Ա Մ Ա Ռ Ո Տ Հ Ա Ղ Ո Ր Դ Ո Ւ Մ Ն Ե Ր

Է. Ն. Կուրդիեյան. Միկրոտարրերի տեղարաշխման յուրահատկությունները Սևանա լճի
ավազանի վերին միոցենի նստվածքներում 55

Պ. Լ. Մուրադյան. Լեռնային կառույցների ասիմետրիկության մասին (Հայկական լեռնաշ-
խարհի օրինակով) 59

Վ. Ա. Վորոնկով, Գ. Հ. Վարդանյան, Ա. Ն. Կովալսկի. Զրաջերմային համակարգի սըն-
ման ջերմային կառուցվածքի մասին 63

Դ. Ռ. Նազարեթյան. Հայաստանի բնությունն հետազոտող մի քանի ռահվիրաների մա-
սին 68

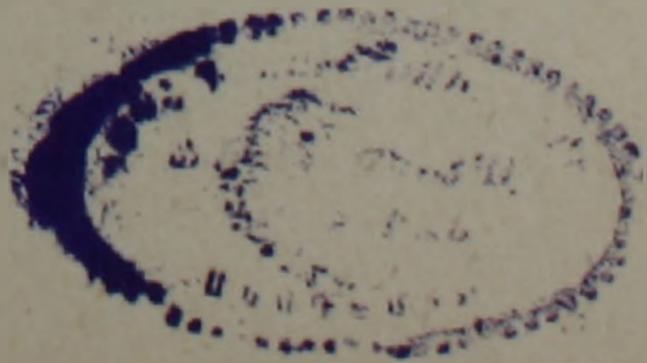
Ա. Կ. Մաքևոսյան. Դիմակալված տեղակայանքների միջոցով կատարվող հետազոտու-
թյունների մեթոդիկան 71

Խ. Վ. Կիրակոսյան. Էլեկտրաթելուրիկ դաշտի պարամետրերի փոփոխությունը երկրա-
շարժերի ժամանակ 76

Ռ Ե Ց Ե Ր Ա Տ Ն Ե Ր

Ն. Ն. Սարաֆյան. Երկրագնդի կայունության և կայունացնող մեխանիզմների մասին 80

«Հայկական ՍՍՀ Գիտությունների ակադեմիայի տեղեկագիր, Գիտություններ երկրի մա-
սին» XXXVIII հատորի բովանդակությունը 82



СОДЕРЖАНИЕ

В. А. Аветисян, А. Л. Ананян, Э. С. Халатян. Основные черты региональной гидрогеологии Армянской ССР	3
А. С. Фармазян, З. О. Чибухчян. О золоторудной минерализации в Миракском интрузивном массиве (Армянская ССР)	7
В. Р. Бойнагрян. Некоторые вопросы изучения рыхлых отложений плиоцен-четвертичного возраста Армянской ССР	15
А. Б. Багдасарян, Т. А. Трифонова. Дешифрирование природных высотных поясов по синтезированным космическим снимкам	19
Г. П. Мкртчян. Атмосферные осадки и эрозия почв в Армянской ССР	24
Н. К. Карапетян. Сейсмические условия Армянского нагорья	31
С. Ц. Акопян. Тектоника плит в Альпийско-Гималайском поясе и некоторые прогностические критерии	39
Г. М. Авчян, Г. Г. Маркосян, С. Н. Назаретян. Связь между направлением геомагнитного поля и геоструктурами Армении в период их заложения	49

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Э. Н. Кургиян. Особенности распределения микроэлементов в верхнемиоценовых отложениях бассейна оз. Севан	55
П. Л. Мурадян. Об асимметричности горных сооружений (на примере Армянского нагорья)	59
В. А. Воронков, Г. О. Варданян, А. Н. Ковалевский. О структуре теплового питания гидротермальной системы	63
Д. Р. Назаретян. О некоторых сподвижниках-исследователях природы Армении	68
А. К. Матевосян. Методика исследований экранированными установками	71
Х. В. Киракосян. Изменение параметров электротеллурического поля при сейсмических событиях	76

РЕФЕРАТЫ

Н. Е. Сарафян. Об устойчивости и стабилизирующих механизмах Земли	80
Содержание XXXVIII тома «Известий Академии наук Армянской ССР. Науки о Земле»	82

В. А. АВETИСЯН, А. Л. АНАНЯН, Э. С. ХАЛАТЯН

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГИДРОГЕОЛОГИИ АРМЯНСКОЙ ССР*

В статье рассмотрены особенности региональной гидрогеологии Армянской ССР на фоне геологического строения региона.

Охарактеризованы основные водоносные комплексы, месторождения пресных и минеральных вод Армянской ССР.

Армянская ССР занимает северо-восточную часть обширного Армянского нагорья. Территория республики при средних абсолютных отметках 1800—2000 м возвышается над соседними Иранским и Анатолийским нагорьями на 500 м, а над Кура-Араксинской низменностью — на 1600—1700 м.

На территории Армянской ССР высотные отметки колеблются от 4090 м (г. Арагац) до 380 м (р. Аракс у пос. Мегри и р. Дебед у пос. Дебедашен), причем около 72% площади располагается выше абсолютной отметки 1500 м.

Географическое положение, значительная приподнятость, густая и глубокая расчлененность рельефа определяют проявление вертикальной зональности всего природного комплекса складчатой области Армении.

В рельефе Армении отображено сложное сочетание высокогорных складчатых сооружений, вулканических массивов, хребтов и плато, межгорных впадин и глубоких ущелий с перепадом относительных высот до 3000—3500 м на расстоянии 15—20 км.

Территория Армении охватывает основную часть складчатой области Малого Кавказа, которая в целом представляет собой мегантиклинорий, дугообразно вытянутый в общекавказском направлении.

По геофизическим данным, мощность земной коры в пределах мегантиклинория составляет около 50 км (8—10 км приходится на осадочный чехол).

Осадочный чехол покоится на байкальском фундаменте разнообразных метаморфических сланцев, прорванных доверхнепалеозойскими гранитоидами и габбро-перидотитовыми интрузиями.

В строении чехла участвуют осадочные, вулканогенные, осадочно-вулканогенные и вулканические образования почти всех геологических систем.

По фациально-структурным и гидрогеологическим особенностям в разрезе чехла выделяются нижний и верхний этажи.

Нижний этаж, включающий разрез пород верхнего протерозоя-палеозоя-нижнего плиоцена, мощностью 7—9 км, интенсивно дислоцирован, собран в складчатые структуры и прорван интрузивными телами разного состава и возраста.

Верхний этаж состоит из плиоплейстоценовых образований континентального этапа развития территории Армении—андезито-базаль-

*. Доклад прочитан на 27 Международном геологическом конгрессе, Москва, 1984 г.

товых лав, их кластолитов и озерно-речных отложений. Покров этих образований мощностью до 500—1000 м составляет послескладчатый ярус и занимает больше половины площади республики. Местами покров затронут неотектоническими подвижками.

Породы фундамента и нижнего этажа чехла представлены преимущественно плотными слабопроницаемыми образованиями, поэтому, за исключением трещиноватой зоны коры выветривания, рассматриваются как региональный водоупор.

По истории геологического развития, фациальному составу пород и характеру внутренней тектоники в пределах мегантиклинория выделяются три параллельно вытянутых в общекавказском направлении оротектонических пояса—Антикавказский, Севанский и Араксинский. В пределах каждого пояса выделяются структурно-фациальные зоны [2, 3].

Оротектонические пояса и тектонические зоны разграничиваются крупными разломами или флексурами глубокого заложения. Зоны глубинных разломов отмечаются выходами многочисленных линейно расположенных минеральных источников, очагами вулканических извержений и узлами разрушительных землетрясений. По разломам отмечаются смещения соседних блоков.

Для тектоники Армении характерны частое чередование и большие амплитуды изгиба разнозначных структур, ундулирование складок, линейно-параллельное их расположение, блоково-мозаичное строение пород фундамента и чехла.

Армения характеризуется многообразием условий образования и пространственного распределения подземных пресных, минеральных и промышленных вод.

Вследствие значительной приподнятости территории, Армения представляет собой область дренажа и относится в основном к зоне интенсивного водообмена с характерным направлением поверхностного и подземного стока от осевой полосы складчатого сооружения в сторону Куринской и Среднеараксинской депрессий [1, 4, 5].

Главные источники питания подземных вод—атмосферные осадки и конденсирующаяся влага, вследствие ярко выраженной вертикальной зональности климата, почвенно-растительного покрова, различной ориентировки хребтов, литологических особенностей, водопроницаемости пород и др., распределены крайне неравномерно, следовательно, отличается и доля их участия в пополнении ресурсов подземных вод различных морфоструктурных единиц и комплексов пород.

Высокогорные плато, горные хребты и массивы являются областями питания, а межгорные котловины, предгорные равнины и речные долины—участками накопления и разгрузки подземных вод.

Исключительно важную роль в образовании и распределении подземных вод Армении играют плиоцен-четвертичные андезито-базальтовые лавы. Они в виде обширных многослойных покровов и потоков слагают вулканическое нагорье, а также участвуют в разрезе верхнего этажа чехла межгорных котловин.

Покровы трещиноватых лав и их вулканокластов мощностью до 500—1000 м являются весьма благоприятной средой поглощения атмосферных осадков (до 70%) и громадной «фабрикой» формирования внутри подлавовых водных потоков, а в пределах межгорных котловин (Араратской, Ширакской, Верхнеахурянской, Севанской и др.)—мощных горизонтов напорных подземных вод.

В пределах территории республики формируется около 4 млрд м³ подземных вод, из которых 38% приходятся на долю родников, 35,7% приходится на поверхностный сток, 18% питают подземные воды меж-

горных котловин, а 8,3% путем глубинного подземного стока удаляются с территории Армянской ССР.

На долю покрова лав и озерно-речных отложений верхнего этажа чехла приходится около 90% ресурсов пресных подземных вод республики. С лавовыми покровами связаны все высококачественные родниковые воды (с суммарным расходом около 40 м³/сек), которые используются для централизованного водоснабжения большинства населенных пунктов.

Водами лавового покрова питаются также артезианские горизонты ряда межгорных котловин.

Значительная часть Армянской ССР (более половины ее территории) покрыта покровами и потоками лав и, несмотря на наличие значительных скоплений подземных вод в толще лав, известны и безводные лавовые плато. Инфильтрационные воды накапливаются во внутрилавовых контактах, в древних погребенных речных долинах. Отметим, что расположение и направление палеодолин не совпадает с современной гидрографической сетью.

Юг и северо-восток республики сложены слабо трещиноватыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями. Подземные воды приурочены к коре выветривания коренных пород.

Ввиду неглубокого залегания и ограниченных ресурсов подземных вод они выходят в виде рассредоточенных малодебитных родников (0,3—0,5 л/с), либо дренируются в эрозионные врезы рельефа. Незначительная часть приходится на глубинный сток.

Межгорные котловины Армянского нагорья являются основными бассейнами накопления подземных вод, имеющими исключительно важную роль в народном хозяйстве республики. Межгорные котловины—Араратская, Ширакская, Спитакская, Севанская и др. выполнены озерно-речными и аллювиально-пролювиальными отложениями, в которых выявлены мощные горизонты самоизливающихся пресных и минеральных вод.

Одной из крупнейших межгорных котловин является котловина озера Севан, заключающая в разрезе подозерных толщ горизонты напорных пресных и минеральных вод. Для Севанской межгорной котловины характерны сложные геолого-структурные и гидрогеологические условия. Горные хребты, обрамляющие котловину с юга и юго-запада, сложены многоэтажной серией неоген-четвертичных лав (мощностью 800—1000 м), в которых формируется основная часть подземного стока в озеро. Отметим, что через эти же образования местами происходит отток части озерной воды за пределы бассейна.

Вследствие сработки вековых запасов вод озера Севан и снижения его уровня резко изменились гидрогеологические условия прибрежной зоны и экологическое равновесие бассейна. В настоящее время принимаются меры по сохранению и повышению современного уровня озера Севан.

Складчатые горные хребты, сложенные разновозрастными осадочными, вулканогенно-осадочными, вулканогенными, метаморфическими и интрузивными породами, в силу слабой трещиноватости отличаются крайне ограниченными ресурсами подземных вод. Последние имеют спорадическое распространение в трещиноватой зоне коры выветривания раскрытых структур.

Пояса глубинных разломов контролируют магматизм и образование на территории Армянской ССР многочисленных месторождений и проявлений колчеданных, медно-молибденовых, полиметаллических руд.

На этих участках формируются рудничные воды, для которых ха-

рактены аномальные содержания элементов рудной минерализации, сульфатов и кислая реакция воды, особенно на участках активной деятельности серобактерий.

Широко развитая дизъюнктивная тектоника обуславливает наличие крупных зон трещиноватости и дробления пород. В этих зонах генерируются газоводяные смеси, выходящие на поверхность в виде холодных и термальных минеральных источников. Большинство минеральных вод насыщено углекислым газом, поэтому территория республики может быть отнесена к провинции развития углекислых вод. Однако в ряде межгорных котловин с затрудненным водообменом и возможным развитием процессов сульфатредукции наблюдаются сероводородные минеральные воды (Ширакская котловина). Имеются также слабо газонасыщенные азотно-углекислые и метановые воды (Араратские воды).

Известные термы курорта Джермук—аналоги Карлововарских вод; субтермальные воды Анкавана, Личка, Саят-Новы—аналоги Эссентукских вод; субтермальные воды Арзакана и Бжни, холодные воды Дилижана—аналоги Боржоми; теплые воды Арарата, Татева—аналоги Нарзана; в Иджеванском районе известны минеральные воды типа сульфатных нарзанов; в Приереванском районе (Арзни, Птгни, Солак, Авазан) широко распространены соляно-щелочные воды самой различной минерализации (от 2 до 100 г/л).

В Араратской котловине глубоким бурением вскрыты термальные слабые рассолы (температура их доходит до 83°C, минерализация—до 40г/л) хлоридного натриево-кальциевого состава. Наличие подобных терм предполагается также в глубоких депрессиях ряда районов республики.

На базе некоторых месторождений минеральных вод в республике работают заводы по розливу, а также союзные и республиканские курорты (Арзни, Джермук, Кировакан, Анкаван, Бжни, Дилижан, Севан, Личк, Арарат).

Изучение микрокомпонентного состава минеральных вод Армянской ССР и смежных областей позволило выделить Малокавказскую провинцию углекислых бороносно-редкощелочнометалльных вод и рекомендовать отдельные участки для проведения опытных работ по извлечению ряда ценных микрокомпонентов [6].

Повышенное содержание бора и сопутствующих редких щелочных металлов, брома, йода, мышьяка выявлены в соляно-щелочных водах в пределах поздне-среднесальпийской складчатости (Ехегис, Орбатех, Саят-Нова, Двин, Азатаван, Севаберд и др.).

Помимо традиционного использования ряда углекислых вод в бальнеологии и для розлива из них перед сливом можно наладить извлечение ценных микрокомпонентов, а бороносные воды можно использовать после соответствующих разбавлений в качестве микроудобрений для повышения урожайности и улучшения вкусовых качеств сельскохозяйственных культур.

Хозяйственная деятельность человека играет значительную роль в формировании и перераспределении ресурсов подземных вод. Ряд водохранилищ, построенных в Армянской ССР, оросительные каналы, гидротехнические сооружения по переброске поверхностного стока из одного бассейна в другой (Арпа-Севан), осушение земель и искусственное восполнение подземного стока сказываются на гидрогеологической обстановке региона и смежных областей.

Ереванский государственный университет,
Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 17.IV.1985.

Վ. Ա. ԱՎԵՏԻՍՅԱՆ, Ա. Լ. ԱՆԱՆՅԱՆ, Է. Ս. ԽԱԼԱՏՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՌԵԳԻՈՆԱԼ ՋՐԱՆՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅԱՆ ՀԻՄՆԱԿԱՆ ԳԾԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայկական ՍՍՀ երկրաբանական կառուցվածքի ֆոնի վրա քննարկվում են հանրապետության ռեգիոնալ ջրաերկրաբանության յուրահատկությունները: Բնութագրվում են Հայկական ՍՍՀ հիմնական ջրատար համալիրները, քաղցրահամ և հանքային ջրերի կուտակները:

V. A. AVETISIAN, A. L. ANANIAN, E. S. KHALATIAN

THE MAIN FEATURES OF THE ARMENIAN SSR REGIONAL
HYDROGEOLOGY

A b s t r a c t

The peculiarities of the Armenian SSR regional hydrogeology are considered against a background of the region geological structure.

The Armenian SSR main water-bearing complexes, deposits of fresh and mineral waters are characterized.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аветисян В. А., Ананян А. Л., Халатян Э. С.—Особенности региональной гидрогеологии Армянской ССР.—В кн.: 27-й Международный геологический конгресс. М.: изд. «Наука», 1984, том 7. с. 354—355.
2. Асланян А. Т.—Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958. 430 с.
3. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П.—Сейсмо тектоника Армянской ССР. Ереван: Изд. Ереванского университета, 1981. 283 с.
4. Геология Армянской ССР, т. 9, Минеральные воды. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1969. 521 с.
5. Геология Армянской ССР, т. 8, Гидрогеология. Ереван: Изд. АН Арм ССР, 1974. 392 с.
6. Халатян Э. С.—Распределение бора в минеральных водах Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм ССР, 1980. 150 с.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле. XXXVIII, № 6, 7—15, 1985.
УДК:553.411:553.065

А. С. ФАРАМАЗЯН, З. О. ЧИБУХЧЯН

О ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В МИРАКСКОМ
ИНТРУЗИВНОМ МАССИВЕ (АРМЯНСКАЯ ССР)

В пределах Миракского интрузива установлена ранее неизвестная гидротермальная висмут-золоторудная с сульфидами минерализация. Описываются кварц-пирит-арсенопиритовая и кварц-карбонат-полиметаллическая с золотом и теллуридами золота и висмута парагенетические ассоциации минералов. Минерализация по аналогии с другими месторождениями относится к формации малоглубинных средне-низкотемпературных золотых руд.

В Апаранском районе З. О. Чибухчяном в 1976 г. на северо-западных отрогах Цахкуняцкого хребта, в пределах Миракского гранитоидного массива были выявлены небольшие зоны гидротермально измененных пород с сульфидной минерализацией. Позже, в 1977—1978 гг., эти

Վ. Ա. ԱՎԵՏԻՍՅԱՆ, Ա. Լ. ԱՆԱՆՅԱՆ, Է. Ս. ԽԱԼԱՏՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՌԵԳԻՈՆԱԼ ՋՐԱՆՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅԱՆ ՀԻՄՆԱԿԱՆ ԳԾԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայկական ՍՍՀ երկրաբանական կառուցվածքի ֆոնի վրա քննարկվում են հանրապետության ռեգիոնալ ջրաերկրաբանության յուրահատկությունները: Բնութագրվում են Հայկական ՍՍՀ հիմնական ջրատար համալիրները, քաղցրահամ և հանքային ջրերի կուտակները:

V. A. AVETISIAN, A. L. ANANIAN, E. S. KHALATIAN

THE MAIN FEATURES OF THE ARMENIAN SSR REGIONAL
HYDROGEOLOGY

A b s t r a c t

The peculiarities of the Armenian SSR regional hydrogeology are considered against a background of the region geological structure.

The Armenian SSR main water-bearing complexes, deposits of fresh and mineral waters are characterized.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аветисян В. А., Ананян А. Л., Халатян Э. С.—Особенности региональной гидрогеологии Армянской ССР.—В кн.: 27-й Международный геологический конгресс. М.: изд. «Наука», 1984, том 7. с. 354—355.
2. Асланян А. Т.—Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958. 430 с.
3. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П.—Сейсмо тектоника Армянской ССР. Ереван: Изд. Ереванского университета, 1981. 283 с.
4. Геология Армянской ССР, т. 9, Минеральные воды. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1969. 521 с.
5. Геология Армянской ССР, т. 8, Гидрогеология. Ереван: Изд. АН Арм ССР, 1974. 392 с.
6. Халатян Э. С.—Распределение бора в минеральных водах Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм ССР, 1980. 150 с.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле. XXXVIII, № 6, 7—15, 1985.
УДК:553.411:553.065

А. С. ФАРАМАЗЯН, З. О. ЧИБУХЧЯН

О ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В МИРАКСКОМ
ИНТРУЗИВНОМ МАССИВЕ (АРМЯНСКАЯ ССР)

В пределах Миракского интрузива установлена ранее неизвестная гидротермальная висмут-золоторудная с сульфидами минерализация. Описываются кварц-пирит-арсенопиритовая и кварц-карбонат-полиметаллическая с золотом и теллуридами золота и висмута парагенетические ассоциации минералов. Минерализация по аналогии с другими месторождениями относится к формации малоглубинных средне-низкотемпературных золотых руд.

В Апаранском районе З. О. Чибухчяном в 1976 г. на северо-западных отрогах Цахкуняцкого хребта, в пределах Миракского гранитоидного массива были выявлены небольшие зоны гидротермально измененных пород с сульфидной минерализацией. Позже, в 1977—1978 гг., эти

зоны просмотрены и изучены авторами более подробно. Ниже приводится краткая характеристика минералого-геохимических особенностей гидротермальной минерализации этих зон.

Миракский интрузивный массив, определяемый как меловой, сложен средне-крупнозернистыми тоналитами с вариациями от гранодиоритов до кварцевых диоритов. На ряде участков эти породы прорваны небольшими телами лейкократовых жильных гранитов, аплитов, пегматитов, диорит-порфиритов, а за пределами интрузива и гранодиорит-порфиритов более молодого возраста. В интрузиве часто встречаются ксенолиты, нередко представленные породами метаморфической толщи [3].

Зоны гидротермально измененных пород с кварц-сульфидными прожилками прослеживаются в центральной части массива и приурочены к определенным структурам—близширотного и, особенно, северо-восточного направления. Близширотная система нарушений проходит через весь массив; скрываясь под наносами она фиксируется и на восточном отроге. Вдоль нарушения породы интрузива перемяты, рассланцованы. Другая система нарушений, опережающая указанную выше, имеет северо-восточное простирание и является рудовмещающей. Именно к опережающим трещинам приурочены зоны гидротермально измененных пород с рудной минерализацией.

Мощность этих зон обычно достигает нескольких метров. Измененные породы четко выделяются обеленностью, что является следствием интенсивной карбонатизации, серицитизации и каолинизации. В шлифах наблюдается замещение полевых шлатов кварцем, серицитом, карбонатами, а темноцветных минералов—биотита и роговой обманки, пиритом и редко халькопиритом. На участках гидротермально измененных пород четко фиксируются все стадии гидротермального метасоматоза—от слабо измененных до полностью переработанных и обеленных пород. На поверхности эти породы часто заохрены, что облегчает их выделение и оконтуривание.

В гидротермально измененных породах, кроме кварц-сульфидной и кварц-карбонат-сульфидной прожилковой минерализации, отмечается тонкая вкрапленность рудных минералов. Однако основные концентрации рудной минерализации, безусловно, представлены в прожилках, мощность которых обычно составляет 2—3 см. Прожилки в зонах образуют систему сближенных трещин со сплошной минерализацией в раздувах до десятков сантиметров мощности. Все эти зоны гидротермально измененных и минерализованных пород образуют пояс северо-восточного простирания шириной в несколько сотен метров.

Гидротермальная рудная минерализация, как указывалось, представлена тонкими от волосяных до 2—3 см, иногда сближенными прожилками и вкрапленностью кварц-сульфидного, часто с карбонатом, халцедоном, состава, напоминающими минерализованные зоны штокверкового типа.

Состав кварц-сульфидных и кварц-карбонат-сульфидных прожилков и вкрапленности представлен следующими минералами: широко распространенные—пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, галенит, блеклая руда, марказит; редкие—самородное золото, теллуриды золота, серебра и висмута (креннерит, калаверит, гессит, тетрадимит, теллуrowисмутит), алтант, висмутин; жильные минералы представлены кварцем, карбонатом, халцедоном. Зона окисления развита слабо, вторичные гипергенные минералы—различные окислы и гидроокислы железа, борнит, ковеллин, церрусит и др., имеют незначительное распространение в виде пленок и корочек, нарастающих на соответствующие гипогенные минералы.

Ниже приводится краткое описание широкораспространенных и редких минералов.

Пирит на рудопоявлении является самым распространенным рудным минералом. Представлен он в двух генерациях.

Ранний пирит имеет колломорфную текстуру и тонкозернистую структуру. Выполняет прожилки вместе с кварцем в виде небольших гроздьевидных слошных полей, в пределах которых отмечаются многочисленные хаотично расположенные трещины и поры усыхания. По краям выделений пирита обычно развивается небольшая оторочка сравнительно крупных метакристаллов пирита в основном гексаэдрического габитуса (рис. 1, а). В парагенезисе с пиритом отмечаются небольшие игольчатые кристаллы арсенопирита (рис. 1, б), а также редкие скопления

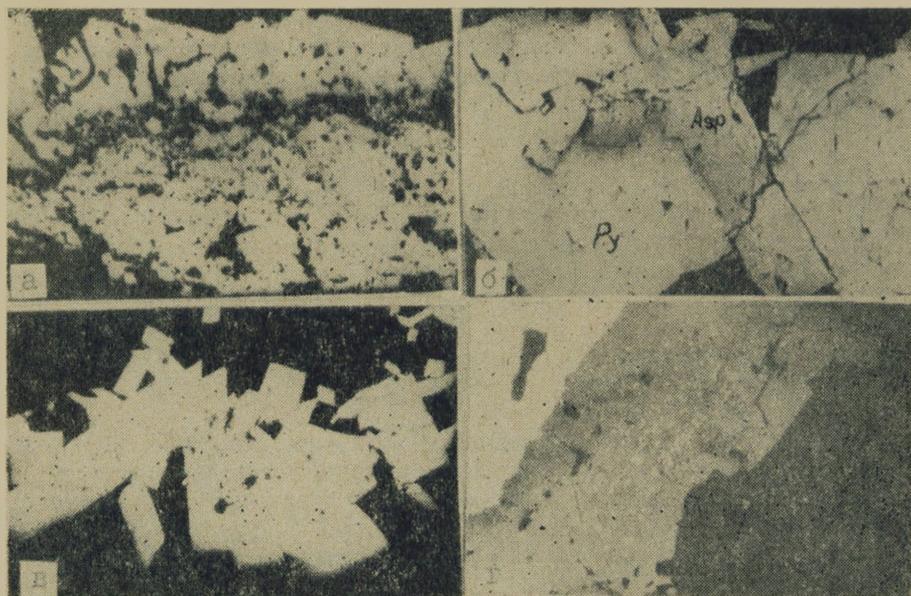


Рис. 1. Микрофотографии полированных шлифов. а) Метакристаллы пирита (верхняя часть фото) развиваются за счет перекристаллизации колломорфных, гроздьевидных агрегатов пирита. Ув. 120х. б) Идиоморфные выделения арсенопирита (Asp) пересекают и замещают метакристаллы пирита (Py). Ув. 120х. в) Выделения пирит-арсенопиритового агрегата (белое) в поле кварца. Ув. 120х. г) Мелкая упорядоченная эмульсионная вкрапленность распада твердого раствора халькопирита в сфалерите (серое). Черное—кварц. Ув. 600 х.

тонкой вкрапленности галенита, халькопирита, самородного золота, теллуридов золота и висмута, алтанта.

Поздний пирит выполняет аналогичную систему прожилков (трещин), однако повсеместно представлен хорошо ограниченными кристаллическими агрегатами с аллотриоморфно-зернистой структурой. Парагенезис позднего пирита несколько отличный: здесь полностью отсутствует арсенопирит, в достаточно больших количествах отмечаются сфалерит, халькопирит, галенит, блеклая руда. Редкие минералы—самородное золото, висмутин, теллуриды золота, висмута и серебра, в этом парагенезисе встречаются реже, но размеры их выделений значительно крупнее.

Спектральными анализами в пирите обеих генераций (табл. 1) установлен близкий качественный состав элементов-примесей. Однако

ранний пирит несет более повышенные концентрации Pb, Zn, Cu, As, Au, Bi, что, по-видимому, обусловлено механической примесью тонких, неотделимых сростаний соответствующих самостоятельных минералов этих элементов с пиритом.

Арсенопирит по распространенности уступает пириту. Встречается исключительно с ранним пиритом, где образует идиоморфные зернистые агрегаты. В аншлифах контуры зерен ромбовидные или удлиненные с острыми концами, указывающие на игольчатый габитус его выделений (рис. 1, в). Агрегаты арсенопирита пересекают метакристаллы и колломорфные стяжения раннего пирита в виде кристаллически-зернистых агрегатов или тонких прожилков. Наблюдения показали, что выделения арсенопирита довольно стерильны в отношении включений других минералов-примесей. По всей вероятности, арсенопирит образуется только в ранний период (стадию).

Сфалерит широко распространен в изученных зонах минерализации. Отмечается в парагенезисе с колломорфным пиритом и с полиметаллами в тесной ассоциации с халькопиритом и галенитом.

Ранний сфалерит имеет очень ограниченное развитие, встречается в виде мельчайших выделений в колломорфных образованиях раннего пирита. Значительно шире сфалерит распространен в кварц-карбонат-полиметаллических прожилках, где он является одним из главных минералов. Цвет сфалерита преимущественно темный, хотя встречаются также светлые разности. В аншлифах темные разности характеризуются мелкой эмульсионной вкрапленностью халькопирита, что является следствием распада твердого раствора (рис. 1, г). Взаимоотношения с другими минералами указывают на его выделение из растворов после пирита, но до халькопирита. Сфалерит образует тесные сростания с пиритом, халькопиритом, галенитом, блеклыми рудами, самородным золотом, теллуридами золота, висмута.

В табл. 1 приведены результаты спектральных анализов позднего сфалерита. Интересно отметить, что самое высокое содержание золота*— 240 *у. е.*, установлено в сфалерите; выявлены также довольно высокие концентрации Cd—0,18%, Bi до 0,042%, Ag до 240 *у. е.*

Халькопирит встречается повсеместно от единичных мельчайших включений до крупных выделений, выполняющих всю мощность прожилка.

Редкие мельчайшие включения халькопирита отмечаются в пирит-арсенопиритовом парагенезисе; однако значительно шире он развит в полиметаллической парагенетической ассоциации, где выделяется после сфалерита, но до галенита, блеклой руды, самородного золота и теллуридов.

Спектральные анализы халькопирита показали следующие содержания: Au—5—16 *у. е.*, Bi—0,001—0,075% и Ag—3—240 *у. е.*

Галенит имеет широкое распространение в полиметаллической парагенетической ассоциации, где он образует тесные сростания с пиритом (рис. 2, а), сфалеритом, халькопиритом и блеклой рудой. Редкие мельчайшие оваловидные и каплевидные выделения галенита обнаруживаются в полях метакристаллов и колломорфных стяжений кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциации (рис. 2, б, в). Интересно отметить, что обычно здесь же обнаруживаются мельчайшие выделения золота и теллуридов.

В кварц-карбонат-полиметаллической ассоциации в сростаниях с галенитом выявляются мельчайшие включения алтаита, гессита, висмутина.

Спектральными анализами галенита из полиметаллической ассо-

* Содержание Au и Ag приводится в условных единицах—*у. е.*

циации обнаружены Au—5—16 *y. e.*, Ag—240—1300 *y. e.*, Bi—0,001—0,075%.

Блеклая руда отмечена в нескольких шлифах кварц-карбонат-полиметаллической ассоциации. По-видимому, представлена обеими разновидностями—мышьяковой и сурьмяной. Является одним из самых поздних сульфидных образований кварц-карбонат-полиметаллической ассоциации (рис. 2, б).

Самородное золото встречается довольно часто в виде мельчайших выделений в прожилках кварц-пирит-арсенопиритового состава и значительно реже в прожилках кварц-карбонат-полиметаллического состава.

В кварц-пирит-арсенопиритовых прожилках самородное золото проявляется в чрезвычайно мелких, не превосходящих по своим размерам

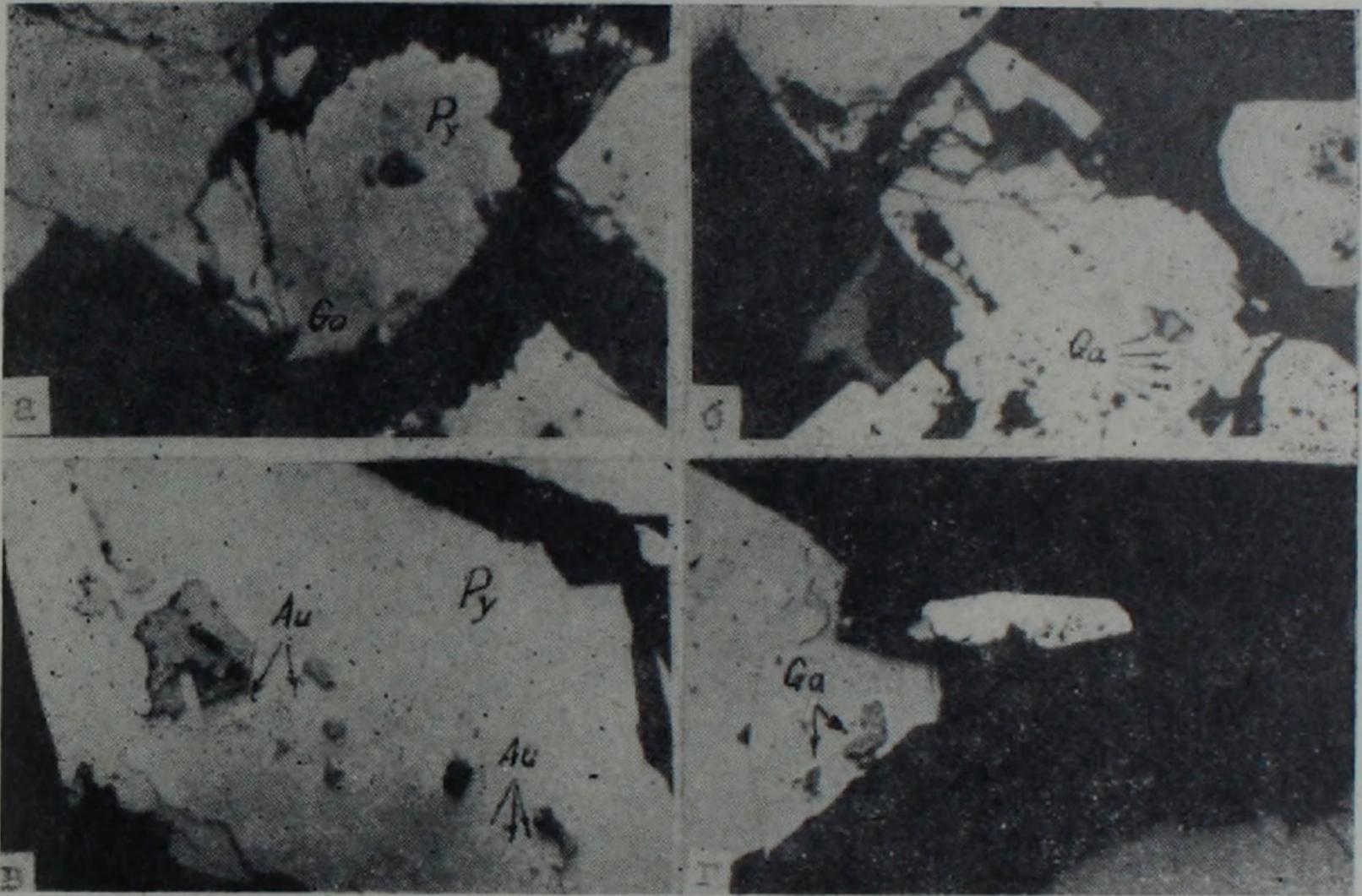


Рис. 2. Микрофотографии полированных шлифов. а) Галенит (темно-серое) замещает и прожилками пересекает выделения пирита (Py). Темное поле—кварц. Ув. 120х. б) Неправильные и оваловидные выделения галенита (Ga) в поле пирита; выше прожилки блеклой руды (темно-серое) пересекают и залечивают трещинки катаклаза пирита. Темное поле—кварц. Ув. 400х. в) Субмикроскопические выделения самородного золота (Au) в полях пирита (Py). Серые, мелкие выделения—галенит, черное—кварц. Ув. 800х. г) Крупное выделение самородного золота (белое) в срастании с пиритом. Серые, мелкие выделения—галенит, темное поле—кварц. Ув. 120х.

2—3 микрона выделениях оваловидных или неправильных изометрических включений. Обычно выделения самородного золота встречаются не единичными включениями, а в виде небольших скоплений 3—4 включений в полях колломорфного пирита, и особенно часто в пористых участках перекристаллизованных образований пирита. Как правило, рядом со скоплениями выделений самородного золота отмечаются также мельчайшие включения галенита, халькопирита, теллуридов висмута и золота—креннерита, калаверита, тетрадимита и др.

В кварц-карбонат-полиметаллической ассоциации самородное золото встречается значительно реже, однако его выделения здесь довольно крупные и иногда достигают 0,1×0,4 мм (рис. 2, г). В этих прожилках самородное золото особо тесные срастания образует с теллуридами зо-

Таблица 1

Результаты спектральных анализов штуфных проб, сульфидных концентратов и главных сульфидов (в %)

Элемент	Штуфные пробы (32)	Сульфидные концентраты (22)	Пирит (16)	Сфалерит (7)	Халькопирит (5)	Галенит (3)
Ni	0,013—0,042	0,003—0,03	0,0024—0,01	0,0032	0,0004—0,0012	0,0003
Co	0,0001—0,0013	0,001—0,1	0,0018—0,13	0,0024	0,0001—0,0003	0,0001
Cu	0,1—0,5	1,0—5,0	0,0042—0,075	0,075—0,24	» 10	0,024—0,032
Zn	0,0056—0,32	0,01—3,2	0,0042—1,3	» 10	0,56	0,56—1,5
Pb	0,0003—0,075	0,01—2,0	0,01—0,13	0,32—1,8	0,018—0,05	» 10
Bi	0,0001—0,001	0,001—0,075	0,004—0,032	0,001—0,042	0,001—0,075	0,001—0,075
Sb	0,001—0,01	0,032—1,0	0,013—0,075	0,013—0,042	0,013—0,042	0,042—0,075
As	0,02—0,08	1,5—5,0	0,042—1,0	0,032—0,56	0,13—0,56	0,0024—0,032
Fe	0,5—1,0	5—8	» 10	0,5—6,0	» 10	0,5—1,0
Ga	0,0002—0,0003	—	—	—	—	—
Ge	0,0001—0,0008	0,0001—0,0008	—	0,0001—0,0008	—	—
Cd	—	—	0,0042—0,0056	0,18	0,003—0,009	0,005
Au	н/обн.—24	13—130	5—130	75—240	5—16	5—16
Ag	0,1—18	20—240	1—240	10—240	3—240	240—1300

Примечание: Анализы произведены в спектральной лаборатории ИГН АН АрмССР (рук. Мкртчян Г. М.).
В скобках приведено количество проанализированных проб. Содержание Au и Ag приведено в условных единицах—у. е.

лота, серебра и висмута—креннеритом, калаверитом, гесситом, тетрадимитом и теллуrowисмутитом, а также алтаитом. Весь этот ряд минералов выделяется в виде халцедон-рудных тончайших прожилков, пересекающих поля сульфидов и сульфосолей—пирита, сфалерита, халькопирита, галенита и блеклой руды.

Теллуриды. Исследованиями установлена большая группа теллуридов золота, серебра и висмута: креннерит, калаверит, гессит, тетрадимит и теллуrowисмутит; в двух выделениях установлен также алтаит. Все они обычно встречаются совместно в прожилках кварц-карбонат-полиметаллического и кварц-пирит-арсенопиритового состава, образуя мельчайшие выделения в полях сульфидов—пирита, сфалерита, халькопирита и галенита. Размеры их выделений настолько малы, что обычными оптическими методами они не могут быть диагностированы, хотя их наличие в изученных образцах не вызывает сомнения. Несомненно также важная роль отмеченных теллуридов в формировании золоторудной минерализации.

Изучение штуфных проб, сульфидных концентратов и мономинеральных сульфидов—пирита, сфалерита, халькопирита и галенита спектральными анализами (табл. 1) подтвердило данные минераграфических исследований. Установлено, что золото и висмут пользуются сравнительно широким развитием в минерализованных зонах гидротермально измененных пород. В штуфных пробах содержание золота низкое и часто ниже чувствительности спектрального анализа. Более высокие содержания золота и висмута обнаруживаются в сульфидных концентратах и особенно в «мономинеральных» сульфидах: пирите (Au до 130 *у. е.*, Вi до 0,032%), сфалерите (Au до 240 *у. е.*, Вi до 0,042%), халькопирите и галените (Au до 16 *у. е.*, Вi до 0,075%).

Изучение характера и особенностей минерализации золота на участке гидротермально измененных пород позволяет предположить, что оно здесь представлено по крайней мере в двух генерациях: субмикроскопической («раннее») в кварц-пирит-арсенопиритовой парагенетической ассоциации и более крупное («позднее») в кварц-карбонат-полиметаллической ассоциации.

Субмикроскопическое, возможно и ультрамикроскопическое, невидимое в световой микроскоп, «раннее» золото и золотосодержащие минералы обнаруживаются в полях метакристаллов, а также колломорфных стяжений пирита. Обычно с оваловидными и каплевидными включениями самородного золота устанавливаются выделения теллуридов и сульфидов аналогичных размеров и форм. Поэтому нам кажется, что это золото привносилось вместе с другими сульфидобразующими и теллуридообразующими соединениями в высококонцентрированных, гелеподобных растворах, в которых преобладали железо и сера. После раскристаллизации дисульфида железа, представленного в виде колломорфных гроздьевидных стяжений, сульфидный агрегат претерпел распад и перегруппировку вещества. В результате собирательной кристаллизации сульфиды (галенит, халькопирит, сфалерит), самородное золото и теллуриды концентрируясь выделились в виде мельчайших каплевидных включений в основной сульфидной массе колломорфного пирита и особенно после перекристаллизации последнего, в полях его метакристаллов.

Вторая генерация золота—«позднее», образуется совместно с кварц-карбонат-полиметаллической ассоциацией в едином парагенезисе с теллуридами и халцедоновидным кварцем из последующих остаточных порций истинных гидротермальных растворов. В этом минеральном типе полиметаллическая минерализация имеет более широкое развитие и самостоятельное значение, размеры золотинок в ассо-

циации с теллуридами крупные и образуются они после формирования всех сульфидов и сульфосолей.

Исследование характера и парагенезисов минерализации золота позволяют заключить, что описываемый участок измененных пород с рудной минерализацией представляет определенный интерес, в особенности в отношении золотого оруденения.

Следует отметить, что кварц-пирит-арсенопиритовый минеральный тип с золотом является продуктивным типом формации малоглубинных средне-низкотемпературных месторождений. Он описан на многих золоторудных месторождениях мира; на территории Армянской ССР описан Ш. О. Амиряном [1, 2] в виде отдельной продуктивной стадии минерализации на Зодском золоторудном месторождении. Другой тип минерализации—кварц-карбонат-полиметаллический с золотом и теллуридами также встречается в той же формации и описан на Зодском и Меградзорском месторождениях [2]. Кстати, описанные зоны гидротермально измененных пород с рудной минерализацией расположены к северо-востоку от Меградзорского золоторудного месторождения и, по-видимому, приурочены они к одним и тем же региональным структурам, одновозрастны (по Ш. О. Амиряну возраст оруденения Меградзорского золоторудного месторождения олигоцен-нижнемиоценовый) и парагенетически связаны с одним и тем же магматическим очагом—олигоцен-нижнемиоценового возраста.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 5.IV. 1985.

Ա. Ս. ՖԱՐԱՄԱԶՅԱՆ, Զ. Հ. ՉԻԲՈՒԿԻՅԱՆ

ՄԻՐԱՔԻ ՆԵՐԺԱՅԹՔԱԾ ԶԱՆԳՎԱԾՈՒՄ ՈՍԿՈՒ ՄԻՆԵՐԱԼԱՑՄԱՆ ՄԱՍԻՆ
(ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ)

Ա մ փ ո փ ու մ

Միրաքի ներժայթքուկի սահմաններում հաստատված է նախկինում անհայտ բիսմութ-ոսկեհանքային սուլֆիդաբեր ջրաջերմային միներալացման գոյությունը: Նկարագրվում են քվարց-պիրիտ-արսենոպիրիտային և ոսկի ու թելուրիդներ պարունակող քվարց-կարբոնատ-բազմամետաղային միներալային համագոյացություններ: Միներալացման համադրումն այլ հանքավայրերի հետ ցույց է տալիս նրա պատկանելիությունը ոսկու հանքանյութերի փոքր խորությունների և միջին-ցածր ջերմաստիճանային ֆորմացիային:

A. S. FARAMAZIAN, Z. H. CHIBUKHCHIAN

ON THE BISMUTH—AURIFEROUS MINERALIZATION WITHIN
THE LIMITS OF THE MIRAK INTRUSIVE MASSIF

A b s t r a c t

Previously unknown hydrothermal bismuth—auriferous (with sulphides) mineralization is established within the limits of the Mirak intrusion. Quartz—pyrite—arsenopyritic and quartz—carbonate—polymetallic (with gold and tellurides) paragenetic associations are described. By analogy with other ore deposits the mineralization is attributed to the formation of small depth middle—low temperature gold ores.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амирян Ш. О., Фарамазян А. С. Минералогия геохимия и условия образования рудных месторождений Армянской ССР, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974. 256 с.
2. Амирян Ш. О. Золоторудные формации Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984. 303 с.
3. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР (отв. ред. И. Г. Магакьян). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981. 332 с.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 6, 15—19, 1985.
УДК:551.435.44+551.78/.79] (479.25)

В. Р. БОЙНАГРЯН

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВОЗРАСТА АРМЯНСКОЙ ССР

Рассматривается состояние изученности рыхлых отложений плиоцен-четвертичного возраста Армянской ССР. Отмечено, что имеется существенный пробел в изучении их литологии, геохимии, физико-механических свойств, в вопросах определения или уточнения генезиса и условий накопления. Намечаются основные задачи, стоящие перед исследователями рыхлых отложений республики.

Рыхлые отложения плиоцен-четвертичного возраста, являясь верхним горизонтом земной коры, слагают формы современного рельефа или же образуют покров определенной мощности на поверхности более древних пород. Это те отложения, с которыми в первую очередь сталкиваются изыскатели и строители. Рыхлые отложения могут содержать в себе полезные ископаемые (например, россыпи различных минералов: золота, алмазов, рутила, касситерита и т. п.) или же сами представлять ценность в качестве строительного материала (гравий, щебень, песок, глина). Они могут быть средой формирования опасных инженерно-геологических процессов (обвалов, осыпей, оползней и т. п.). Поэтому всестороннее изучение рыхлых отложений является насущным вопросом.

В Армянской ССР до сих пор рыхлые отложения плиоцен-четвертичного возраста изучены в основном только в отношении их стратиграфии. Значительный вклад в этом вопросе принадлежит Ю. В. Саядян, который провел стратиграфическое изучение рыхлых отложений республики [12, 17] и особенно детально Ширакской котловины [13, 15—16]. Необходимо выделить также работы А. Р. Давтяна [10] и Т. А. Айрапетяна [2, 9] аналогичного стратиграфического направления.

В ряде работ [1, 3, 8, 10, 16] дискутируется вопрос происхождения и возраста галечников, широко распространенных на относительных высотах 180—220 м в виде наклонных террас и плато в Армении и Азербайджане. Из всех авторов только Ю. В. Саядян [16] описал эти галечники более подробно.

Вопросам стратиграфии рыхлых отложений республики посвящены также и другие исследования.

В то же время особенности состава и свойств рыхлых отложений Армянской ССР рассматриваются лишь в небольшом ряде работ [5—7, 11, 13, 16—17]. Следовательно, ощущается пробел в изучении литологии, геохимии, физико-механических свойств рыхлых отложений АрмССР, в вопросах определения или уточнения их генезиса и усло-

ЛИТЕРАТУРА

1. Амирян Ш. О., Фарамазян А. С. Минералогия геохимия и условия образования рудных месторождений Армянской ССР, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974. 256 с.
2. Амирян Ш. О. Золоторудные формации Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984. 303 с.
3. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР (отв. ред. И. Г. Магакьян). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981. 332 с.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 6, 15—19, 1985.
УДК:551.435.44+551.78/.79] (479.25)

В. Р. БОЙНАГРЯН

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВОЗРАСТА АРМЯНСКОЙ ССР

Рассматривается состояние изученности рыхлых отложений плиоцен-четвертичного возраста Армянской ССР. Отмечено, что имеется существенный пробел в изучении их литологии, геохимии, физико-механических свойств, в вопросах определения или уточнения генезиса и условий накопления. Намечаются основные задачи, стоящие перед исследователями рыхлых отложений республики.

Рыхлые отложения плиоцен-четвертичного возраста, являясь верхним горизонтом земной коры, слагают формы современного рельефа или же образуют покров определенной мощности на поверхности более древних пород. Это те отложения, с которыми в первую очередь сталкиваются изыскатели и строители. Рыхлые отложения могут содержать в себе полезные ископаемые (например, россыпи различных минералов: золота, алмазов, рутила, касситерита и т. п.) или же сами представлять ценность в качестве строительного материала (гравий, щебень, песок, глина). Они могут быть средой формирования опасных инженерно-геологических процессов (обвалов, осыпей, оползней и т. п.). Поэтому всестороннее изучение рыхлых отложений является насущным вопросом.

В Армянской ССР до сих пор рыхлые отложения плиоцен-четвертичного возраста изучены в основном только в отношении их стратиграфии. Значительный вклад в этом вопросе принадлежит Ю. В. Саядян, который провел стратиграфическое изучение рыхлых отложений республики [12, 17] и особенно детально Ширакской котловины [13, 15—16]. Необходимо выделить также работы А. Р. Давтяна [10] и Т. А. Айрапетяна [2, 9] аналогичного стратиграфического направления.

В ряде работ [1, 3, 8, 10, 16] дискутируется вопрос происхождения и возраста галечников, широко распространенных на относительных высотах 180—220 м в виде наклонных террас и плато в Армении и Азербайджане. Из всех авторов только Ю. В. Саядян [16] описал эти галечники более подробно.

Вопросам стратиграфии рыхлых отложений республики посвящены также и другие исследования.

В то же время особенности состава и свойств рыхлых отложений Армянской ССР рассматриваются лишь в небольшом ряде работ [5—7, 11, 13, 16—17]. Следовательно, ощущается пробел в изучении литологии, геохимии, физико-механических свойств рыхлых отложений АрмССР, в вопросах определения или уточнения их генезиса и усло-

вий накопления. Каковы в таком случае задачи, стоящие перед исследователями рыхлых отложений республики?

Это, во-первых, изучение их гранулометрического состава. Известно, что гранулометрический состав отражает динамику среды осадконакопления и связан с генезисом рыхлых отложений [14]. Однако, чтобы сделать гранулометрический анализ надежным критерием для палеогеографических реконструкций, для выявления особенностей отложений разного генезиса и возраста, необходимы детальные исследования механического состава рыхлых отложений.

Изучение гранулометрии разновозрастных морен, а также элювиальных и делювиальных накоплений массива г. Арагац позволило нам выявить определенные закономерности в соотношении гранулометрических фракций. Выяснилось, что крайние (максимум и минимум) и средние значения гранулометрического состава рыхлых отложений г. Арагац могут быть хорошим информативным признаком при определении их разновидностей. Кроме того, оказалось, что мелкозем верхних горизонтов рисской морены относительно более грубозернистый по сравнению с вюрмской мореной [6—7].

Большую информативность имеет 19-фракционный ситовой анализ, который необходимо применять при изучении рыхлых отложений АрмССР. Ценность дробного ситового анализа была проверена нами при изучении наносов зоны подводных валов оз. Севан [5]. Для первых четырех валов выявилась следующая закономерность: максимум содержания алевритовой фракции тяготеет к верхнему ее пределу, а мелкопесчаной фракции—к нижнему. Во фракциях средне— и крупнозернистого песка основная масса данной фракции тяготеет к ее верхней границе. Во всей зоне валов оз. Севан отмечается четкий дефицит фракции 0,5—0,63 мм.

Определенную информацию при изучении рыхлых отложений АрмССР могут дать вычисление гранулометрических коэффициентов (средневзвешенного диаметра, стандартного отклонения, симметрии, эксцесса) и их сопоставление друг с другом, соотношение гравийных, песчаных, алевритовых и глинистых частиц.

Особенно важно найти определенные критерии для распознавания разновидностей склоновых отложений, которые в нашей горной республике занимают значительные площади и все больше вовлекаются в сферу хозяйственного освоения склонов.

Во-вторых, большую информацию о генезисе, условиях накопления рыхлых отложений нашей республики может дать детальный анализ обломков (окатанность, особенности формы, характер поверхности, выветрелость, петрографический состав, ориентировка). Например, изучение ориентировки галечно-щебенистого материала конусов выноса и речных террас поможет восстановить положение палеорек.

В-третьих, при изучении рыхлых отложений АрмССР необходим их детальный минералогический анализ. При этом лучше анализировать фракцию 0,25—0,1 мм как наиболее богатую в видовом отношении и менее зависимую от изменчивости среды осадконакопления [14]. Богатейший материал по минералогии рыхлых отложений в виде данных шлиховой съемки можно найти в фондах Управления геологии. Этот материал ждет обобщения и детального изучения в применении к исследованию рыхлых отложений.

Очень слабо изучены геохимические особенности рыхлых отложений (и не только в нашей республике). В то же время их химический состав, распределение в них микроэлементов могут объяснить условия их формирования и стать критериями для генетических определений.

Хорошую информацию могут дать геохимические коэффициенты, которые показывают различную степень преобразования рыхлых отложений и интенсивность геохимических процессов. Так, наши вычисления показали, что в бассейне среднего течения р. Агстев геохимические коэффициенты выше у дефлюкционных образований по сравнению с оползневыми и делювиальными, что подтверждает меньшую интенсивность геохимических процессов в дефлюкционных накоплениях и их меньшую выветрелость.

Определенные закономерности выявились и при изучении распределения химических элементов в рыхлых отложениях. В элювии отмечается концентрация Si и Fe, в элювио-делювии—Al, Mn, Pb, Ga, Y, Yb, Ba, в делювии—Ca, в дефлюкционных накоплениях—Zr, Li, As.

При изучении рыхлых отложений необходимо обратить внимание на связь их геохимических особенностей с рельефом, экспозицией, генезисом, характером коренных пород, современными рельефообразующими процессами. Только всесторонний анализ химического состава и распределения отдельных элементов позволит получить объективные критерии для применения геохимии при изучении рыхлых отложений.

С вещественным составом рыхлых отложений тесно связаны их физико-механические свойства: плотность, пластичность, деформационные и прочностные характеристики. Интересны в этом отношении исследования физико-механических свойств нижнечетвертичных озерных глин Армении, проведенные Н. П. Затенацкой [11]. Было выявлено, что из-за высокого содержания аморфного кремнезема озерные глины Армении имеют, с одной стороны, высокую прочность при слабой плотности и с другой—высокую пористость и высокую водоудерживающую способность.

В проектных и строительных организациях, а также в фондах Управления геологии можно найти обширный материал по физико-механическим свойствам рыхлых отложений Армянской ССР. Если обобщить этот материал по генетическим типам отложений, то можно получить интересные выводы.

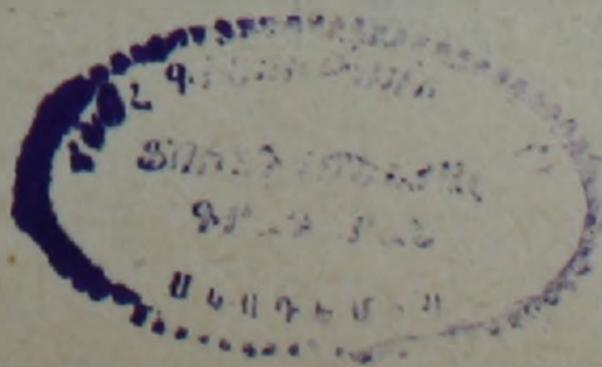
Необходимо и в дальнейшем продолжать изучение возраста и физико-географических условий формирования рыхлых отложений нашей республики с широким использованием методов палеоботаники: макро- и микрофлористических методов, а также методов определения абсолютного возраста.

Перед геоморфологами и геологами-четвертичниками республики стоит задача создания карты рыхлых отложений плиоцен-четвертичного возраста и оценки этих отложений с точки зрения распространения полезных ископаемых, связанных с ними. Аналогичная задача, как отмечалось уже в литературе [4], является первоочередной наряду с другими вопросами и для всего Закавказья.

Чтобы исследовать плиоцен-четвертичные рыхлые отложения Армянской ССР на уровне современных требований, необходимо объединить усилия всех специалистов, занимающихся этими отложениями.

Ереванский государственный
университет

Поступила 10.III.1983.



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՊԼԻՈՑԵՆ-ՉՈՐՐՈՐԴԱԿԱՆԻ ՀԱՍԱԿԻ ՓՈԽԵՐ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՄԱՆ ՄԻ ՔԱՆԻ ՀԱՐՑԵՐ

Ա մ փ ո փ ու մ

Քննարկվում է Հայկական ՍՍՀ պլիոցեն-չորրորդականի հասակի փուխր նստվածքների ուսումնասիրվածության վիճակը: Նշվում է, որ զգալի բացերկան դրանց լիթոլոգիայի, երկրաքիմիայի, ֆիզիկա-մեխանիկական հատկութայունների ուսումնասիրման, ինչպես նաև դրանց ծագման և կուտակման պայմանների որոշման և ճշտման մեջ: Լեռաջ էն քաշվում այն խնդիրները, որոնք դրված են հանրապետության բնատարածքի փուխր նստվածքները հետազոտողների առջև:

V. R. BOYNAGRIAN

SOME PROBLEMS OF THE ARMENIAN SSR PLIOCENE-QUATERNARY DEPOSITS INVESTIGATIONS

A b s t r a c t

The state of the Armenian SSR Pliocene-Quaternary friable deposits study is considered. An essential deficiency is pointed out in studying their lithology, geochemistry, physical-mechanical characteristics as well as the problems of determination and precisising of their origin and depositing conditions are brought. The main tasks confronting the investigators of friable deposits are outlined.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамян Г. С. К вопросу о верхнеплиоценовом оледенении в Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1966, т. 19, № 1—2, с. 159—162.
2. Айрапетян Т. А. Новые данные о фауне плейстоцена Армении.— Докл. АН АрмССР, 1976, т. LIXII, № 5, с. 295—300.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Изд. Айпетрат, 1958. 430 с.
4. Асланян А. Т., Саядян Ю. В. Организационное совещание по вопросу дальнейшего изучения четвертичного периода Закавказья.— Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1969, № 5, с. 97—98.
5. Бойнагрян В. Р. О подводных валах в береговой зоне озера Севан.— Учен. зап. ЕГУ, Естеств. науки, 1977, № 1, с. 108—114.
6. Бойнагрян В. Р. Гранулометрия морен северного склона массива Арагац. Учен. зап. ЕГУ, Естеств. науки, 1979, № 3, с. 135—143.
7. Бойнагрян В. Р. Особенности строения и свойств рыхлых накоплений северного склона массива Арагац.— Учен. зап. ЕГУ, Естеств. науки, 1980, № 3, с. 122—130.
8. Габриелян А. А., Думитрашко Н. В. История развития рельефа. В кн.: Геология Армянской ССР, т. I, Геоморфология. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962, с. 473—501.
9. Гричук В. П., Айрапетян Т. А. Разрез плейстоценовых континентальных отложений Гамзачиманской котловины.— Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1976, № 6, с. 31—39.
10. Давтян А. Р. К вопросу о верхнеплиоценовых ледниковых отложениях Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1969, № 3, с. 59—61.
11. Затенацкая Н. П. Состав и физико-механические свойства нижнечетвертичных озерных глин Армении.— Тр. I Всесоюз. конф. по инж. геол., Тбилиси: Изд. АН ГрузССР, 1976, т. I, с. 416—421.

12. Кожевников А. В., Милановский Е. Е., Саядян Ю. В. Очерк стратиграфии антропогена Кавказа. Ереван—Л.: Изд. АН АрмССР. 1977. 90 с.
13. Лукашев В. К., Пашалы Н. В., Саядян Ю. В., Церетели Д. В. Геохимические особенности плейстоценовых глин Закавказья.—В кн.: Геология четверт. периода. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1977, с. 43—49.
14. Руководство по изучению новейших отложений. Сопряженный анализ. М.: Изд. МГУ, 1976. 310 с.
15. Саядян Ю. В. К литологии и истории развития антропогеновых озерных и озерно-речных отложений Ширакской котловины.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1967, т. 20, № 1—2, с. 127—135.
16. Саядян Ю. В. Галечные образования апшеронского века предгорий Ширакского хребта.—В кн.: Новейш. тект., новейш. отл. и человек. М.: Изд. МГУ, 1969, сб. 1, с. 98—104.
17. Саядян Ю. В. Плейстоцен.—В кн.: Геология АрмССР, т. 5, Литология. Ереван: Изд. АН АрмССР. 1974, с. 392—406.

Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле, XXXVIII, № 6, 19—24, 1985.

УДК:910.25:629.78

А. Б. БАГДАСАРЯН, Т. А. ТРИФОНОВА

ДЕШИФРИРОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ ВЫСОТНЫХ ПОЯСОВ ПО СИНТЕЗИРОВАННЫМ КОСМИЧЕСКИМ СНИМКАМ

Синтезированные космические снимки дают возможность дешифрировать высотные природные пояса. В процессе дешифрирования в качестве индикатора были приняты некоторые компоненты ландшафта: рельеф, почвенный и растительный покров. Так как съемка была проведена в конце ноября, то очень четко выявляется граница субальпийского пояса, полностью находящегося под снежным покровом. Дешифрируются горно-лесной, нагорно-степной, сухой горно-степной, полупустынный, пустынный пояса. Космоснимки хорошо передают конфигурацию контуров, их соотношения и детальность.

В последнее время во многих странах мира, а также в Советском Союзе широкое распространение при исследовании природных объектов получают дистанционные методы. Высокая информативность материалов аэрокосмической съемки, большая степень генерализации, оперативность получения информации позволяют на качественно новом уровне всесторонне и глубоко характеризовать природный объект, определить динамику его развития, осуществлять экологическое прогнозирование. Существенный эффект дают дистанционные методы в деле охраны природы и мониторинга среды.

С появлением материалов космической съемки дальнейшее развитие получили космические методы ландшафтных исследований, изучения почвенно-растительного покрова [1, 2, 6 и др.]. Однако, дистанционные методы для изучения почв, растительности, ландшафтов в целом в условиях горных стран используются еще недостаточно широко. Часто они носят эпизодический, несистематический характер.

В отделе географии ИГН АН АрмССР были проведены исследования по дешифрированию ландшафтных поясов, почвенного и растительного покрова территории Армянской ССР по синтезированным космическим снимкам, полученным с ЕРТС «Ландсат».

При спектральной съемке цветное изображение получается на снимке в произвольных цветах, что позволяет лучше воспринимать цветовые контрасты и повышает качество дешифрирования. Такой метод интерпретации весьма эффективен, так как применим для дешифрирования большинства объектов [5].

Результаты дешифрирования почв и растительности по многозональным космическим снимкам изложены в ряде работ [1, 4, 7 и др.], где указывается на перспективность этого метода и целесообразность его дальнейшего развития.

12. Кожевников А. В., Милановский Е. Е., Саядян Ю. В. Очерк стратиграфии антропогена Кавказа. Ереван—Л.: Изд. АН АрмССР. 1977. 90 с.
13. Лукашев В. К., Пашалы Н. В., Саядян Ю. В., Церетели Д. В. Геохимические особенности плейстоценовых глин Закавказья.—В кн.: Геология четверт. периода. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1977, с. 43—49.
14. Руководство по изучению новейших отложений. Сопряженный анализ. М.: Изд. МГУ, 1976. 310 с.
15. Саядян Ю. В. К литологии и истории развития антропогеновых озерных и озерно-речных отложений Ширакской котловины.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1967, т. 20, № 1—2, с. 127—135.
16. Саядян Ю. В. Галечные образования апшеронского века предгорий Ширакского хребта.—В кн.: Новейш. тект., новейш. отл. и человек. М.: Изд. МГУ, 1969, сб. 1, с. 98—104.
17. Саядян Ю. В. Плейстоцен.—В кн.: Геология АрмССР, т. 5, Литология. Ереван: Изд. АН АрмССР. 1974, с. 392—406.

Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле, XXXVIII, № 6, 19—24, 1985.

УДК:910.25:629.78

А. Б. БАГДАСАРЯН, Т. А. ТРИФОНОВА

ДЕШИФРИРОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ ВЫСОТНЫХ ПОЯСОВ ПО СИНТЕЗИРОВАННЫМ КОСМИЧЕСКИМ СНИМКАМ

Синтезированные космические снимки дают возможность дешифрировать высотные природные пояса. В процессе дешифрирования в качестве индикатора были приняты некоторые компоненты ландшафта: рельеф, почвенный и растительный покров. Так как съемка была проведена в конце ноября, то очень четко выявляется граница субальпийского пояса, полностью находящегося под снежным покровом. Дешифрируются горно-лесной, нагорно-степной, сухой горно-степной, полупустынный, пустынный пояса. Космоснимки хорошо передают конфигурацию контуров, их соотношения и детальность.

В последнее время во многих странах мира, а также в Советском Союзе широкое распространение при исследовании природных объектов получают дистанционные методы. Высокая информативность материалов аэрокосмической съемки, большая степень генерализации, оперативность получения информации позволяют на качественно новом уровне всесторонне и глубоко характеризовать природный объект, определить динамику его развития, осуществлять экологическое прогнозирование. Существенный эффект дают дистанционные методы в деле охраны природы и мониторинга среды.

С появлением материалов космической съемки дальнейшее развитие получили космические методы ландшафтных исследований, изучения почвенно-растительного покрова [1, 2, 6 и др.]. Однако, дистанционные методы для изучения почв, растительности, ландшафтов в целом в условиях горных стран используются еще недостаточно широко. Часто они носят эпизодический, несистематический характер.

В отделе географии ИГН АН АрмССР были проведены исследования по дешифрированию ландшафтных поясов, почвенного и растительного покрова территории Армянской ССР по синтезированным космическим снимкам, полученным с ЕРТС «Ландсат».

При спектральной съемке цветное изображение получается на снимке в произвольных цветах, что позволяет лучше воспринимать цветовые контрасты и повышает качество дешифрирования. Такой метод интерпретации весьма эффективен, так как применим для дешифрирования большинства объектов [5].

Результаты дешифрирования почв и растительности по многозональным космическим снимкам изложены в ряде работ [1, 4, 7 и др.], где указывается на перспективность этого метода и целесообразность его дальнейшего развития.

Внедрение дистанционной съемки явилось существенным скачком в методике изучения ландшафтов, т. к. фотографии, полученные с летательных аппаратов (аэро- и космические), являются прямым изображением природно-территориальных комплексов различных уровней с набором только им присущих признаков. Генерализация изображаемого образа возрастает пропорционально масштабу съемки.

При использовании ландшафтного метода дешифрирования крупномасштабных фотоизображений (аэроснимков) индикационным признаком могут выступать один-два компонента ландшафта—почвы, растительность или комплексно почвенно-растительный покров, рельеф, гидрография и др.

Космические снимки представляют собой генерализацию отображения природной ситуации более высоких порядков [9]. Следовательно, усложняется структура и самого индикационного признака: он становится многокомпонентным и по существу учитывает внутренние связи того или иного ранга ландшафта. К таким природно-территориальным комплексам, обособляющимся в различные фотообразы на космических снимках, можно отнести и природные пояса.

Наиболее информативными для дешифрирования высотных ландшафтов оказались цветные синтезированные снимки. Аэрофотоизображения для этих целей не дают достаточной генерализации вследствие крупномасштабности. На черно-белых космических снимках нет необходимой контрастности в изображении границ природно-территориальных комплексов. Индикатором при дешифрировании синтезированных снимков явился компонентный комплекс: растительность, почвы, рельеф, гипсометрия, антропогенный фактор.

Дешифрирование синтезированных космических снимков проводилось на территорию юго-западной части Армянской ССР (Арагатский физико-географический район), включающую практически все высотные природные пояса. Следует отметить, что границы фотоизображения высотных ландшафтных поясов на синтезированных космических снимках вполне удовлетворительно совпадают с таковыми, выделенными на карте высотных природных поясов Армянской ССР и Закавказья (Атлас Армянской ССР, 1961). Съемка была выполнена в конце ноября. Дешифрирование проводилось по прямым признакам.

Нивальный, альпийский и субальпийский пояса. Космическая съемка была проведена в ноябре, когда территории, расположенные на высоте свыше 2200 м н. у. м., были покрыты снегом, поэтому их фотоизображение маркируется белым цветом. Южные, юго-западные и юго-восточные границы субальпийского пояса массива Арагац, Памбакского и Цахкуняцкого хребтов, Гегамского нагорья практически соответствуют принятым границам этого пояса. Северные границы несколько смещены, что объясняется орографическими и климатическими условиями. Границы ясные, четкие.

Дешифрирование горных ландшафтов со снежным покровом имеет важное значение, т. к., во-первых, позволяет в конкретный промежуток времени судить о границах распространения снега, а вместе с тем и о состоянии почвенно-растительного покрова, фазах вегетации растительности и т. д. Кроме того, это позволяет точно дифференцировать вулканические массивы и горные хребты по специфической структуре (рисунку) фотоизображения. Так, границы фотоизображения вулканических нагорий (массив Арагац, Гегамское нагорье) имеют плавные очертания, в то время как горным хребтам присущ перистый, изрезанный характер границ.

Горно-лесной природный пояс достаточно достоверно дешифрируется на цветных синтезированных космических снимках. Почвенный

покров представлен здесь горными лесными коричневыми выщелоченными и карбонатными почвами.

Тон фотоизображения—сочетание желтоватого цвета с красновато-бурым и темно-коричневым. В составе растительности преобладают лиственные породы (дуб, бук, граб), имеющие более светлые тона на снимке, хвойные породы—более темного цвета. Рисунок фотоизображения—перистый. Рисунок отображает горный рельеф, склоны хребтов, местами обрывистые, сильно изрезанные ущельевидными долинами и оврагами, с гребневыми формами водоразделов. Часто лесная растительность преобладает на склонах одноименных экспозиций, в то время как противоположные склоны могут быть практически безлесые. Частично и это обуславливает чередование на снимке темных и светлых продолговатых контуров и создает перистую структуру фотоизображения.

Нагорно-степной высотный природный пояс расположен преимущественно на высоте 1600—2000 м н. у. м. и характеризуется выровненными формами рельефа.

Здесь преобладают среднегорные лавовые четвертичные плато и озерные равнины (Раздано-Котайкское плато, Кармрашенское плато, прибрежные равнины озера Севан), а также бугристо-грядовые лавовые покровы. Указанный пояс хорошо дешифрируется по темному красновато-бурому тону фотоизображения и неясно выраженной скрытопятнистой структуре, что обусловлено особенностями рельефа и сельскохозяйственного использования. К данному поясу приурочены в основном горные черноземы, развивающиеся под степной злаковой и разнотравно-злаковой растительностью.

Интересно отметить специфический рисунок фотоизображений территорий с распространением чингилов—каменных россыпей, образованных вследствие морозного выветривания. На более крупномасштабных космических снимках отчетливо виден мозаичный рисунок, создаваемый мелкозернистым изображением чингилов и почв между ними, как правило, распаханых под кормовые травы. Снимки дают возможность точно выделять чингиловые контуры. Черноземы этого пояса используются как высокопроизводительные сельскохозяйственные угодья—пашни, сенокосы. На цветном фотоизображении осенней съемки свежеперепаханные поля выделяются более темным, почти черным тоном.

Сухой горно-степной пояс занимает высоты 1200—1600 м н. у. м. Рельеф представлен волнистыми наклонными плато с развитой линейной эрозией в виде овражно-балочных систем и расчлененными склонами (нижние части склонов вулканических массивов). Во время таяния снега и весенних паводков здесь происходит большой снос пролювия, часты сели. Здесь преобладают почвы каштанового типа, развивающиеся под степной растительностью. Указанный пояс дешифрируется по светло-желтому тону. Тон фотоизображения обусловлен сильной каменистостью, смытостью почв, зачастую отсутствием растительности. Рисунок фотоизображения полосчатый. Почвы подвержены довольно интенсивной эрозии, что и нашло отражение в структуре фотоизображения на космических снимках. В сельском хозяйстве из-за отсутствия орошения и неблагоприятных физических свойств используется пока около половины площади каштановых почв.

Полупустынный высотный природный пояс ограничен преимущественно высотами 900—1200 м н. у. м. Рельеф территории довольно спокойный, волнисто-бугристый, холмистый, слабо расчленен долинами рек и оврагами. Дешифрируется по голубоватому, светло-желтому тону и мелкопятнистой структуре фотоизображения. Характер пятнистости сложный: светло-желтые пятна чередуются с желтовато-голубыми, гра-

ницы их проникающие, неясно выраженные. Здесь господствуют в основном горные бурые почвы в комплексе с засоленными почвами под полынной полупустынной растительностью. Граница фотонизображения между сухим горно-степным и полупустынным поясами нечеткая, постепенная.

Пустынный пояс расположен на высотах до 900—1000 м н. у. м. и представлен в основном территорией Араратской равнины, занимающей дно Араратской котловины. Равнина сложена мощными антропогенными, аллювиально-пролювиальными и озерно-речными отложениями, переслаиваемыми лавовыми покровами. Рельеф волнистый, местами плоский, густо изрезанный старыми руслами рек и каналами, встречаются холмы и шлаковые конусы высотой 10—80 м. На синтезированном цветном космическом снимке интегральный тон фотонизображения лиловый и складывается из красновато-бурого, голубого, белого и темного тонов; структура изображения мозаичная и аморфно-пятнистая.

Почвы пустынного пояса представлены в основном староорошаемыми, лугово-старорошаемыми почвами, интенсивно используемыми в сельском хозяйстве (виноградники, сады, бобовые) и отображаются на космических снимках мелкой мозаикой красновато-бурого и темного тонов. Хорошо дешифрируются солончаки и солонцы-солончаки по голубовато-белому тону и аморфно-мелкопятнистой структуре. Болотно-луговые почвы в комплексе с засоленными почвами дешифрируются по зеленовато-светло-голубому тону.

Араратская равнина является ярким примером антропогенно-измененного культурного ландшафта, столетиями возделываемого и в значительной степени улучшенного современной хозяйственной деятельностью человека. Аридные климатические условия, слабый поверхностный сток, характер подстилающих пород, широкое распространение карбонатов, образующихся в результате выветривания базальтов и андезитов-базальтов, предопределили интенсивное развитие засоленных почв. На космическом снимке хорошо просматривается долина правобережья р. Аракс, где почвы не используются интенсивно и не мелиорируются. Светлый тон, скрытопятнистый рисунок фотонизображения свидетельствуют об интенсивно развитом процессе соленакопления и засоления почв. Космическое изображение хорошо передает границу распространения пустынного пояса.

Исследования показывают, что синтезированные космические снимки дают богатую информацию геоморфологического характера. Так, выделяются участки с различной степенью выраженности экзогенных процессов, в частности, эрозии. Хорошо дешифрируются аллювиально-пролювиальные голоценовые отложения, изображающиеся контурами красного цвета. К ним относятся конусы выносов рек Касак, Раздан, Веди, аллювиальные отложения Араратской равнины. На черно-белых космических снимках такие отложения достоверно не дешифрируются. Присутствие озерно-ледниковых верхнечетвертичных отложений дешифрируется по сочетанию красно-черных контуров.

По синтезированным снимкам дешифрируются аридно-денудационные формы рельефа, в частности, бедленды, распространенные в низкогорьях и предгорьях в условиях семиаридного полупустынного климата [3]. Наличие густой овражной сети, отсутствие растительного покрова отражаются на снимках в виде прямолинейного или лабиринтообразного рисунка фотонизображения светлого, почти белого тона.

Таким образом, использование синтезированных снимков для дешифрирования высотных природных поясов, почвенно-растительного покрова для территории юго-западной части Армянской ССР является эффективным даже на уровне качественно-визуальной оценки. Косми-

ческие снимки точнее передают конфигурацию контуров, их соотношение и детальность при сохранении природного рисунка. Появляется возможность идентифицировать температурный режим почвенно-растительного покрова природных зон, а также некоторые климатические особенности (например, распространение снежного покрова). Космические снимки позволяют осуществлять сельскохозяйственную оценку территорий.

Дешифрирование почвенно-растительного покрова по синтезированным космическим снимкам можно считать первоначальным основным этапом, за которым следует дальнейшее, более детальное дешифрирование по космическим снимкам, полученным в различных зонах спектра и по аэрофотоснимкам.

Институт геологических наук
АН Арм. ССР

Поступила 17.IX.1984.

Ա. Բ. ԲԱԴԴԱՍԱՐՅԱՆ, Տ. Ա. ՏՐԻՖՈՆՈՎԱ

ԲՆԱԿԱՆ ԲԱՐՁՈՒՆՔԱՅԻՆ ԳՈՏԻՆԵՐԻ ՎԵՐԾԱՆՈՒՄԸ ՀԱՄԱԴՐՎԱԾ
ՏԻԵԶԵՐԱԿԱՆ ԼՈՒՍԱՆԿԱՐՆԵՐԻ ՄԻՋՈՑՈՎ

Ա մ փ ո փ ու մ

Համադրված տիեզերական լուսանկարները հնարավորություն են ընձեռում բնական բարձունքային գոտիների վերծանման համար: Վերծանման ընթացքում որպես ցուցիչներ են ընդունվել լանդշաֆտի որոշ բաղադրիչներ՝ ռելիեֆը, հողածածկույթը և բուսածածկույթը: Քանի որ հանույթը կատարվել է նոյեմբերի վերջին, ապա ցայտուն բացահայտվում է ձյունածածկույթի տակ գտնվող ենթալպյան գոտու սահմանը: Վերծանվում են լեռնանտառային, լեռնա-տափաստանային, շոր լեռնա-տափաստանային, կիսաանապատային և անապատային գոտիները: Տիեզերական լուսանկարները պարզորոշ կերպով արտացոլում են ուրվագծերի ընդհանուր տեսքը, նրանց փոխհարաբերությունները և մանրամասնությունները:

A. B. BAGHDASARIAN, T. A. TRIFONOVA

DECIPHERING OF THE NATURAL ALTITUDINAL ZONES BY
MEANS OF SYNTHESIZED SPACE IMAGERY

A b s t r a c t

The synthesized space imagery afford an opportunity to decipher the natural altitudinal zones. During deciphering some landscape components have been used as indicators like relief, mantle of soil and vegetative cover. Since the surveying was carried out at the end of November the boundary of subalpine zone is clearly revealed being indicated by the snow cover. Mountain-forest, upland-steppe, dry mountain-steppe, semidesert and desert zones are deciphered. The space imagery gives a clear picture of the outline configurations, their correlations and detailedness.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андроникова В. Л. Аэрокосмические методы изучения почв. М.: Колос, 1979. 279 с.
2. Виноградов Б. В. Космические методы изучения природной среды. М.: Мысль, 1976. 286 с.
3. Геология Армянской ССР. Том I, Геоморфология. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962. 586 с.
4. Гришин С. Н. Некоторые результаты визуального дешифрирования растительно-почвенного покрова на многозональных аэроснимках. В сб.: Изучение и картографирование сельскохозяйственных земель дистанционными методами. Вып. 18. М.: ГИЗР, 1977, с. 97—101.
5. Космические съемки и тематическое картографирование. М.: Изд. МГУ, 1979, 232 с.
6. Кравцова В. И. Космическое картографирование. М.: Изд-во МГУ, 1977. 168 с.
7. Николаев В. А., Ивашутина Л. И., Копыл И. В. Агрорландшафтные исследования межгорных впадин с помощью материалов многозональной космической съемки. Тез. докл. Всес. симпозиум «Горные геосистемы внутриконтинентальных пустынь». Алма-Ата, 1982. с. 32—34.
8. Почвы Армянской ССР. Ереван: Айастан, 1976. 383 с.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 6, 24—31, 1985.

УДК: 631.6.02:631.459 + 63:551.577.21] (479.25)

Г. П. МКРТЧЯН

АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ И ЭРОЗИЯ ПОЧВ В АРМЯНСКОЙ ССР

Рассматриваются некоторые эрозионные предпосылки атмосферных осадков, а на основе вычисленных коэффициентов эрозионности дождей теплого периода года сделана попытка эрозионно-климатического районирования территории республики.

Борьба с эрозией почв является одной из важнейших народно-хозяйственных и природоохранных задач, для успешного решения которой необходимо всестороннее изучение природных закономерностей проявления эрозионных процессов, степень опасности и интенсивность которых во многом определяются климатическими условиями, в частности, атмосферными осадками, а точнее, среднегодовой суммой, характером внутригодового распределения, составом и интенсивностью выпадаемых осадков.

Территория Армянской ССР (площадь 29,8 тыс. км²) является среди закавказских союзных республик наиболее расчлененной (0,82 км/км²) и высоко расположенной (средняя высота территории над уровнем моря 1890 м), с амплитудой высот более 3,6 км, в условиях которой эрозионно-климатические факторы подвергаются высотной поясности, характеризуясь большой пестротой территориального распределения.

I. Среднегодовая сумма атмосферных осадков в пределах АрмССР колеблется от 200 до 1200 мм, составляя в среднем 615 мм, причем 38% занимаемой территории ежегодно получает менее 500 мм осадков и лишь на 1/7 часть общей площади республики выпадает более 700 мм осадков в среднем за год [2]. Среднегодовая сумма осадков с высотой закономерно возрастает, но это происходит лишь до известной высоты и с постепенным уменьшением вертикальных градиентов, которое объясняется понижением температуры и уменьшением влагосодержания в воздухе. К примеру, если в сравнительно увлажненных частях республики (Лори-Памбак, Агстев-Тавуш, Зангезур) среднегодовая сумма осадков возрастает до высоты 2500 м, с вертикальным градиентом 20—5 мм на 100 м, то в более засушливых областях республики сумма среднегодовых осадков возрастает примерно до высоты 3000 м, с вертикальным градиентом 25—5 мм.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андроникова В. Л. Аэрокосмические методы изучения почв. М.: Колос, 1979. 279 с.
2. Виноградов Б. В. Космические методы изучения природной среды. М.: Мысль, 1976. 286 с.
3. Геология Армянской ССР. Том I, Геоморфология. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962. 586 с.
4. Гришин С. Н. Некоторые результаты визуального дешифрирования растительно-почвенного покрова на многозональных аэроснимках. В сб.: Изучение и картографирование сельскохозяйственных земель дистанционными методами. Вып. 18. М.: ГИЗР, 1977, с. 97—101.
5. Космические съемки и тематическое картографирование. М.: Изд. МГУ, 1979, 232 с.
6. Кравцова В. И. Космическое картографирование. М.: Изд-во МГУ, 1977. 168 с.
7. Николаев В. А., Ивашутина Л. И., Копыл И. В. Агрolandшафтные исследования межгорных впадин с помощью материалов многозональной космической съемки. Тез. докл. Всес. симпозиум «Горные геосистемы внутриконтинентальных пустынь». Алма-Ата, 1982. с. 32—34.
8. Почвы Армянской ССР. Ереван: Айастан, 1976. 383 с.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 6, 24—31, 1985.

УДК:631.6.02:631.459 + 63:551.577.21] (479.25)

Г. П. МКРТЧЯН

АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ И ЭРОЗИЯ ПОЧВ В АРМЯНСКОЙ ССР

Рассматриваются некоторые эрозионные предпосылки атмосферных осадков, а на основе вычисленных коэффициентов эрозионности дождей теплого периода года сделана попытка эрозионно-климатического районирования территории республики.

Борьба с эрозией почв является одной из важнейших народно-хозяйственных и природоохранных задач, для успешного решения которой необходимо всестороннее изучение природных закономерностей проявления эрозионных процессов, степень опасности и интенсивность которых во многом определяются климатическими условиями, в частности, атмосферными осадками, а точнее, среднегодовой суммой, характером внутригодового распределения, составом и интенсивностью выпадаемых осадков.

Территория Армянской ССР (площадь 29,8 тыс. км²) является среди закавказских союзных республик наиболее расчлененной (0,82 км/км²) и высоко расположенной (средняя высота территории над уровнем моря 1890 м), с амплитудой высот более 3,6 км, в условиях которой эрозионно-климатические факторы подвергаются высотной поясности, характеризуясь большой пестротой территориального распределения.

I. Среднегодовая сумма атмосферных осадков в пределах АрмССР колеблется от 200 до 1200 мм, составляя в среднем 615 мм, причем 38% занимаемой территории ежегодно получает менее 500 мм осадков и лишь на 1/7 часть общей площади республики выпадает более 700 мм осадков в среднем за год [2]. Среднегодовая сумма осадков с высотой закономерно возрастает, но это происходит лишь до известной высоты и с постепенным уменьшением вертикальных градиентов, которое объясняется понижением температуры и уменьшением влагосодержания в воздухе. К примеру, если в сравнительно увлажненных частях республики (Лори-Памбак, Агстев-Тавуш, Зангезур) среднегодовая сумма осадков возрастает до высоты 2500 м, с вертикальным градиентом 20—5 мм на 100 м, то в более засушливых областях республики сумма среднегодовых осадков возрастает примерно до высоты 3000 м, с вертикальным градиентом 25—5 мм.

Кроме того, влажные районы Армянской ССР характеризуются меньшей величиной коэффициента вариации среднегодовой суммы осадков (0,2—0,3), чем внутренние, сухо-континентальные районы (0,4—0,5), а если к сказанному добавить, что коэффициент аридности (K_a) от влажных районов к засушливым районам республики возрастает в пределах от 30 до 55, то станет ясной причина столь больших разниц эрозионно-климатических условий.

Ежегодно в республике в виде осадков выпадает более чем 18 куб. км влаги, которая, однако, не отличается высокой продуктивностью, так как объем среднегодового поверхностного стока составляет примерно 7,1 куб. км, со средневзвешенным коэффициентом стока 0,39 и с суммарной долей тало-дождевых вод в среднегодовом питании рек до 54% [3]. Поступающая влага в территориальном отношении распределена неравномерно, более 1/3 части которой формируется в бассейне р. Куры в пределах АрмССР (26% общей площади республики).

II. Внутригодовое распределение осадков в Армянской ССР характеризуется одним максимумом (апрель-июнь) и одним минимумом, последний из которых приходится на июль-октябрь месяцы—во внутренних районах и на декабрь-февраль месяцы—во внешней области, более неравномерное распределение осадков в которой является своеобразным стимулом эродированности, так как именно эти районы, занимающие примерно 43% общей площади республики (без площади оз. Севан), являются наиболее эродированными в Армянской ССР, где формируется более 50% среднегодового суммарного твердого стока гидрографической сети [3].

В относительно эрозионно-спокойный период года (ноябрь-март) на большей части территории АрмССР выпадает в среднем менее 25% годовых осадков, а в период весенне-летних ливней и непродолжительного снеготаяния (апрель-июль) выпадает более 50% годовых осадков (рис. 1). А в целом же, во влажных периферийных районах республики по сравнению с внутренними, слабо-увлажненными районами, на одних и тех же высотах за март-июнь и за июль-октябрь месяцы выпадает соответственно на 80—120 мм и 100—150 мм осадков больше, а за ноябрь-февраль месяцы—меньше на 20—40 мм осадков [1], и то преимущественно в смешанном виде.

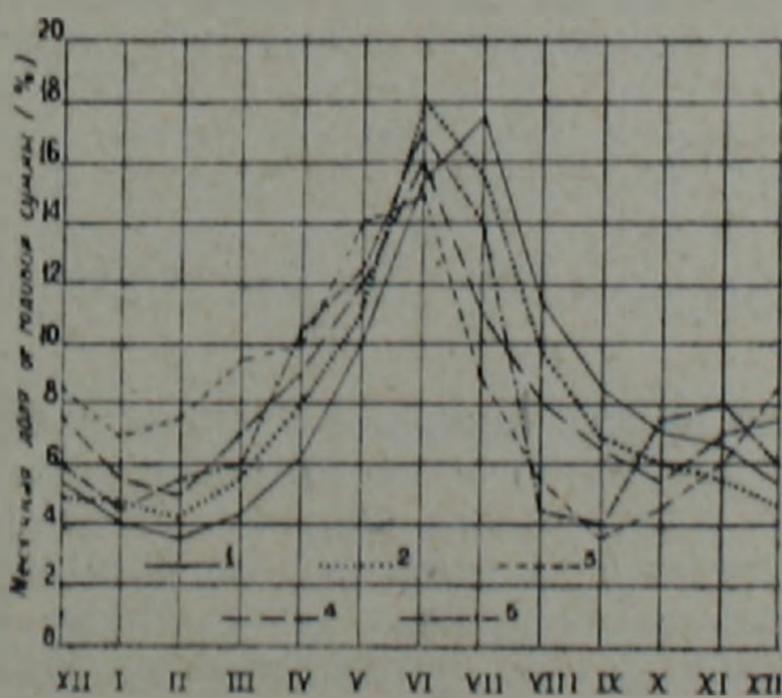


Рис. 1. Внутригодовое распределение осадков по отдельным физико-географическим районам АрмССР. 1—Лори-Памбак и Агстев-Тавуш, 2—Ширак и Апаран-Раздан, 3—Араратская котловина и Вайк, 4—Севанский бассейн, 5—Зангезур.

III. Состав осадков в эрозионном отношении может быть играет не столь значительную роль, но именно он определяет тот или иной характер проявления эрозии почв (ливневый, нивальный, поверхностный, струйчатый и т. д.). В пределах Армянской ССР среднегодовая сумма твердых осадков с высотой увеличивается от 20 до 550 мм, составляя от 10 до 50% среднегодовых осадков, и во многом определяет характер снегонакопления и продолжительность снеготаяния, эрозионная опасность которых проявляется регулярно, в определенный период года и при отсутствии или незначимости противоэрозионного действия растительности. Районы, где в течение холодного и морозоустойчивого периода года господствуют восточные, сухие воздушные массы, большая часть твердых осадков сопровождается морозящими дождями или частыми оттепелями (северо-восток, Араратская котловина), характеризуясь при этом наименьшими вертикальными градиентами увеличения среднегодовой суммы снежных осадков—5—10 мм и высоты снежного покрова—3—6 см на 100 м [10], тогда как районы с господством западных влажных воздушных масс в течение холодного периода года (Ширак, Севанский бассейн, Лори-Памбак, Зангезур) характеризуются заснеженностью, повседневностью и продолжительностью выпадения твердых осадков, с вертикальным градиентом увеличения годовой суммы от 10 до 20 мм, а также мощностью снежного покрова—с вертикальным градиентом возрастания высоты от 7 до 12 см, или же в переводе на слой воды—от 15 до 25 мм, имеющего высокий коэффициент талого стока—0,5—0,7.

IV. Интенсивность осадков, являющаяся функцией от физических характеристик дождевых капель (масса, размер, скорость падения и т. д.), при проявлении процессов водной эрозии почв играет как бы направляющую роль, так как основное действие дождевых капель заключается в разбрызгивании и в отделении почвенных частиц, а также в уплотнении подстилающих слоев почвенного покрова, и характеризуются в десятки, сотни раз большей кинетической энергией, чем проточные воды, основная часть которых имеет временный характер и короткие каналы стока.

Для расчета и оценки эрозионности осадков были рассчитаны эрозионные индексы (ЭИ) дождей непрерывного выпадения со слоем 10 мм и более, основываясь на данных многолетних метеорологических наблюдений [5—7] и руководствуясь эмпирическими формулами [8]:

$$\text{ЭИ}_{30} = \frac{\text{КЭ} \cdot \text{И}_{30}}{100};$$

$$\text{ЭИ}_{30} = \frac{2,5841 \cdot \text{Р} \cdot \text{И}_{30} - 1,4921}{10},$$

где ЭИ_{30} —эрозионный индекс дождя, КЭ—кинетическая энергия дождя, И_{30} —максимальная 30-минутная интенсивность дождя (мм/мин), которая определяется для каждого дождя в отдельности, по наибольшему слою воды, выпавшей за непрерывный 30-минутный промежуток времени, Р—слой выпавшего дождя (мм). Полученные показатели ЭИ_{30} -ов за год суммируются по метеостанциям, образуя годовой эрозионный индекс (ЭИ_r), а сумма последних, деленная на число лет наблюдений, образует средний многолетний индекс ливней (R).

В Армянской ССР среднегодовое число выпадения дождей со слоем 10 мм и более колеблется от 2—4 (Араратская котловина) до 9—12 (почти вся оставшаяся часть республики) случаев, составляя в среднем для всей территории до 6 случаев в год, с наибольшей вероятностью

выпадания в мае—июле месяцах (более 60% общего числа) и с наибольшей частотой выпадания в пределах высот 1100—1600 м (более половины общего числа), составляющего примерно 20% территории республики и представляющего дно котловин с низким расположением кучево-дождевых облаков в течение дня.

Характерной особенностью предгорных и среднегорных районов является еще и то, что здесь период выпадания интенсивных и продолжительных дождей значительно растянут (март—ноябрь), а число выпадания ливневых дождей (со средней интенсивностью более 0,5 мм/мин) составляет от 1 до 3 случаев в год, в то время как в высокогорных, менее эродированных участках период выпадания вероятных дождей со слоем 10 мм и более довольно ограничен (июнь—август), а среднегодовая вероятность выпадания ливней меньше 20%.

В сильно эродированных районах Армянской ССР часто выпадают непрерывные дожди со слоем 20, 30 мм и более, со среднегодовыми вероятностями выпадания соответственно 100—300% и 30—60%, а в слабо эродированных, предгорных и привершинных равнинных участках вышеупомянутые показатели составляют соответственно 25—30% и 5—10% [5]. Более того, эрозионно-опасные дожди в среднегорных замкнутых котловинах, как правило, непродолжительны (2—4,5 часа), сравнительно интенсивны (0,1—0,07 мм/мин), значительно эрозийны (максимальные $ЭИ_{30}$ составляют от 9—8 до 6—5) и селеопасны ($И_{н30}$ колеблется в пределах 1,2—0,5 мм/мин), а выше среднегорного пояса дожди имеют продолжительный (6—10 час), слабо-интенсивный (0,05—0,03 мм/мин), менее эрозийный ($ЭИ_{30}$ колеблется от 3—2 до 1—0,9) и обложный характер ($И_{н30}$ колеблется от 0,4 до 0,2 мм/мин).

С целью получения более точных показателей, при расчете R и $ЭИ_r$, были использованы и те дожди, которые бракуются, т. е. для которых определяются только общий слой выпавшей воды и продолжительность дождя. Для этого была составлена номограмма вычисления $ЭИ_{30}$ -ов по слою и продолжительности дождей (рис. 2).

Добавим также, что большая часть выпадаемых эрозионно-опасных дождей (примерно 65—70% от общего числа) характеризуется наибольшей 30-минутной интенсивностью—в начальной стадии выпадания и с величиной $И_{н30}$ от 0,2 до 1,2 мм/мин, тогда как дожди с наибольшими 30-минутными интенсивностями в середине или в конце выпадания имеют менее значительные показатели $И_{н30}$ —соответственно 0,1—0,5 мм/мин и 0,05—0,3 мм/мин, хотя именно они определяют весь ход эрозионных процессов, так как известно, что эрозия почв под действием дождевых капель, при наличии некоторого слоя воды протекает гораздо интенсивнее, ведь при этом увеличивается коэффициент поверхностного стока, а, следовательно, и кинетическая энергия временных водоструек.

Расчетные данные по определению эрозийности осадков (табл. 1) свидетельствуют, что существуют определенные различия между отдельными районами и высотными поясами Армянской ССР, которые были сгруппированы по следующим областям (рис. 3):

1. Область высокой эрозийности осадков. В нее входят те участки внешней области, которые расположены в пределах высот 1100—1600 м, где средний многолетний эрозионный индекс дождей (R) колеблется от 10 до 15, частота числа выпадания ливневых дождей доходит до 4 случаев в год, а модуль естественной эрозии составляет 80—120 т/км². Данная область кроме того является наиболее расчлененной (3—4 км/км²) и селеопасной в Армянской ССР [4,9], уровень эродированности которой усиливается в связи с геолого-геоморфологическими особенностями подстилающей поверхности, представленной

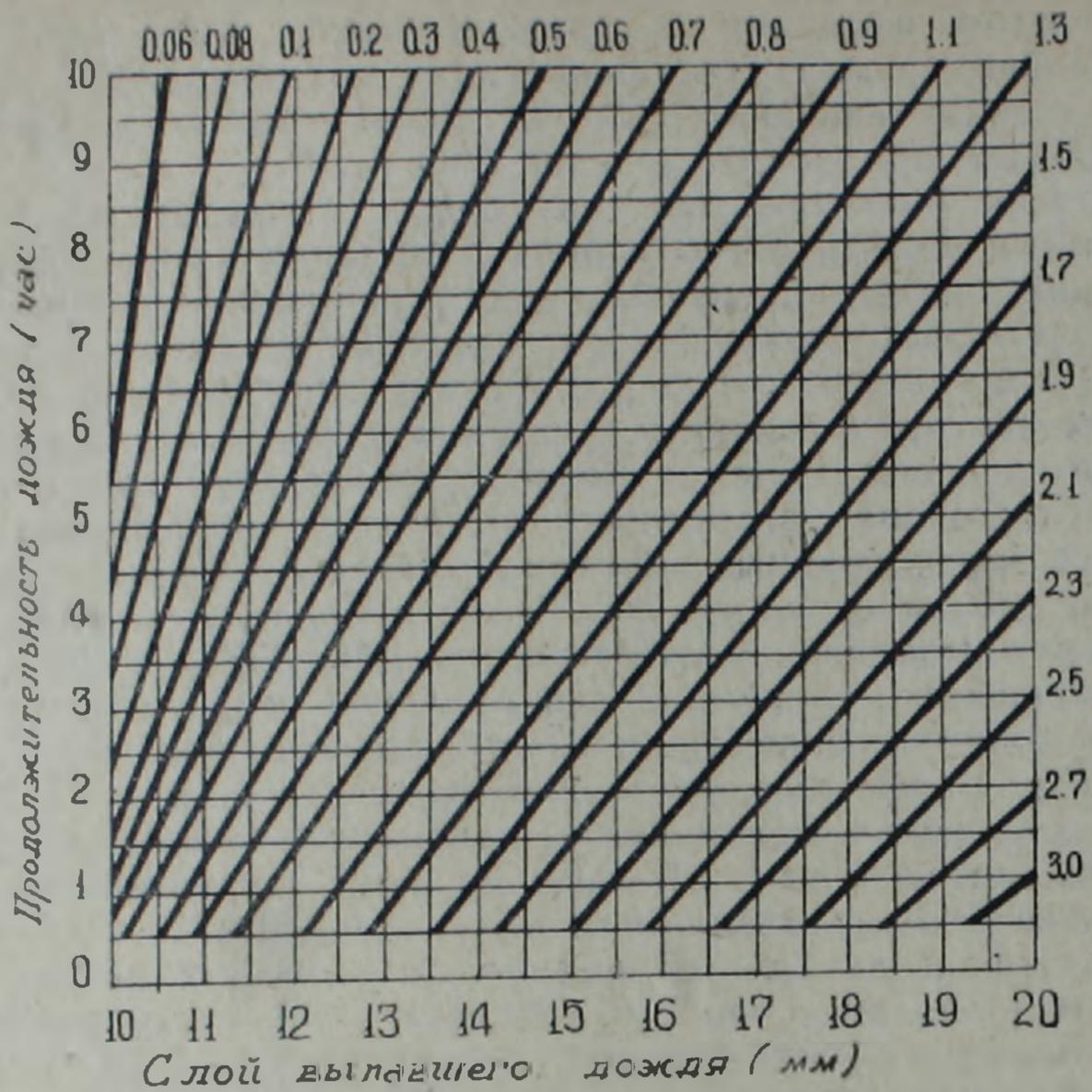


Рис. 2. Номограмма для вычисления EI_{30} по слою и продолжительности дождей теплого периода года.



Рис. 3. Схематическая карта районирования АрмССР по эрозийности дождей.

Некоторые характеристики эрозионности

№	Станция	Высота (м)	Дожди с непрерывным выпадением и со слоем 10 мм и более				Ин ₃₀		ЭИ ₃₀		K
			число случаев год	средний слой (мм)	ср. про- должит. (мин)	ср. ин- тенсивн. (мм/мин)	ср.	макс.	ср.	макс.	
I. Агстев-Тавуш											
1	Иджеван	732	6,3	15,8	370	0,04	0,22	0,81	0,7	5,3	4,4
2	Дилижан	1256	11,2	16,7	260	0,06	0,26	0,85	1,0	6,4	11,2
3	Семёновка	2104	10,1	15,6	190	0,08	0,20	0,80	0,7	5,6	6,6
II. Лори-Памбак											
4	Кировакан	1350	11,4	18,2	240	0,08	0,37	0,98	1,6	7,4	18,2
5	Степанаван	1397	11,6	17,3	100	0,17	0,31	0,92	1,2	6,8	13,9
6	Калинино	1507	11,3	16,4	270	0,06	0,25	1,00	0,9	8,2	10,1
7	Лермонтово	1798	11,0	16,0	310	0,05	0,21	0,52	0,7	3,2	7,9
III. Ширак											
8	Ленинакан	1556	5,8	18,4	220	0,08	0,37	1,10	1,6	11,5	9,3
9	Джаджур	1798	7,6	15,0	200	0,07	0,27	0,74	0,9	5,7	6,8
10	Амасия	1876	8,8	11,5	260	0,04	0,24	0,83	0,6	5,4	5,3
11	Шурабад	2006	9,4	17,1	140	0,12	0,32	0,64	1,3	3,2	12,2
IV. Апаран-Раздан											
12	Раздан	1766	8,1	13,5	260	0,05	0,27	1,00	0,8	9,0	6,5
13	Апаран	1891	6,8	18,7	240	0,08	0,30	0,97	1,3	8,8	8,8
V. Севанский бассейн											
14	Красносельск	1851	6,4	14,5	290	0,05	0,24	0,68	0,7	4,2	4,5
15	Севан	1936	5,2	15,6	320	0,05	0,24	0,71	0,8	4,8	4,2
16	Мартуни	1943	4,6	14,2	320	0,04	0,21	0,67	0,8	3,8	3,7
17	Камо	1961	4,8	13,8	310	0,04	0,22	0,96	0,6	5,8	2,9
VI. Араратская котловина											
18	Октемберян	860	2,6	15,8	240	0,07	0,35	0,66	1,3	3,8	3,4
19	Ереван, ГМО	1113	4,2	17,0	320	0,05	0,26	0,72	1,0	5,2	4,2
20	Гарни	1422	5,5	15,1	270	0,06	0,22	0,56	0,7	4,0	3,8
21	Кошабулах	1967	5,8	18,6	300	0,06	0,27	0,99	1,1	11,2	6,4
22	Арагац, в/г	3229	5,5	15,5	300	0,05	0,19	0,41	0,6	2,5	3,3
VII. Зангезур											
23	Кафан	705	10,4	17,2	380	0,05	0,26	0,96	1,0	7,2	10,4
24	Горис	1398	12,1	20,4	450	0,05	0,24	1,04	1,1	7,7	13,1
25	Сисиан	1614	5,0	14,2	250	0,06	0,18	0,51	0,5	2,9	2,5
26	Базарчай	2031	6,6	16,7	300	0,06	0,24	1,10	0,9	8,4	5,9

в основном вулканогенно-осадочными породами: порфиритами, туфо-конгломератами, мергелями, известняками и т. д.

2. Область средней эрозионности осадков. В нее входят те участки Ширакского, Лори-Памбакского, Агстев-Тавушского, Зангезурского, Вайкского, Апаран-Разданского районов и Севанского бассейна, которые расположены в поясе высот 1600—2200 м, а также предгорные и низкогорные участки влажных районов республики. Средний многолетний эрозионный индекс дождей колеблется от 5 до 10, частота

выпадания ливней меньше 2 случаев в год, модуль естественной эрозии составляет 40—60 т/км², а овражно-балочная сеть по густоте значительно уступает предыдущей области—1—1,5 км/км². Резкое ослабление интенсивности проявления эрозии почв объясняется густо развитым лесным покровом и оптимальностью гидротермических условий (коэффициент ГТК больше 1,0).

3. Область низкой эрозийности осадков. В нее входят высокогорные участки, расположенные выше 2200 м, а также предгорные и низкогорные участки Ширакского, Вайкского районов и Араратской котловины. Здесь, в наиболее засушливых и сухоконтинентальных районах республики средний многолетний индекс дождей (R) составляет менее 2—3, а в более морозоустойчивых районах он доходит до 5. Модуль естественной эрозии составляет от 5 до 20 т/км², а степень расчлененности территории колеблется от 0,1 до 0,8 км/км², так как большая часть водотоков имеет временный, маловодный характер.

В заключение хотелось бы отметить, что эрозия почв является одним из многофакторных и трудно предсказуемых явлений природы и выделив из той совокупности физико-географических факторов, под совместным действием которых проявляется эрозия почв, атмосферные осадки, мы старались в нескольких общих чертах показать насколько эрозионно-опасны и какова потенциальная эродлируемость атмосферных осадков разных районов и высотных поясов Армянской ССР.

При рассмотрении атмосферных осадков в качестве действующей силы почворазрушения, по мере возможности старались избежать обсуждения природных факторов проявления эрозии почв, имеющих не климатический характер, сосредотачивая основное внимание на интенсивности выпадания осадков, на фоне которой была составлена схематическая карта районирования Армянской ССР по эрозийности дождей теплого периода года.

Ереванский государственный университет.

Поступила 13.VI. 1985.

Գ. Պ. ՄԿԵՐՉՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՄԹՆՈՂՈՐՏԱՅԻՆ ՏԵՂՈՒՄՆԵՐԸ ԵՎ ՀՈՂԵՐԻ ՈՂՈՂԱՄԱՇՈՒՄԸ
Ա մ փ ո փ ու մ

Քնարկվում են մթնոլորտային տեղումների առաջացրած ողողամաշման մի քանի նախադրյալներ, ինչպես նաև տարվա տաք շրջանի անձրևների ողողամաշման հաշվարկված գործակիցների հիման վրա փորձ է արվում հանրասլետոլոգիայի բնատարածքի ողողամաշման-կլիմայական շրջանցում կատարել:

G. P. MKERTCHIAN

ATMOSPHERIC PRECIPITATION AND SOIL EROSION IN THE ARMENIAN SSR

A b s t r a c t

Some erosion preconditions for atmospheric precipitation are considered and on the basis of calculated erosion coefficients of the annual warm periods rainfalls an attempt is made to district the Armenian SSR territory into erosional-climatic regions.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александрян Г. А. Атмосферные осадки в Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1971. 190 с.
2. Багдасарян А. Б. Климат Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1958. 150 с.
3. Габриелян Г. К. Речная эрозия в Армянской ССР (на арм. яз.). Ереван: Изд. ЕрГУ, 1973. 175 с.
4. Гидрография Армянской ССР (на арм. яз.). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981. 178 с.
5. Метеорологические данные за отдельные годы, вып. 16, «Ливневые дожди и суточные количества осадков за 1936—59 гг.» Л.: Гидрометеониздат, 1962. 506 с.
6. Справочник по климату СССР, вып. 16, ч. IV, «Влажность воздуха, осадки и снежный покров». Л.: Гидрометеониздат, 1969. 194 с.
7. Справочник по климату СССР, вып. 16, ч. II «Атмосферные осадки». Тбилиси: 1973. 529 с.
8. Тарабрин Н. П., Докудовская О. Г. Методика расчета эрозионного индекса дождей. В кн.: Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях (тезисы докладов). М.: Изд. МГУ, 1981. с. 78—79.
9. Хмаладзе Г. Н. Взвешенные наносы рек Армянской ССР. Л.: Гидрометеониздат, 1964. 246 с.
10. Шагинян М. В. Основные закономерности формирования элементов стока рек Армянской ССР и методы их прогнозирования. Л.: Гидрометеониздат, 1981. 176 с.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 6, 31—39. 1985.

УДК: 550.34(479.25)

Н. К. КАРАПЕТЯН

СЕЙСМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ

Рассматривается сейсмическая взаимосвязь десяти отдельных регионов, на которые разделена вся исследуемая территория Армянского нагорья. Проводится сравнительный анализ сейсмичности этих регионов: количества происшедших землетрясений в разные периоды наблюдений, суммарной энергии, выделенной при землетрясениях силой 5 и более баллов, высвобожденной условной деформации и т. д. Исследуются сейсмические условия всей рассматриваемой территории Армянского нагорья в целом.

Исследуемая территория занимает площадь 320 тыс. кв. км. Она ограничена с юга 38° северной широты, а с запада 39° восточной долготы. Северной, северо-восточной и восточной частями исследуемой территории являются соответственно Аджаро-Триалетский хребет, Малый Кавказ и Талыш (рис. 1). Эта территория охватывает в основном Армянское нагорье и известна очень сильными землетрясениями как в прошлом, так и в настоящее время. Получено распределение по магнитуде сильных землетрясений (5 баллов и выше), происшедших на исследуемой территории в период с 550 г. до н. э. по 1980 г. (табл. 1). Как следует из этой таблицы, из общего числа 1158 землетрясений 802 являлись основными толчками, а 356—афтершоками. При этом 144 основных землетрясений имели магнитуду от 5 до 6, 42 землетрясения—магнитуду от 6 до 8, а остальные 616 землетрясений имели магнитуду меньше 5.

За период с 550 г. до н. э. по 1900 г. произошло 237 землетрясений (из них 13 являлись афтершоками), за период 1901—1930 гг.—231 землетрясение (из них 64 афтершоки), а основная масса, 690 землетрясений (из них 279 афтершоки) произошли за последние пятьдесят лет (с 1931 по 1980 гг.). Максимальное количество землетрясений прои-

ЛИТЕРАТУРА

1. Александрян Г. А. Атмосферные осадки в Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1971. 190 с.
2. Багдасарян А. Б. Климат Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1958. 150 с.
3. Габриелян Г. К. Речная эрозия в Армянской ССР (на арм. яз.). Ереван: Изд. ЕрГУ, 1973. 175 с.
4. Гидрография Армянской ССР (на арм. яз.). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981. 178 с.
5. Метеорологические данные за отдельные годы, вып. 16, «Ливневые дожди и суточные количества осадков за 1936—59 гг.» Л.: Гидрометеониздат, 1962. 506 с.
6. Справочник по климату СССР, вып. 16, ч. IV, «Влажность воздуха, осадки и снежный покров». Л.: Гидрометеониздат, 1969. 194 с.
7. Справочник по климату СССР, вып. 16, ч. II «Атмосферные осадки». Тбилиси: 1973. 529 с.
8. Тарабрин Н. П., Докудовская О. Г. Методика расчета эрозионного индекса дождей. В кн.: Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях (тезисы докладов). М.: Изд. МГУ, 1981. с. 78—79.
9. Хмаладзе Г. Н. Взвешенные наносы рек Армянской ССР. Л.: Гидрометеониздат, 1964. 246 с.
10. Шагинян М. В. Основные закономерности формирования элементов стока рек Армянской ССР и методы их прогнозирования. Л.: Гидрометеониздат, 1981. 176 с.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 6, 31—39. 1985.

УДК: 550.34(479.25)

Н. К. КАРАПЕТЯН

СЕЙСМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ

Рассматривается сейсмическая взаимосвязь десяти отдельных регионов, на которые разделена вся исследуемая территория Армянского нагорья. Проводится сравнительный анализ сейсмичности этих регионов: количества происшедших землетрясений в разные периоды наблюдений, суммарной энергии, выделенной при землетрясениях силой 5 и более баллов, высвобожденной условной деформации и т. д. Исследуются сейсмические условия всей рассматриваемой территории Армянского нагорья в целом.

Исследуемая территория занимает площадь 320 тыс. кв. км. Она ограничена с юга 38° северной широты, а с запада 39° восточной долготы. Северной, северо-восточной и восточной частями исследуемой территории являются соответственно Аджаро-Триалетский хребет, Малый Кавказ и Талыш (рис. 1). Эта территория охватывает в основном Армянское нагорье и известна очень сильными землетрясениями как в прошлом, так и в настоящее время. Получено распределение по магнитуде сильных землетрясений (5 баллов и выше), происшедших на исследуемой территории в период с 550 г. до н. э. по 1980 г. (табл. 1). Как следует из этой таблицы, из общего числа 1158 землетрясений 802 являлись основными толчками, а 356—афтершоками. При этом 144 основных землетрясений имели магнитуду от 5 до 6, 42 землетрясения—магнитуду от 6 до 8, а остальные 616 землетрясений имели магнитуду меньше 5.

За период с 550 г. до н. э. по 1900 г. произошло 237 землетрясений (из них 13 являлись афтершоками), за период 1901—1930 гг.—231 землетрясение (из них 64 афтершоки), а основная масса, 690 землетрясений (из них 279 афтершоки) произошли за последние пятьдесят лет (с 1931 по 1980 гг.). Максимальное количество землетрясений прои-

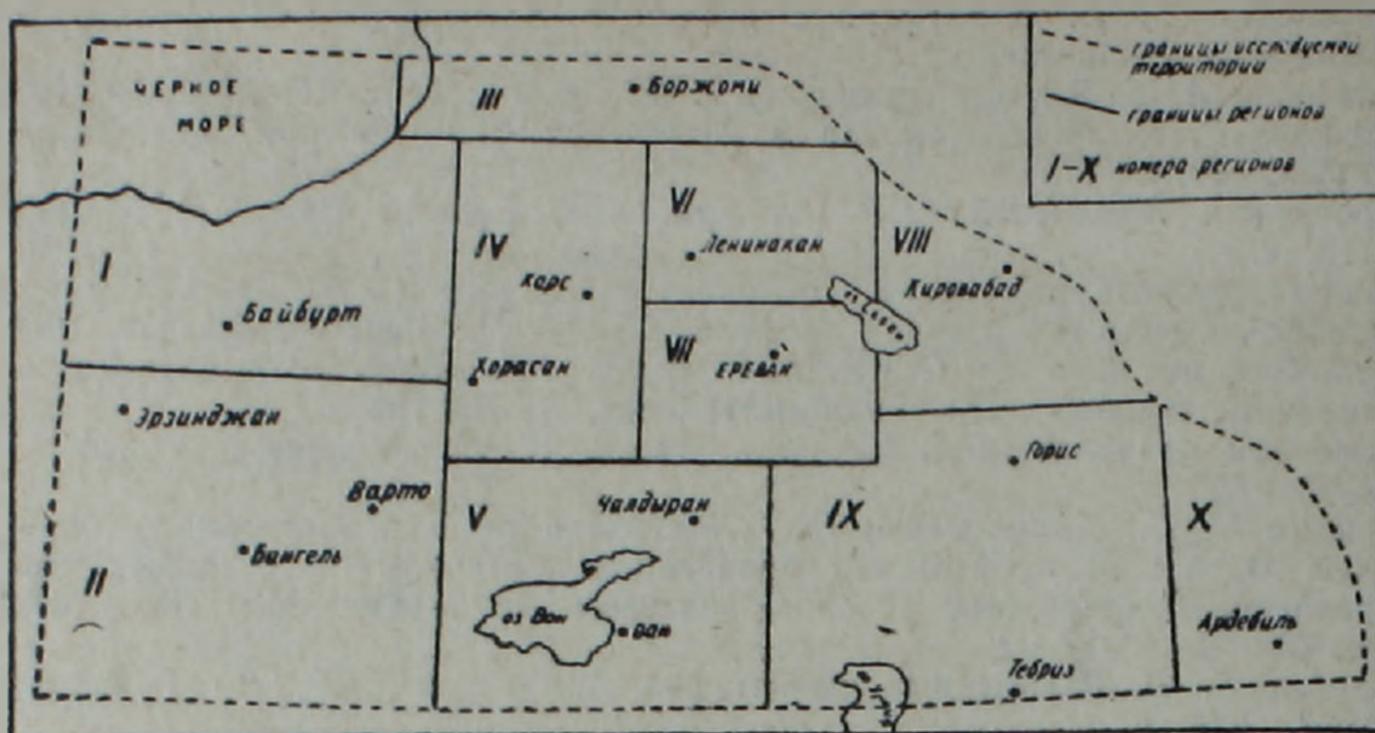


Рис. 1. Схема расположения регионов: I. Черноморско-Байбуртский, II—Эрзинджан-Бингёльский, III—Аджаро-Триалетский, IV—Ардахан-Карс-Хорасанский, V—Ванский, VI—Ленинаканский, VII—Ереванский, VIII—Варденис-Кировабадский, IX—Зангезурский, X—Талышский.

Таблица 1
Распределение землетрясений Армянского нагорья по магнитуде

Магнитуда землетрясений			3 ¹ / ₄	3 ¹ / ₂	3 ³ / ₄	4	4 ¹ / ₄	4 ¹ / ₂	4 ³ / ₄	5	5 ¹ / ₄	5 ¹ / ₂	5 ³ / ₄	6	6 ¹ / ₄	6 ¹ / ₂	6 ³ / ₄	7	7 ¹ / ₄	8	Всего
	о	а																			
За 550 г. до н.э.—1900 г.	о	—	1	5	28	36	36	30	19	24	22	2	8	8	2	1	2	—	—	—	224
	а	—	—	1	2	—	2	1	6	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	13
За 1901—1930 гг.	о	—	13	44	23	40	11	16	2	8	2	3	2	—	2	—	1	—	—	167	
	а	—	3	10	27	6	3	4	3	4	1	2	—	1	—	—	—	—	—	64	
За 1931—1980 г.	о	—	9	33	125	48	96	38	25	12	8	4	5	2	1	3	1	—	—	411	
	а	2	3	10	104	42	55	27	24	7	2	—	2	1	—	—	—	—	—	279	
За 550 гг. до н. э.—1980 г.	о	—	10	51	197	107	172	79	60	38	38	8	16	12	3	6	3	1	1	802	
	а	2	6	21	133	48	60	32	33	12	3	2	2	2	—	—	—	—	—	356	
Всего		2	16	72	330	155	232	111	93	50	41	10	18	14	3	6	3	1	1	1158	

0* —основные толчки, а—афтершоки (или форшоки).

зошло в 1940 г. и в 1968—1970 гг. Периоды большой сейсмической активности имели место через каждые 4—7 лет. Начиная с 1958 г., количество землетрясений на исследуемой территории значительно увеличилось.

Проведено сопоставление количества землетрясений, происшедших в отдельных регионах Армянского нагорья за все время, с 550 г. до н. э. по 1980 г. и за периоды до 1900 г., с 1901 по 1930 гг., с 1931 по 1980 гг. Наибольшее количество землетрясений за все время произошло в Эрзинджан-Бингёльском регионе, затем в Ленинаканском, Ванском, Зангезурском регионах, а наименьшее количество землетрясений—в Талышском и Черноморско-Байбуртском регионах.

Распределение количества землетрясений по отдельным регионам за указанные периоды неодинаковое. Так, до 1900 г., наибольшее количество землетрясений произошло в Эрзинджан-Бингёльском, затем в Зангезурском регионах. В Аджаро-Триалетском, Ардахан-Карс-Хорасанском и Ванском регионах произошло примерно одинаковое количество землетрясений.

В период с 1901 по 1930 гг. наибольшее количество землетрясений произошло в Ленинанканском, затем в Аджаро-Триалетском регионе. В период с 1931 по 1980 гг. произошла активизация сейсмичности (по количеству землетрясений) всей исследуемой территории. При этом наиболее сейсмоактивными были Эрзинджан-Бингёльский, затем Ленинанканский, Ванский, Ардахан-Карс-Хорасанский и Зангезурский регионы. В этот период, как и в остальные периоды, наименее сейсмоактивными на исследуемой территории были Галышский, Черноморско-Байбуртский и Кировабадский регионы.

Согласно нашим подсчетам, на всей исследуемой территории Армянского нагорья при землетрясениях силой 5 и более баллов за время с 550 г. до н. э. по 1980 г. выделилось всего $1351646,3 \cdot 10^{11}$ Дж энергии. При этом 21,1% этой энергии, т. е. $285653,3 \cdot 10^{11}$ Дж выдели-

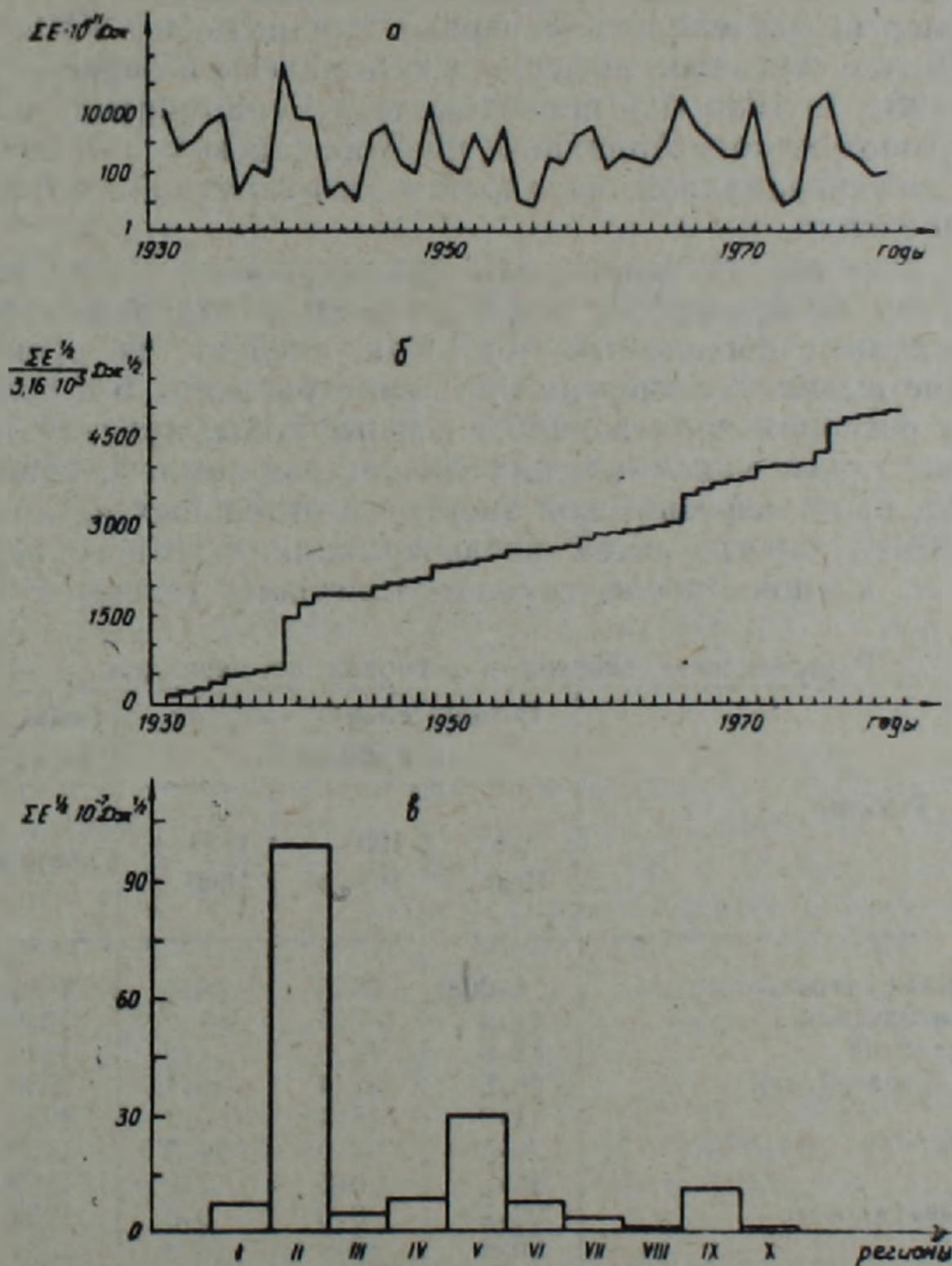


Рис. 2. Характеристики землетрясений Армянского нагорья за период с 1931 по 1980 гг.: а—график изменения суммарной годовой величины сейсмической энергии во времени, б—график высвобождения упругой деформации по годам, в—график высвобождения суммарной упругой деформации по регионам.

лось за время с 550 г. до н. э. по 1900 г., 15,2% ($205674 \cdot 10^{11}$ Дж) — за 1901—1930 гг. и 63,7% ($860319 \cdot 10^{11}$ Дж) — за 1931—1980 гг.

Таким образом, за последние пятьдесят лет на территории Армянского нагорья в целом наблюдается значительное увеличение выделенной сейсмической энергии.

Распределение этой энергии по годам в течение пятидесяти лет (с 1931 по 1980 гг.) дано на рис. 2а. На графике, приведенном на этом рисунке, через каждые 5 ± 2 года имеются пики сейсмической энергии, величиной $E > 4000 \cdot 10^{11}$ Дж. Эти пики имели место в 1931, 1935, 1939, 1946, 1949, 1954, 1960, 1966, 1971 и 1976 гг. Следовательно, следующего максимального пика сейсмической энергии на исследуемой территории следовало ожидать в 1981 ± 2 года. Действительно, в районе Эрзурума произошло одно из крупнейших землетрясений Армянского нагорья в XX столетии.

Однако не во всех регионах наибольшее выделение сейсмической энергии происходило в период с 1931 по 1980 гг. Так, в Аджаро-Триалетском, Ереванском, Варденис-Кировабадском и Талышском регионах, как следует из таблицы 2, основное количество сейсмической энергии (более 70% от всей энергии, выделившейся в данном регионе) имело место до 1900 г., а в Ленинанканском и Зангезурском регионах более 50% всей энергии выделилось в первые тридцать лет XX столетия (с 1901 по 1930 гг.). Активное выделение сейсмической энергии за пятьдесят лет (с 1931 по 1980 гг.) происходило в Черноморско-Байбуртском, Эрзинджан-Бингёльском, Ардахан-Карс-Хорасанском и Ванском регионах, т. е. в северо-западной, западной и юго-западной областях исследуемой территории.

В табл. 2 приведены также годы максимального выделения сейсмической энергии и количества землетрясений в отдельных регионах в течение последних пятидесяти лет. Как следует из этой таблицы, максимальное выделение энергии при землетрясениях 5 и более баллов в отдельных регионах происходило в разные годы, причем эти годы не соответствуют годам максимального количества землетрясений. Максимальные выделения сейсмической энергии в отдельных регионах происходили в 1931—1940 гг., затем после тринадцатилетнего перерыва — в 1954—1962 гг. и снова после тринадцатилетнего перерыва — в 1976 г.

Таблица 2

Распределение энергии в регионах по периодам

Регион	Относительная энергия в процентах			Годы максимумов за 1931—1980 гг.	
	до 1900 г.	1901— 1930 гг.	1931— 1980 гг.	энергии	кол-во земле- трясений
Черноморско-Байбуртский	0,008	31,5	68,5	1954	1969
Эрзинджан-Бингёльский	12,4	5,9	81,7	1939	1960
Аджаро-Триалетский	75,8	13,0	11,2	1940	—
Ардахан-Карс-Хорасанский	26,5	33,4	40,1	1935	1940
Ванский	11,9	18,4	69,7	1976	1978
Ленинанканский	26,5	51,0	22,5	1959	1958
Ереванский	96,7	0,5	2,8	1962	—
Варденис-Кировабадский	98,5	0,9	0,6	1954	1931
Зангезурский	25,4	63,8	10,8	1931	1975, 1980
Талышский	70,8	27,7	1,5	1931	1970

В отдельных регионах за все рассматриваемое время выделилось неодинаковое количество энергии при землетрясениях силой 5 и более баллов. Наибольшее количество сейсмической энергии (75% от всего

количества энергии, выделенной на всей исследуемой территории Армянского нагорья) выдвинулось в Эрзинджан-Бингёльском регионе, затем в Зангезурском (11% всей энергии) и Ванском регионах (6% всей энергии). В Ленинанканском, Черноморско-Байбуртском, Варденис-Кировабадском, Ардахан-Карс-Хорасанском, Талышском, Ереванском и Аджаро-Триалетском регионах выдвинулось сейсмической энергии по 0,5—2% от всей энергии.

Однако, десять сейсмоактивных регионов, на которые нами разделена вся территория Армянского нагорья, имеют различную площадь и величину периода наблюдений до 1900 г. С целью сравнения отдельных регионов по величине выделившейся энергии в разные периоды времени, нами были вычислены значения средней плотности сейсмической энергии, выделившейся на площади в 1000 кв. км в течение одного года. В таком определении средняя плотность энергии, при предположении о равномерном распределении этой энергии в пространстве и во времени, в какой-то мере может служить энергетической характеристикой региона. Полученные величины сведены в табл. 3. Как следует из этой таблицы, до 1900 г. наиболее сейсмоактивным (по величине средней плотности сейсмической энергии) являлся Аджаро-Триалетский регион, а наименее сейсмоактивным—Черноморско-Байбуртский регион. В период с 1901 по 1930 гг. наиболее сейсмоактивным был Зангезурский регион, а наименее активным—Варденис-Кировабадский. И, наконец, в период с 1901 по 1980 гг. наиболее сейсмоактивным был Эрзинджан-Бингёльский регион, а наименее сейсмоактивным—опять таки Варденис-Кировабадский. При этом, величина средней плотности энергии для двух соседних регионов в одних случаях примерно одинаковая (так, например, для Варденис-Кировабадского и Ереванского регионов за периоды по 1900 г., с 1901 по 1930 гг. и за все время наблюдений), а в других случаях сильно отличается (так, например, средняя плотность энергии для Аджаро-Триалетского региона за период по 1900 г. почти в 2000 раз больше, чем для соседнего Черноморско-Байбуртского региона, а средняя плотность энергии для Эрзинджан-Бингёльского региона за этот же период времени в 1000 раз больше, чем для соседнего Черноморско-Байбуртского региона).

Средняя плотность сейсмической энергии, взятая за все время, имеет наибольшее значение— $1246 \cdot 10^9$ Дж/1000 кв. км. год для Эрзинджан-Бингёльского, а затем для Аджаро-Триалетского (367 Дж/1000 кв. км, год), Ванского (268 Дж/1000 кв. км, год) и Зангезурского (349 Дж/1000 кв. км, год) регионов,

Согласно данным табл. 3, средняя плотность сейсмической энергии имела наибольшие значения в Аджаро-Триалетском, Ардахан-Карс-Хорасанском, Ленинанканском, Зангезурском и Талышском регионах в период 1901—1930 гг.; в Варденис-Кировабадском регионе—до 1900 г., а в Черноморско-Байбуртском, Эрзинджан-Бингёльском, Ванском и Ереванском регионах—в 1931—1980 гг. Следовательно, четыре последних региона в настоящее время являются наиболее сейсмоактивными в смысле выделения сейсмической энергии.

Характеристика высвобождения условной деформации на всей территории Армянского нагорья при землетрясениях силой 5 и более баллов за пятидесятилетний период (с 1931 по 1980 гг.) дана на рис. 2б. Как следует из графика, приведенного на этом рисунке, максимальное высвобождение условной деформации на исследуемой территории произошло в 1939 г., затем в 1966 и 1976 гг.

На рис. 2в даны суммарные за пятьдесят лет (с 1931 по 1980 гг.) величины условной деформации в отдельных регионах. Согласно этому рисунку, наибольшая величина суммарной деформации наблюдалась в Эрзинджан-Бингёльском регионе ($9907 \cdot 10^5$ Дж^{1/2}), а наименьшая—з

Варденис-Кировабадском регионе ($132 \cdot 10^5 \text{ Дж}^{1/2}$). Следовательно, в Эрзинджан-Бингёльском регионе за 50 лет высвободилось в 75 раз больше условной деформации, чем в Варденис-Кировабадском регионе.

В южной части исследуемой территории, где расположены Эрзинджан-Бингёльский, Ванский и Зангезурский регионы, в направлении с запада на восток наблюдается уменьшение высвобожденной условной деформации в двух соседних регионах примерно в 3 раза.

Таблица 3

Средняя плотность энергии в Армянском нагорье и в его регионах

Регион	Площадь региона кв. км.	Средняя плотность энергии землетрясений $10^{-9} \text{ Дж}/1000 \text{ кв. км, год}$			
		по 1900 г.	1901—1930 гг.	1931—1980 гг.	за все время
Вся территория Армянского нагорья	320000	36	2142	5377	167
Черноморско-Байбуртский	55400	0,16	242	315	253
Эрзинджан-Бингёльский	59630	164	3372	28055	1246
Аджаро-Триалетский	15440	314	1122	581	367
Ардахан-Карс-Хорасанский	28630	24	899	647	82
Ванский	37000	35	1447	3292	268
Ленинаканский	17190	17	924	245	58
Ереванский	17270	75	34	105	75
Варденис-Кировабадский	18560	75	33	12	72
Зангезурский	51880	66	6650	678	249
Талышский	19000	105	1384	44	137

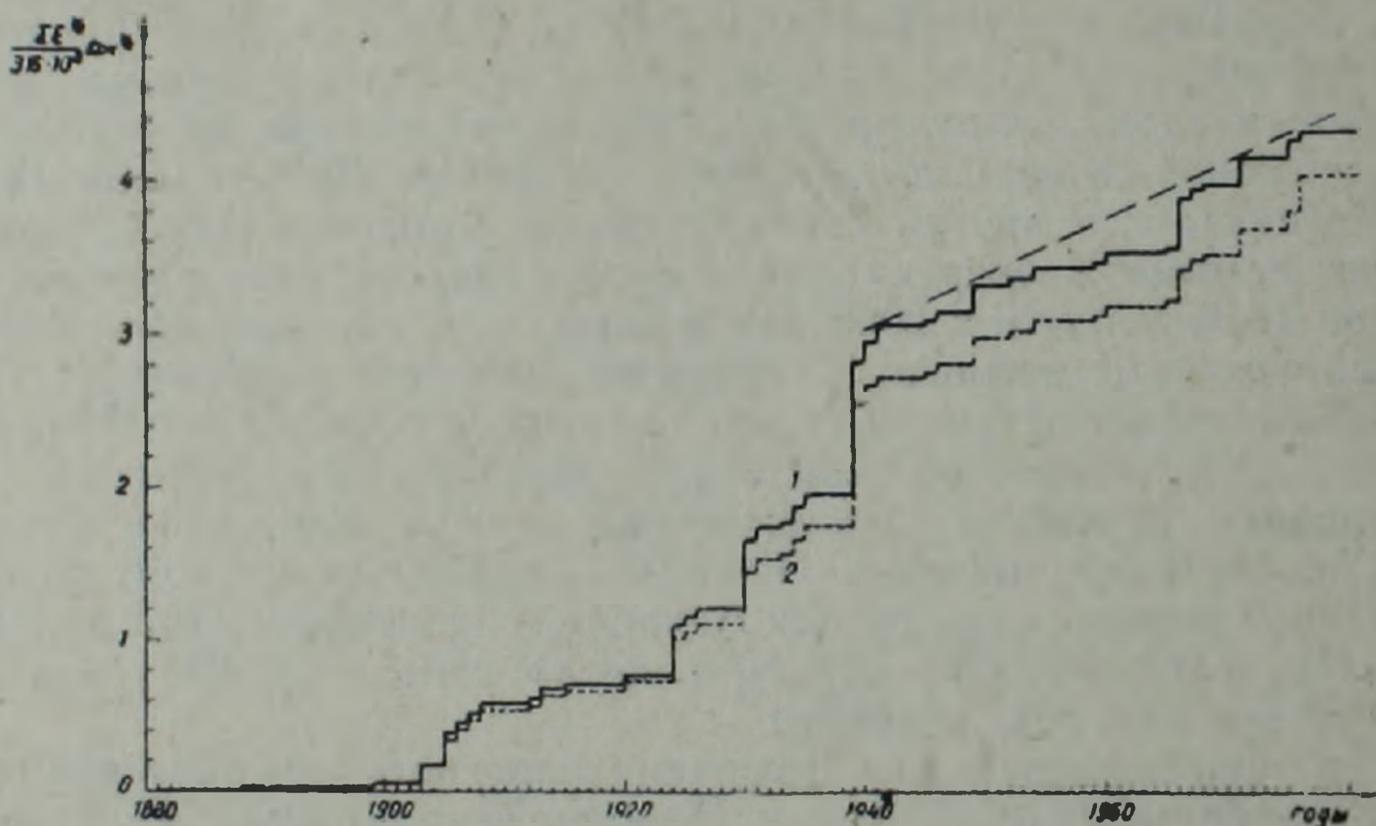


Рис. 3. Характеристика высвобождения упругих деформаций на территории Армянского нагорья в течение 100 лет, при землетрясениях с $M \geq 5\frac{1}{2}$: 1—афтершоки не исключены, 2—афтершоки исключены.

На рис. 3 представлен процесс годичного высвобождения условной деформации на всей территории Армянского нагорья при разрушительных землетрясениях с магнитудой $M \geq 5\frac{1}{2}$ в течение ста лет (с 1881 по 1980 гг.). Этот график высвобождения условной деформации при землетрясениях с $M \geq 5\frac{1}{2}$ нами построен для двух случаев: 1) условная деформация вычислялась как для основных толчков, так и для афтершоков с $M \geq 5\frac{1}{2}$ (сплошная линия 1 на рис. 3), 2) при определении условной деформации афтершоки исключались, т. е. условная деформация вычислялась только для основных землетрясений (пунктирная линия 2 на рис. 3). Как следует из графика, приведенного на рис. 3, с 1881 по 1902 гг. на территории Армянского нагорья происходило весьма незначительное высвобождение деформаций. Начиная с 1903 г.,

имеет место осязаемое высвобождение деформаций, которое в значительных количествах происходит не непрерывно, а в отдельные годы (1903, 1905, 1924, 1930, 1939 гг.). При этом величина высвобожденной деформации все время увеличивалась и в 1939 г. достигла своего максимума. После 1939 г. процесс накопления деформации (верхняя пунктирная прямая на рис. 3) происходит с постоянной скоростью, равной $112,6 \cdot 10^5 \text{ Дж}^{1/2}/\text{год}$.

Всего за 100 лет (с 1881 по 1980 гг.) в Армянском нагорье при землетрясениях с магнитудой $M \geq 5\frac{1}{2}$ вместе с афтершоками, имеющими интенсивность в тех же пределах, высвободилось $14204,7 \cdot 10^5 \text{ Дж}^{1/2}$ (без афтершоков— $12655,9 \cdot 10^5 \text{ Дж}^{1/2}$) условной деформации. При этом $5231,5 \cdot 10^5 \text{ Дж}^{1/2}$ (без афтершоков $4557,1 \cdot 10^5 \text{ Дж}^{1/2}$) условной деформации высвободилось за первые пятьдесят лет (с 1881 по 1930 гг.), а $8973,2 \cdot 10^5 \text{ Дж}^{1/2}$ (без афтершоков— $8098,8 \cdot 10^5 \text{ Дж}^{1/2}$)—за последние пятьдесят лет (с 1931 по 1980 гг.). Следовательно, 63,2% всей деформации (при исключении афтершоков—64,0%) высвободилось за последние пятьдесят лет.

Нами исследована зависимость магнитудной степени $\Delta M = M - M_1$ между сильными землетрясениями Армянского нагорья (5 баллов и более) и их наиболее крупными афтершоками от интенсивности землетрясения. За все рассматриваемое время (с 550 г. до н. э. по 1980 г.) на исследуемой территории произошло 57 землетрясений, для которых известны афтершоки силой 5 и более баллов. Данные этих землетрясений нанесены на график зависимости магнитудной степени ΔM от магнитуды землетрясений M . По этим данным получена корреляционная зависимость между ΔM и M в виде:

$$M - M_1 = 0,26 M - 0,56.$$

Эта зависимость является осредненной для всех землетрясений, начиная от $M = 3\frac{3}{4}$ до $M = 8$. Однако, для разрушительных землетрясений с $M \geq 5\frac{1}{2}$ может быть получена другая зависимость ΔM от M . Используя данные о 22 землетрясениях, нами для землетрясений Армянского нагорья с $M \geq 5\frac{1}{2}$ получена следующая корреляционная зависимость:

$$M - M_1 = 0,36 M - 1. \quad (2)$$

В эту зависимость хорошо укладывается последнее самое сильное на исследуемой территории Чалдыранское землетрясение, для которого магнитудная степень согласно наблюдениям была равна 1,5, а по формуле (2), описывающей эту зависимость, получилась равной 1,52.

Для всей исследуемой территории нами по данным о сильных землетрясениях Армянского нагорья за 50 лет (с 1931 по 1980 гг.) построен график повторяемости. Данные об использованных при построении графика повторяемости энергетических классах землетрясений, их количестве N , повторяемости N^* , нормированной по площади и по времени (т. е. число землетрясений, приходящееся ежегодно на 1000 кв. км площади территории Армянского нагорья), приведены в табл. 4.

График строился в логарифмической системе координат $\lg N^*$, $\lg E \text{ Дж} = K$ по методам распределения и суммирования.

Уравнение графика повторяемости, полученное при использовании метода распределения, имеет вид:

$$\lg N^* = 3,18 - 0,43K \pm 0,06, \quad (3)$$

а при использовании метода суммирования

$$\lg N^* = 3,85 - 0,47K \pm 0,01. \quad (4)$$

Наклон графика повторяемости, построенного методом распределения, получился равным $0,43 \pm 0,02$, а наклон графика, построенного методом суммирования— $0,47 \pm 0,004$.

Для всей территории Армянского нагорья нами ранее были построены графики повторяемости [1]. Наклоны графиков, построенных по данным наблюдений за 17 лет (с 1952 по 1968 гг.), имеют значения: в случае использования метода распределения $0,46 \pm 0,01$ и в случае использования метода суммирования $0,47 \pm 0,001$.

Таким образом, наблюдается хорошее соответствие между величинами наклонов графиков повторяемости, построенных для территории Армянского нагорья по данным землетрясений различной силы и по наблюдениям за различные периоды времени.

Уровень сейсмической активности A_{10} для всей территории Армянского нагорья, согласно построенным графикам повторяемости, равен в случае использования метода распределения 0,076, а в случае использования метода суммирования—0,141. Для всей территории Армянского нагорья нами ранее по данным наблюдений за 17 лет (с 1952 по 1968 гг.) были получены следующие значения A_{10} [1]: 0,055— в случае использования метода распределения и 0,085 в случае использования метода суммирования. Следовательно, уровень сейсмической активности на территории Армянского нагорья в период с 1931 по 1980 гг. примерно в 1,5 раза выше, чем в период с 1952 по 1968 гг.

Таблица 4

Периоды повторения землетрясений на территории Армянского нагорья

К	12	13	14	15	16
N	197	63	24	8	4
N*	0,01231	0,003938	0,0015	0,0005	0,00025
lgN*	$\bar{2},0902$	$\bar{3},5953$	$\bar{3},1761$	$\bar{4},6990$	$\bar{4},3979$
ΣN	296	99	36	12	4
ΣN^*	0,0185	0,006188	0,00225	0,00075	0,00025
lg ΣN^*	$\bar{2},2672$	$\bar{3},7916$	$\bar{3},3522$	$\bar{4},8751$	$\bar{4},3979$

Таблица 5

Периоды повторения землетрясений на территории Армянского нагорья

К	lg N*	N*	T_{1000} лет	T_s лет
16	$\bar{4},30$	0,0001995	5012	15,6
15	$\bar{4},73$	0,000537	1862	5,8
14	$\bar{3},16$	0,001445	692	2,2
13	$\bar{3},59$	0,00389	257	0,80
12	$\bar{2},02$	0,01047	95	0,30
11	$\bar{2},45$	0,02818	35,5	0,11
10	$\bar{2},88$	0,07586	13,2	0,041

Используя построенный график повторяемости, определены периоды повторений землетрясений с $K=10 \div 16$ энергетических классов на нормированной площади в 1000 кв. км (T_{1000}), а также по всей площади Армянского нагорья (T_s).

Эти данные приведены в табл. 5. На графике повторяемости в правой части при $K=17$ наблюдается отклонение книзу. Следовательно, согласно графику повторяемости, максимальным возможным землетрясением для территории Армянского нагорья является землетрясение с $K_{max}=17$.

Ордена Трудового Красного Знамени
Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН АрмССР

Поступила 12.11.1985.

Ն. Կ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԼՆՈՆԱՇԽԱՐՀԻ ՍԵՅՍՄԻԿ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ

Ա. մ. փ. ո. փ. ո. մ.

Հոդվածում քննարկվում է Հայկական լեռնաշխարհի տասը առանձին մարզերի փոխադարձ սեյսմիկ կապը: Կատարվում է այդ մարզերի սեյսմիկության համեմատական վերլուծությունը, ըստ որում հաշվի են առնված՝ գիտարկման տարբեր ժամանակաշրջաններում տեղի ունեցած երկրաշարժերի քանակը, 5 և ավելի ուժաստիճանների երկրաշարժերի ժամանակ անջատված ընդհանուր էներգիան, առաջացած պայմանական դեֆորմացիան և այլն: Ընդհանուր առմամբ հետզոտվում են Հայկական լեռնաշխարհի ամբողջ բնատարածքի սեյսմիկ պայմանները:

N. K. KARAPETIAN

THE ARMENIAN HIGHLAND SEISMIC CONDITIONS

Abstract

The Armenian highland territory is divided into ten regions and the seismic interrelations between them are considered. The seismicity comparative analysis of these regions is carried out including the earthquakes quantity during different observation periods, the total energy released during earthquakes with a magnitude of 5 and more, the released relative deformation e. t. c. The seismic conditions of all the investigated Armenian highland territory are considered on the whole.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карпетян Н. К. Параметры сейсмического режима Армении.—Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1976, № 4, с. 71.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 6, 39—49, 1985.

УДК:551.242.5.056

С. Ц. АКОПЯН

ТЕКТОНИКА ПЛИТ В АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОМ ПОЯСЕ И НЕКОТОРЫЕ ПРОГНОСТИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ

В работе приводится схема микроплит в Альпийско-Гималайском (А—Г) поясе, иллюстрирующая картину столкновения Евразийской плиты с Афро-Аравийской и Индийской плитами, рассматривается связь динамики взаимодействия этих микроплит с сильными землетрясениями в этом поясе. Более подробно исследован Тавро-Кавказский (Т-К) регион, где выявлены пространственно-временные связи землетрясений Кавказа и Ванско-Эрзинджанского (В-Э) сейсмоактивного узла.

Кавказ и прилегающие районы Анатолии и Ирана расположены в середине А—Г пояса, который, в соответствии с теорией тектоники

Эти данные приведены в табл. 5. На графике повторяемости в правой части при $K=17$ наблюдается отклонение книзу. Следовательно, согласно графику повторяемости, максимальным возможным землетрясением для территории Армянского нагорья является землетрясение с $K_{max}=17$.

Ордена Трудового Красного Знамени
Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН АрмССР

Поступила 12.11.1985.

Ն. Կ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԼՆՈՆԱՇԽԱՐՀԻ ՍԵՅՍՄԻԿ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ

Ա. մ. փ. ո. փ. ո. մ.

Հոդվածում քննարկվում է Հայկական լեռնաշխարհի տասը առանձին մարզերի փոխադարձ սեյսմիկ կապը: Կատարվում է այդ մարզերի սեյսմիկության համեմատական վերլուծությունը, ըստ որում հաշվի են առնված՝ գիտարկման տարբեր ժամանակաշրջաններում տեղի ունեցած երկրաշարժերի քանակը, 5 և ավելի ուժաստիճանների երկրաշարժերի ժամանակ անջատված ընդհանուր էներգիան, առաջացած պայմանական դեֆորմացիան և այլն: Ընդհանուր առմամբ հետզոտվում են Հայկական լեռնաշխարհի ամբողջ բնատարածքի սեյսմիկ պայմանները:

N. K. KARAPETIAN

THE ARMENIAN HIGHLAND SEISMIC CONDITIONS

Abstract

The Armenian highland territory is divided into ten regions and the seismic interrelations between them are considered. The seismicity comparative analysis of these regions is carried out including the earthquakes quantity during different observation periods, the total energy released during earthquakes with a magnitude of 5 and more, the released relative deformation e. t. c. The seismic conditions of all the investigated Armenian highland territory are considered on the whole.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карпетян Н. К. Параметры сейсмического режима Армении.—Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1976, № 4, с. 71.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 6, 39—49, 1985.

УДК:551.242.5.056

С. Ц. АКОПЯН

ТЕКТОНИКА ПЛИТ В АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОМ ПОЯСЕ И НЕКОТОРЫЕ ПРОГНОСТИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ

В работе приводится схема микроплит в Альпийско-Гималайском (А—Г) поясе, иллюстрирующая картину столкновения Евразийской плиты с Афро-Аравийской и Индийской плитами, рассматривается связь динамики взаимодействия этих микроплит с сильными землетрясениями в этом поясе. Более подробно исследован Тавро-Кавказский (Т-К) регион, где выявлены пространственно-временные связи землетрясений Кавказа и Ванско-Эрзинджанского (В-Э) сейсмоактивного узла.

Кавказ и прилегающие районы Анатолии и Ирана расположены в середине А—Г пояса, который, в соответствии с теорией тектоники

плит, есть результат столкновения Евразийской плиты с Африканской, Аравийской и Индийской плитами. В результате такого взаимодействия весь пояс разбит на систему микроплит и мегаблоков, проявляющихся рассеянной сейсмичностью и активным вулканизмом. Изучение многочисленных особенностей взаимодействия микроплит вдоль их границ дает возможность выделить критерии для долгосрочного прогноза.

С целью усиления работ по прогнозу землетрясений в 1981 году, по инициативе академика АН Армянской ССР А. Г. Иосифьяна, между АН Армянской ССР и АН НРБ принята программа, предусматривающая проведение совместных работ по созданию комплексных опытных наземно-орбитальных измерительно-прогностических центров [8]. Программа, принятая на семинаре [8], предусматривает комплексный подход к проблеме прогноза землетрясений с широким внедрением электронно-вычислительной техники и комбинированием наземно-орбитальных регистраций. Для быстрого сбора и экспресс обработки информации с больших территорий предусмотрена как наземная связь, так и связь через ИСЗ. Приведенные ниже представления по плитовой тектонике А-Г пояса (с дальнейшим привлечением результатов детальной геолого-геофизической изученности структуры его отдельных регионов) и современные технические возможности (как наземные, так и космические) измерять различные явления тектонической активности, а также их сбор и обработка с помощью ИСЗ с больших территорий открывают новые перспективы интенсивного исследования по процессам, порождающим землетрясения и по их предсказанию.

1. Тектоника плит в Альпийско-Гималайском поясе

По результатам сейсмологических и палеомагнитных исследований, Африканская плита сближается с Евразийской, вращаясь против часовой стрелки вокруг полюса с координатами $28,9^\circ$ с. ш. и $25,9^\circ$ в. д. с угловой скоростью $0,12 \cdot 10^{-7}$ град/год [5]. Линейная скорость этого сближения возрастает с запада на восток от района Гибралтара, где она достигает $0,5$ см/год, до Гималаев, где она достигает $5-6$ см/год. В районе Кавказа линейная скорость этого сближения порядка $2-3$ см/год. Район Гибралтара является западной границей широкого А-Г пояса сжатия литосферы, отражающего конвергентное движение Африканской, Аравийской и Индийской плит по отношению к Евразии.

Аравийская плита откололась от Африканской по рифтовой зоне Красного моря и приближается к Евразийской со средней скоростью 4 см/год, вращаясь против часовой стрелки вокруг полюса $30,1^\circ$ с. ш. и $9,5^\circ$ в. д. с угловой скоростью $0,27 \cdot 10^{-7}$ град/год [5]. Индийская плита сближается с Евразийской, вращаясь против часовой стрелки вокруг полюса $20,4^\circ$ с. ш. и $36,9^\circ$ в. д. с угловой скоростью $0,685 \cdot 10^{-7}$ град/год. Изменение скорости сжатия объясняет и общее увеличение с запада на восток высоты гор и постепенное нарастание изостатических аномалий. Вдоль северных границ Аравийской плиты, из-за сильного сдавливания [22, 26], литосфера разбита сложными системами разломов [1, 2]. Движение вдоль северо-западной пограничной системы разломов имеет преимущественно левостороннюю компоненту.

Анализ сейсмичности северной окраины Индийской плиты ($32-36^\circ$ с. ш., $71-76^\circ$ в. д.) подтверждает движение этой плиты с левосторонним и небольшим поддвигом вдоль зоны разломов на север-северо-восток под Гималаи.

На рис. 1. схематически изображены конфигурации плит в А-Г поясе, направления движения по отношению к Евразии и характер их границ, по работам [1, 2, 12, 15, 16, 21-29]. К этим плитам относятся

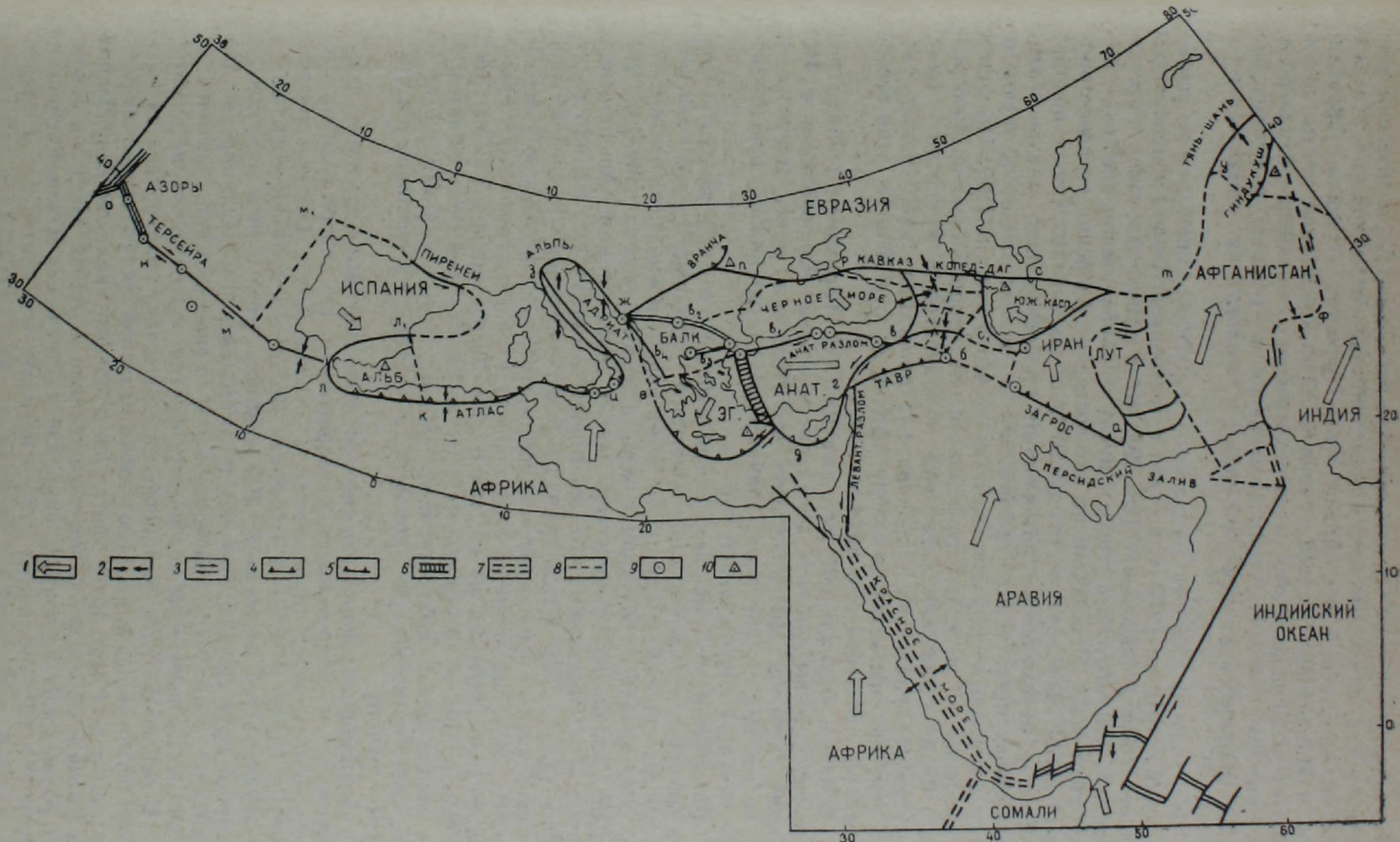


Рис. 1. Схема микроплит в А—Г поясе, составленная по работам [1, 2, 13, 15, 16, 21—29]. АЛЬБ.—Альборанская плита, АДРИАТ.—Адриатический мыс, АНАТ.—Анатолийская плита, ЛЕВАНТ РАЗ.—Левантийский разлом, ЭГ.—Эгейская плита, ЮЖ. КАСП.—Южно-Каспийская плита. 1—Скорость движения плит относительно Евразии, 2—сжатие или растяжение, 3—трансформный разлом, 4—зоны субдукции, 5—границы сжатия, поддвига, 6—раздробленные границы, 7—рифтовые зоны, 8—слабо выраженные границы, 9, 10—поверхностные и глубокофокусные землетрясения с $M \geq 7, 1$.

(с запада на восток): Испанская, Альборанская, Адриатический мыс Африканской плиты, Эгейская, Анатолийская, Черноморская, Кавказская, Южно-Каспийская, Аравийская, Иранская, Лутская, Африканская и Индийская. Главной границей Афро-Аравийской плиты по отношению к Евразийской, по сосредоточению сильнейших землетрясений, является (*абвгде*), продолжающаяся по (*ежзлк*) в (*лмно*). На севере границей являются (*бвв₁в₂в₃в₄*) и (*жпрсту*), на западе—(*мм₁*) и (*лл₁*).

Изучение фокальных механизмов и распределения очагов землетрясений с 1910 по 1977 гг. в связи с тектоникой Азоро-Гибралтарской области (*онмл*) показывает [28, 29], что в районе Азорских островов Срединно-Атлантический хребет имеет тройное соединение (*о*) типа рифт-рифт-рифт. Отходящий на юго-восток от Азорских островов рифтовый хребет Терсейра восточнее 20° з. д. по направлению к проливу Гибралтар переходит в протяженный правосторонний разлом (*нм*). Накапливающиеся здесь деформации в очагах свидетельствуют о почти скользящем движении плит вдоль этого участка [28]. На участке восточнее 11° в. д. движение плит вдоль Азоро-Гибралтарского разлома, кроме сдвиговой, имеет еще и поддвиговую компоненту (*мл*). В районе Гибралтарского пролива (*л*) происходит расчленение—разлом (*лк*) протягивается по северу Африки до юга Италии, а на севере отчетливо протягивается разлом (*лл₁*).

В палеосубдукционной зоне сжатия (*лк*) Африканской плиты под Евразийскую выделяются две древние плиты—Альборанская и Испанская (нечетко). Предполагается, что Испанская плита двигается на юго-восток при сжатии вдоль границы (*мл*), с возможной палеограницей (*мм₁лл₁*), окружающей его.

Район острова Сицилии (*и*) ограничивает с востока западную Средиземноморскую зону и характеризуется глубокофокусной сейсмичностью и активным вулканизмом. Этот район можно интерпретировать как остаток зоны субдукции северо-западного направления [18, 28]. Анализ фокальных механизмов очагов землетрясений Апеннинского полуострова показывает, что они имеют механизм сжатия или растяжения [13, 18, 26]. Вдоль границы (*ежз*) восточной стороны «Адриатической плиты» происходит сильное сжатие по направлению север-юг, а вдоль западной границы (*из*) происходит растяжение. Вдавливание Аравийской плиты в зону сжатия Битлис-Загрос приводит к быстрому смещению Анатолийской плиты к Эгейской, которая уничтожается на юго-западе вдоль субдукционной границы (*ед*). Эгейская плита на юге имеет океаническую литосферу, а на севере и востоке—расплывчатую границу.

Черноморская плита со сравнительно меньшей скоростью также вытесняется в северо-западном направлении. На севере граница этой плиты определяется продолжением Кавказ-Копет-Дагского разлома (*срп*) в Крым и далее в Румынию. Восточная граница совпадает с Транскавказским поднятием. Все границы этой плиты сейсмически активны. Разность моментов между Анатолийской и Черноморской плитами дает компоненту правостороннего смещения вдоль Анатолийского разлома и некоторую компоненту сжатия перпендикулярно разлому.

В районе Т—К, в обстановке сжатия, плита раздроблена на мегаблоки, которые почти не имеют горизонтальной составляющей скорости и относительно друг друга двигаются в близвертикальном направлении. На Кавказе сейсмичность более рассеянная и слабая. Имеются некоторые разногласия по вопросу направления движения Южно-Каспийской плиты [21, 23]. По нашим представлениям, эта плита слегка вдавливается под зону сжатия Северо-Кавказского мегаблока, двигаясь с

замедлением, и образует зону глубокофокусных землетрясений. На Кавказе наряду с сейсмичностью кавказского направления выделяются сейсмические зоны субмеридионального направления. Исследования фокальных механизмов очагов землетрясений, приуроченных к транскавказскому поднятию, показывают, что здесь имеется тенденция к раздвиганию в широтном направлении, что способствует наблюдаемому здесь активному вулканизму. Аномально пониженные скорости сейсмических волн в верхней мантии и повышенный тепловой поток в этой зоне [3] подтверждают гипотезу существования здесь некоторого аналога рифтовой зоны.

Современные данные указывают [27], что напряжения в восточной части Турции концентрируются вдоль двух направлений: первая—вдоль направления Эрзерум-Арарат, другая в Битлисской шовной зоне. В отличие от востока Турции в западном Иране (c_1) доминируют складкообразования и субдукции над компонентом «вытеснения». Причина этого заключается в том, что в Иране меньше пространства «убегать», чем в Анатолии и здесь относительно малые поднятия требуют меньше работы для современных поднятий [23, 27].

Фактически земная литосфера, которая уничтожается на юге Эгейской и Анатолийской плит и частично на западе Ирана, восполняется в рифтовой зоне Красного моря и частично активным вулканизмом в зоне Армянского нагорья и Транскавказского поднятия.

Иранская, Лутская, Афганская и Индийская плиты движутся в северо-восточном направлении, но темп движения для каждой из этих плит уменьшается в направлении против часовой стрелки, так что Индийская и Афганская плиты запираются, а Южно-Каспийская плита замедляется. Иранская плита движется на север медленнее, чем Аравийская, но быстрее, чем Южно-Каспийская. Разница моментов между Аравийской и Иранской плитами приводит к сжатию и образованию системы Загрос [23, 17]. В зоне Загроса имеет место поддвигание Аравийской плиты под Иранскую под углом $10-20^\circ$ по направлению северо-восток. Такая же картина наблюдается в Гинду-Куше (y). Наиболее вероятной причиной, приводящей в движение большие плиты, по современным представлениям [6], являются тепловые конвективные движения в верхней мантии Земли. Выделенная на рис. 1 А-Г система микроплит является пограничным эффектом взаимодействия больших плит (Африканской, Аравийской, Индийской и Евразийской), так что особенности движения микроплит могут усложнить картину глобального распределения конвекционных движений [5, 6] и вызвать образование вторичных конвекционных ячеек в астеносфере А-Г пояса.

2. Тектоника плит и прогноз землетрясений в Альпийско-Гималайском поясе

Выявление динамики взаимодействия плит в прошлом совместно с детальным изучением современных движений и внутренних деформаций плит важно для лучшего понимания причин, порождающих землетрясения и их прогнозирования. Пока еще мало известно о существующих движениях плит и их современных скоростях. На основании большого и точного фактического материала важно установить характер этих движений, являются ли они эпизодическими или непрерывными, случайными или циклическими,

Относительные скорости движения плит, полученные по данным сейсмологии, сеймотектоники, палеомагнетизма и геологии, находятся в пределах от сантиметра до дециметра в год, и общепринятыми наземными геодезическими методами невозможно измерять их на боль-

ших расстояниях с большой частотой. Эту задачу можно успешно решить при помощи космической техники [30], что позволит контролировать ускоренную деформацию земной коры до начала землетрясения с требуемой точностью.

Распределение очагов землетрясений в пространстве и изучение фокального механизма очагов в А-Г поясе позволяют сделать вывод, что большинство сильных землетрясений с магнитудами $M \geq 7$ вызваны взаимодействием и относительным движением у краев выделенных на рис. 1 микроплит. Эти границы не так четко разграничены, местами неопределенность может достигать 50—100 км, но в целом приведенная схема правильно характеризует места расположения сильных землетрясений и описывает геодинамическую обстановку в региональном масштабе.

Для локализации места сильного землетрясения надо детально исследовать основные свойства тектонического режима и структуры вдоль границ плит, раздробленную структуру и слабые землетрясения внутри плит. Эти вопросы связаны с режимом распределения региональных напряжений и их развитием во времени. Для выявления среднесрочных и краткосрочных критериев прогноза надо изучать, уточнять, детализировать границы взаимодействия микроплит, а также изучать неоднородности внутри самих микроплит (выделить мегаблоки и блоки), которые усложняют распределение мегарегиональных напряжений [1, 2].

Все сильные землетрясения в А-Г поясе с $M \geq 7$ происходят или вдоль границ сподвижек или вдоль конвергентных границ (*мл*), (*ж* $v_2 v_1 vba$), (*едг*), (*туф*). С 1900 г. только одно сильное землетрясение произошло на границе, характеризующейся растягивающими напряжениями [26]. В зонах (*мл*), (*у*), (*ф*) землетрясения происходят на границах скольжений по падению, при скорости смещения ± 1 см/год. Вероятно, плоскости около вертикальных разломов не глубже 50 км, поэтому их нельзя рассматривать как классические зоны субдукции.

В работе [26] приведена пространственно-временная диаграмма сильных землетрясений ($M \geq 7,1$) в Средиземноморье с 1901 по 1978 гг. Для Азор, Италии, Турции, Ирана, Гималаев и Бирмы выявлены сейсмоактивные периоды с 1900 по 1917 гг., с 1933 по 1952 гг. и с 1970 по 1985 гг.

Исследования пространственно-временных закономерностей распределения землетрясений в Средиземноморском поясе, проведенные в работах [1, 7, 9, 15, 26], дали следующие результаты: 1) чередование по всему поясу активных и спокойных периодов; 2) циклическая миграция в восточном направлении в Греческой дуге; 3) средняя периодичность накопления напряжений 100—150 лет (Греция, Италия); 4) возбуждение сильных землетрясений в восточном напряженном конце Анатолийского разлома в результате сдавливания Аравийской плиты; 5) пространственно-временные миграции сильных землетрясений на Анатолийском разломе по направлению восток-запад; 6) глубокофокусные землетрясения ($h > 60$ км) происходят в Сицилии, Румынии, на юге Эгейской и Анатолийской плит, в южном Каспии, Загросе и в Гинду-Кушской зоне.

3. Пространственно-временные связи землетрясений в Тавро-Кавказском регионе

Рассмотрим более подробно пространственно-временное распределение землетрясений в Т-К регионе. В работах [1, 2] была приведена схема мегаблоков этого региона, полученная с привлечением данных

о сильных землетрясениях с магнитудами $M \geq 5$, происшедших здесь до 1975 г. После 1975 года по настоящее время здесь произошло 50 землетрясений с $M \geq 5$. На рис. 2 приведено сопоставление схемы мегаблоковой структуры Тавро-Кавказа с эпицентрами этих землетрясений (черные кружки), откуда видна большая корреляция приуроченности этих землетрясений к границам выделенных мегаблоков. Сильные землетрясения в Т-К с $M \geq 6,8$ в основном приурочены к В-Э узлу с координатами $38-40^\circ$ с. ш. и $40-44^\circ$ в. д. (рис. 2). Активизация наблюдается также на Джавахетском нагорье, в обрамлении Северо-Кавказского мегаблока и Южно-Каспийской микроплиты.

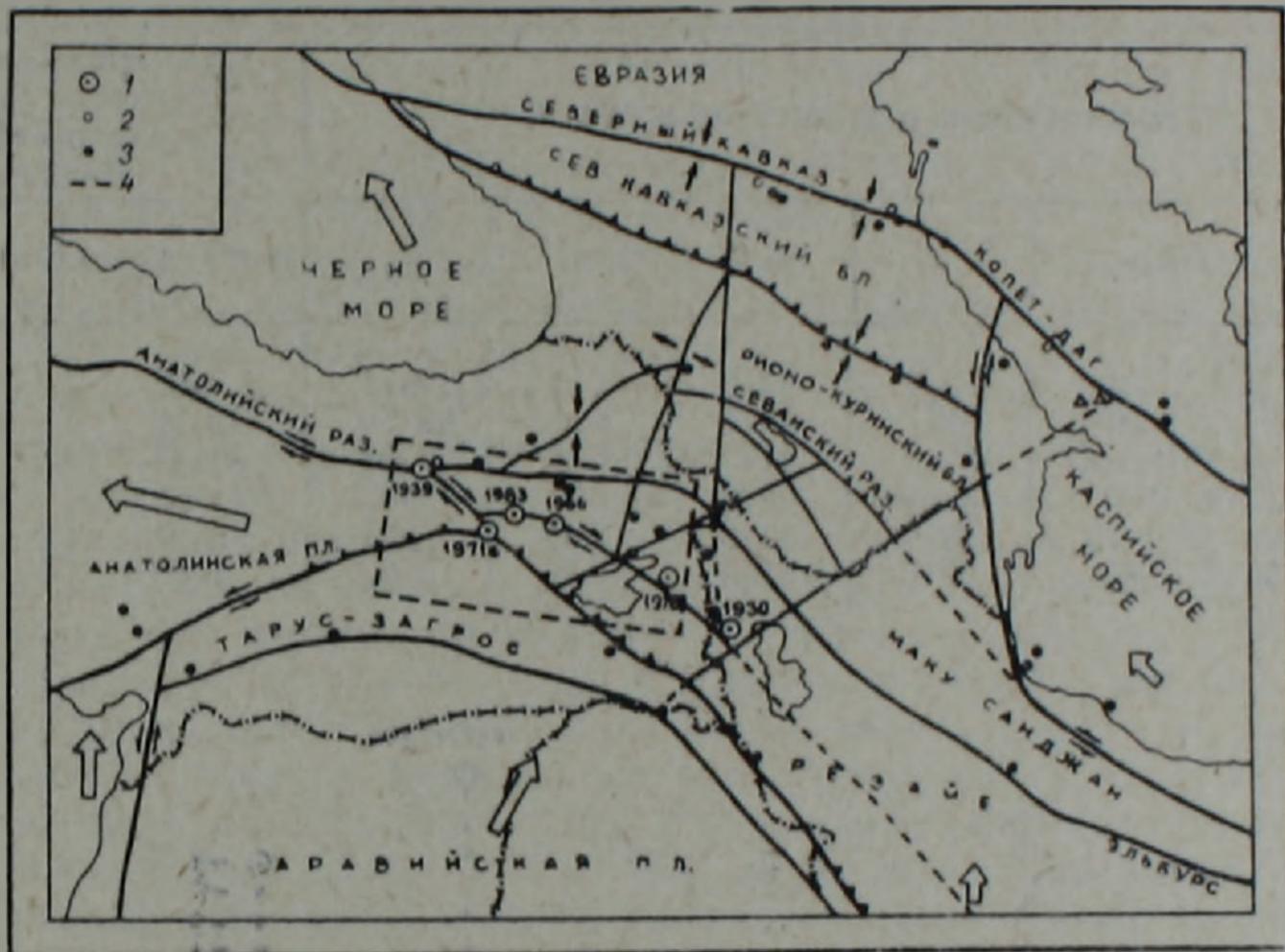


Рис. 2. Схема мегаблоков в Т-К и эпицентры сильных землетрясений в узле с $M \geq 6,8$ и на Кавказе с $M \geq 5$. 1—землетрясения в В-Э узле с $M \geq 6,8$; 2—землетрясения с $M \geq 5$ до 1975 года; 3—землетрясения с $M \geq 5$; 4—В-Э узел.

Предпринята попытка найти связь между землетрясениями Кавказа с $M \geq 5$ и сильными землетрясениями В-Э сейсмогенного узла. Существование такой связи вытекает из вышеописанной плито-блоковой структуры региона и динамики взаимодействия окружающих микроплит (рис. 1 и 2). Из-за сдвливания и вращательного движения Аравийской плиты ось максимального регионального напряжения веерообразно концентрируется между меридиональным и антикавказским направлениями и может достигать Северо-Кавказского мегаблока. На Кавказе мегаблоки взаимодействуют в близвертикальном направлении (это подтверждается исследованиями по фокальным механизмам очагов землетрясений [4]). Вследствие «сокращения» и снятия части напряжений на Кавказе происходит миграция и концентрация напряжений в В-Э узле, что приводит в конечном счете (из-за возможности смещения к западу) к сильным землетрясениям в этом узле. По такой модели активизация сейсмичности на Кавказе должна предшествовать сейсмическому событию в В-Э узле, а в Т-К—предшествовать активизации по Анатолийскому разлому $|\text{КАВ}| \rightarrow |\text{В-Э}| \Rightarrow |\text{АН, РАЗ.}|$, что может являться прогностическим критерием.

Для проверки этой гипотезы были исследованы землетрясения с $M \geq 5$ на Кавказе и в В-Э узле с 1925 по 1983 гг. Отметим сразу, что наблюдаемые за это время 15—20 летние сейсмические циклы активизации на Т-К, сменяющиеся затем затишьем такой же продолжительности, опережают на 5—10 лет аналогичные циклы в Анатолии. Так, в Анатолии за период исследования первый цикл активизации был с 1933 по 1952 гг., второй—с 1970 по 1977 гг. [26], в Т-К соответственно—с 1925 по 1942 гг. и с 1962 по 1983 гг.

В табл. 1 приведены все сильные землетрясения с магнитудами $M \geq 6,8$, происшедшие в В-Э узле за указанный период (I и II—в первом цикле активизации, III—VI—во втором).

Таблица 1

Землетрясения в В-Э узле с $M \geq 6,8$						Суммарная энергия и плотность энергии землетрясений на Кавказе	
N	Дата	φ	λ	M	$10^{-15} \cdot E_{дж}$	$10^{-14} \cdot E_{\Sigma}$ дж	$10^{-14} \cdot \rho_E$
I	6.V.1930	38,1	44,6	7,3	10,71	5,07	1,01
II	26.XII.1939	39,7	39,7	8,0	63,10	15,92	2,65
III	19.VIII.1966	39,2	41,6	6,8	3,02	31,41	5,24
IV	22.V.1971	38,9	40,5	6,8	3,02	21,42	4,28
V	24.XI.1976	38,9	43,8	7,0	5,01	5,94	1,19
VI	30.X.1983	39,8	41,0	6,8	3,02	1,65	0,33

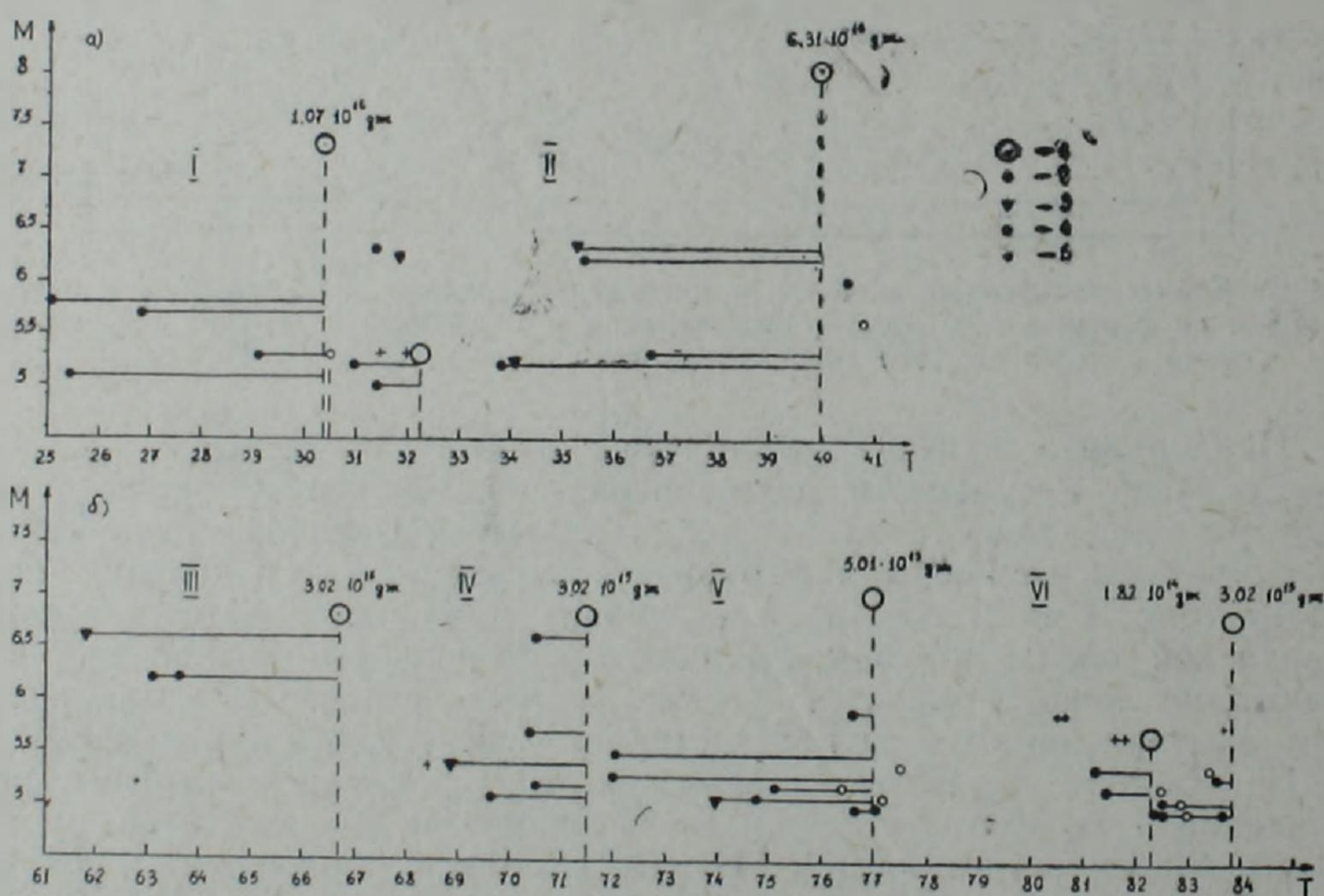


Рис. 3. Диаграммы сейсмоактивных циклов в Т-К регионе: а) с 1925 по 1942 гг.; б) с 1961 по 1983 гг. 1—землетрясения в В-Э узле; 2, 3—землетрясения на Кавказе соответственно поверхностные и глубокие; 4—землетрясения с $M < 6,8$, происшедшие в В-Э узле; 5—землетрясения, происшедшие на северо-западе Ирана.

Как видно из рис. 3, отмечаются 5—6-летние циклы активизации с $M \geq 5$ на Кавказе, заканчивающиеся сильными землетрясениями в В-Э узле. В табл. 1 приведены суммарная энергия землетрясений с

$M \geq 5$, E_2 и плотность выделившейся энергии за год в этих циклах на Кавказе. Учет слабых землетрясений может ввести несущественные коррективы. Намечается некоторая корреляция между суммарной энергией, выделившейся на Кавказе, и энергией землетрясений в В-Э узле ($10^{14} \text{ Дж} < E_2 \leq E_{\text{В-Э}}$). Несколько особняком стоят I и VI события. Здесь цикл после I и цикл до VI несколько удлинился и в В-Э узле произошли двойные события, причем в первом случае—сильное-слабое-удлиненный цикл, во втором—удлиненный цикл-слабое-сильное. В этих случаях вместе с уменьшением отмечается общая активизация Южно-Каспийской плиты и землетрясений на северо-западе Ирана. На Кавказе за исследуемый период наблюдалась одна ложная активизация с 1948 по 1950 гг. $E_2 = 5,75 \cdot 10^{14} \text{ Дж}$, не сопровождаемая сильным землетрясением в В-Э узле, но эта активизация приходится на 15-летний цикл затишья. Для полного понимания всей аномальной картины и выявления пространственно-временных связей землетрясений в исследуемом регионе надо привлекать землетрясения в Иране, приуроченные к Южно-Каспийской плите и Загросу.

Резюмируя, можно сделать выводы: а) в Т-К наблюдаются сейсмоактивные циклы периода 15—20 лет, сменяющиеся затишьями такой же продолжительности; б) сейсмоактивные циклы в Т-К опережают аналогичные циклы в Анатолии на 5—10 лет; в) внутри сейсмоактивного цикла выделяются циклы периода 5—6 лет, заканчивающиеся крупным событием в В-Э узле; г) имеется корреляция между суммарной энергией землетрясений Кавказа с магнитудами $M \geq 5$, выделившейся в 5—6-летнем цикле, и энергией сильных землетрясений с $M \geq 6.8$ в В-Э узле; д) чередование слабого и сильного толчков в В-Э узле может удлинить короткопериодный цикл активизации до 7—8 лет.

Если проэкстрополировать полученные результаты на будущее, то в ближайшие годы на Кавказе, по всей видимости, должен наступить цикл затишья до 1995—2000 года. Это означает, что плотность выделившейся энергии будет $\rho_E < 10^{14} \text{ Дж}$ за любой 5—6-летний период. Если этого не произойдет и активизация на Кавказе будет продолжаться, то ближайшее крупное событие в В-Э узле следует ожидать в 1989—1990 гг.

В заключение отметим, что основные результаты работы были подготовлены для обоснования научной программы создания в перспективе А-Г зональной автоматизированной системы прогноза землетрясений (АГ АСПЗ), включающей Балканы, Карпаты, Малую Азию, Кавказ, Иран, Среднюю Азию, Афганистан и вошли в отчет СКБ НКГСПС АН АрмССР 1983 г. по этапу 06.13.Н1 задания ГКНТ [10].

СКБ Наземно-космических геофизических
и сейсмопрогностических систем АН АрмССР

Поступила 6.XII.1984.

Ս. Յ ՀԱՎՈՐՅԱՆ

ՍԱԼԵՐԻ ՏԵԿՏՈՆԻ ԿԱՆ ԱՊՐԱԿԱՆ-ՀԻՄԱԼԱՅԱՆ ԳՈՏՈՒՄ ԵՎ ՄԻ ՔԱՆԻ ԿԱՆԽԱԳՈՒՇԱԿԱՅԻՆ ԶԱՓԱՆԻՇՆԵՐ

Ա. մ փ ո փ ու մ

Աշխատանքում բերվում է միկրոսալերի տեղադրման սխեման Ալպիական-Հիմալայան գոտում, որն առաջացել է մի կողմից Եվրասիական և մյուս կողմից Աֆրո-Արաբական ու Հնդկական սալերի բախման հետևանքով: Քն-

նարկվում է միկրոսալերի փոխազդեցության դինամիկայի կապն այդ գոտում տեղի ունեցած ուժեղ երկրաշարժերի հետ: Առավել մանրամասն հետազոտված է Տավրոս-Կովկասյան մարզը, որտեղ տարածական-ժամանակային կապեր են ի հայտ բերված Կովկասի երկրաշարժերի և Վան-Ծրզնկայի սեյսմաակտիվ հանգույցի միջև:

S. Ts. HAKOPIAN

PLATE TECTONICS IN THE ALPINE—HIMALAYAN BELT AND SOME PREDICTIONAL CRITERIA

A b s t r a c t

A scheme of microplates in the Alpine—Himalayan belt which has been formed as a result of Eurasian and Afro-Arabian and Indian plates collision is brought in this paper. The interaction dynamics connection of those microplates with the strong earthquakes is considered. The Tauro-Caucasian region is investigated at a greater length where spatial-temporal connections are revealed between the Caucasian earthquakes and Van-Erzindjan seismoactive knot.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян С. Ц. О тектонической реконструкции Кавказа и сопредельных территорий.—Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1982, с. 25—38.
2. Акопян С. Ц. Тектоника плит и блоковая структура Кавказа и сопредельных территорий. В кн. «Неотектоника и динамика литосферы подвижных областей территории СССР», Ташкент, 1983, с. 73—80.
3. Асланян А. Т., Закарян К. А., Акопян С. Ц., Караханян А. С., Микаелян А. О. О глубинной структуре Тавро-Кавказского региона по данным сейсмологических исследований и космического зондирования. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1982, с. 3—11.
4. Вардапетян А. Н. Относительные перемещения по разломам Черноморско-Каспийского региона. В кн. «Неотектоника и динамика литосферы подвижных областей территории СССР. Ташкент: 1983, с. 81—86.
5. Геофизика океана, том 2, «Геодинамика», «Наука», М., 1979.
6. Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет, М.: Наука, 1983. с. 208—257.
7. Жидков М. П., Ротвайн И. М., Садовский А. М. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. IV. Высокосейсмичные пересечения линейментов Армянского нагорья, Балкан и бассейнов Эгейского моря. В кн.: Интерпретация данных сейсмологии и сеймотектоники. Вычислительная сейсмология, вып. 8, 1975, с. 53—70.
8. Иосифьян А. Г. Некоторые проблемы научной программы сеймопрогноза с помощью ИСЗ. Труды СКБ НКГСПС «Материалы Советско-Болгарского семинара», 1984, с. 2—5.
9. Кейлис-Борок В. И., Ротвайн И. М. Два долгосрочных предвестника сильных землетрясений. В кн.: «Теория и анализ сейсмологических наблюдений». Вычислительная сейсмология. Вып. 12, 1979, с. 18—27.
10. Отчет по этапу 06.13.Н1. ГКНТ. Разработка технического задания на комплексную автоматизированную систему сбора сеймопрогностической информации для передачи через ИСЗ. Научн. руков. А. Г. Иосифьян. Фонды СКБ НКГСПС АН Арм. ССР, 1983, с. 1—14.
11. Ambrascys N. N. Some characteristic features of the Anatolian fault zone. Tectonophysics, 9, 143—165, 1970.
12. Berberian M. Preliminary map of epicentres and focal depth. Geological Survey of Iran (Part II), report 39, 1976.

13. *Biju-Duval B., Dercourt J., Le Pichon X.* From the Tethys Ocean to the Mediterranean Seas: A plate Tectonic Model of the Evolution of the Western Alpine System. In „Structural History of the Mediterranean Basins“. Edit Biju—Duval, Montadert L, Paris, Technip 143—164, 1977.
14. *Cagnetti V., Pasquale V., Polnari S.* Fault-plane solutions and stress regime in Italy and adjacent regions. *Tectonophysics* 46, 239—250, 1978.
15. *Dewey J. W.* Seismicity of northern Anatolia. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 66, 843—868, 1976.
16. *Dewey J. W., Sengor A. M. C.* Aegean and surrounding regions: complex multi-plate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, 84—92, 1979.
17. *Farhoudi G.* A comparison of Zagros geology to island arcs. *J. Geol.*, 86, 323—334, 1978.
18. *Gasparini C., Iannaccone G., Scarpa R.* On the focal mechanism of Italian earthquakes. *Rock Mechanics. Suppl.* 9, 85—91, 1980.
19. *Hsü K. J., Nachev I. K., Vuchev V. T.* Geologic evolution of Bulgaria in light of plate tectonics. *Tectonophysics*, 40, 245—256, 1977.
20. *Letourey I., Tremolieres P.* Paleo-stress fields around the Mediterranean since the Mesozoic from microtectonics. Comparison with plate tectonic data. *Rock Mechanics, Suppl.* 9, 173—192, 1980.
21. *Mckenzie D. P.* Active tectonics of the Mediterranean region. *Geoph. J. R. Astr. Soc.*, 30, 109—185, 1972.
22. *Mckenzie D. P.* Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean sea and surrounding regions. *Geoph. J. R. Astr. Soc.*, 55, 217—254, 1978.
23. *Nowroozi A. A.* Focal mechanism of earthquake in Persia, Turkey, West Pakistan, Afganistan and plate tectonics of the Middle East. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 832—850, 1972.
24. *Nowroozi A. A.* Seismotectonic provinces of Iran. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1249—1276, 1976.
25. *Paparachos B. C.* Seismotectonics of the northern Aegean area. *Tectonophysics*, 33, 199—209, 1976.
26. *Purcaru G., Berckhemer H.* Regularity patterns and zones of seismic potential for future large earthquakes in the Mediterranean region. *Tectonophysics*, 85, 1—30, 1982.
27. *Sengör A. M. C., Kidd W. S. F.* Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics*, 55, 361—376, 1979.
28. *Udias A.* Seismic stresses in the region Azores-Spain-Western Mediterranean. *Rock Mechanics, Suppl.* 9, 75—84, 1980.
29. *Udias A., Lopez-Arrogo A., Mezcuca I.* Seismotectonics of the Azores-Alboran region. *Tectonophysics*, 31, 259—289, 1976.
30. *Vogel A.* Contribution of space technology to earthquake prediction research. *Adv. Earth Oriented Appl. Space. Techn.*, VI, 1—17, 1981.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 6, 49—55, 1985.

УДК:551.243+550.38

Г. М. АВЧЯН, Г. Г. МАРКОСЯН, С. Н. НАЗАРЕТЯН

СВЯЗЬ МЕЖДУ НАПРАВЛЕНИЕМ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ И ГЕОСТРУКТУРАМИ АРМЕНИИ В ПЕРИОД ИХ ЗАЛОЖЕНИЯ

На основе палеотектонических и палеомагнитных данных территории Армянской ССР изучена вероятная связь между осями заложённых геологических структур и направлением магнитного поля Земли данного времени. Для 17 случаев они составляют угол в среднем $90 \pm 9^\circ$. Перпендикулярность между осью заложённой структуры и направлением магнитного поля наиболее отчетлива для юрского периода.

13. *Biju-Duval B., Dercourt J., Le Pichon X.* From the Tethys Ocean to the Mediterranean Seas: A plate Tectonic Model of the Evolution of the Western Alpine System. In „Structural History of the Mediterranean Basins“. Edit Biju—Duval, Montadert L, Paris, Technip 143—164, 1977.
14. *Cagnetti V., Pasquale V., Polnari S.* Fault-plane solutions and stress regime in Italy and adjacent regions. *Tectonophysics* 46, 239—250, 1978.
15. *Dewey J. W.* Seismicity of northern Anatolia. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 66, 843—868, 1976.
16. *Dewey J. W., Sengor A. M. C.* Aegean and surrounding regions: complex multi-plate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, 84—92, 1979.
17. *Farhoudi G.* A comparison of Zagros geology to island arcs. *J. Geol.*, 86, 323—334, 1978.
18. *Gasparini C., Iannaccone G., Scarpa R.* On the focal mechanism of Italian earthquakes. *Rock Mechanics. Suppl.* 9, 85—91, 1980.
19. *Hsü K. J., Nachev I. K., Vuchev V. T.* Geologic evolution of Bulgaria in light of plate tectonics. *Tectonophysics*, 40, 245—256, 1977.
20. *Letourey I., Tremolieres P.* Paleo-stress fields around the Mediterranean since the Mesozoic from microtectonics. Comparison with plate tectonic data. *Rock Mechanics, Suppl.* 9, 173—192, 1980.
21. *Mckenzie D. P.* Active tectonics of the Mediterranean region. *Geoph. J. R. Astr. Soc.*, 30, 109—185, 1972.
22. *Mckenzie D. P.* Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean sea and surrounding regions. *Geoph. J. R. Astr. Soc.*, 55, 217—254, 1978.
23. *Nowroozi A. A.* Focal mechanism of earthquake in Persia, Turkey, West Pakistan, Afganistan and plate tectonics of the Middle East. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 832—850, 1972.
24. *Nowroozi A. A.* Seismotectonic provinces of Iran. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1249—1276, 1976.
25. *Paparachos B. C.* Seismotectonics of the northern Aegean area. *Tectonophysics*, 33, 199—209, 1976.
26. *Purcaru G., Berckhemer H.* Regularity patterns and zones of seismic potential for future large earthquakes in the Mediterranean region. *Tectonophysics*, 85, 1—30, 1982.
27. *Sengör A. M. C., Kidd W. S. F.* Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics*, 55, 361—376, 1979.
28. *Udias A.* Seismic stresses in the region Azores-Spain-Western Mediterranean. *Rock Mechanics, Suppl.* 9, 75—84, 1980.
29. *Udias A., Lopez-Arrogo A., Mezcuca I.* Seismotectonics of the Azores-Alboran region. *Tectonophysics*, 31, 259—289, 1976.
30. *Vogel A.* Contribution of space technology to earthquake prediction research. *Adv. Earth Oriented Appl. Space. Techn.*, VI, 1—17, 1981.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 6, 49—55, 1985.

УДК:551.243+550.38

Г. М. АВЧЯН, Г. Г. МАРКОСЯН, С. Н. НАЗАРЕТЯН

СВЯЗЬ МЕЖДУ НАПРАВЛЕНИЕМ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ И ГЕОСТРУКТУРАМИ АРМЕНИИ В ПЕРИОД ИХ ЗАЛОЖЕНИЯ

На основе палеотектонических и палеомагнитных данных территории Армянской ССР изучена вероятная связь между осями заложённых геологических структур и направлением магнитного поля Земли данного времени. Для 17 случаев они составляют угол в среднем $90 \pm 9^\circ$. Перпендикулярность между осью заложённой структуры и направлением магнитного поля наиболее отчетлива для юрского периода.

Проведенные экспериментальные работы с целью выявления роли магнитного поля в ориентации трещин, возникающих при нагрузках, на базальтах и андезито-базальтах показывают, что магнитное поле влияет на скорость продольных волн и, следовательно, на образование микротрещин.

Это позволяет поставить нам более глобальную задачу. Выяснить существование связи между ориентированностью глубинных разломов, образованных в различные геологические эпохи и направлением магнитного поля Земли того же времени.

Известно, что координаты палеомагнитных полюсов позволяют определить направление магнитного поля в ранние геологические эпохи. С целью получения направления магнитного поля Земли на протяжении мезозоя и кайнозоя использовались достаточно детальные палеомагнитные данные Армении [3, 4, 7].

Для надежности исследования указанной связи вместо разломов взяты оси вытянутых тектонических структур, имея в виду, что в геологии наблюдается тесная связь между разломом и складчатостью. Такой ход решения задачи связан с тем, что возраст образования крупных разломов территории Армянской ССР определен не четко, а имеющиеся литературные данные спорные.

С целью изучения пространственного соотношения между осью образовавшихся тектонических структур и расположением геомагнитного поля нами выбраны те структуры, начало заложения которых известно в литературе или существующая структура активизируется по новому направлению. Для удобства сопоставления с магнитным полем взяты оси вытянутых тектонических структур, учитывающие различные перемещения Малокавказского блока [1, 5, 6]. Используются палеотектонические схемы развития территории Армянской ССР, составленные О. А. Саркисяном [2].

В истории геологического развития Армении выделяются три этапа: протерозойский, палеозойский, альпийский [2]. Так как образования протерозоя и палеозоя на Малом Кавказе имеют небольшие выходы, поэтому палеомагнитные исследования этих пород затруднительны и до сих пор слабо изучены.

Альпийская история развития Малого Кавказа охватывает время от ранней юры до четвертичного периода и подразделяется на два этапа: главный геосинклинальный и орогенный, соответствующий развитию складчато-глыбовых горных систем [2]. Сомхето-Кафанский тектонический комплекс, как эвгеосинклиналь, был заложен в начале альпийского этапа развития и испытывал наиболее интенсивное погружение в средней-поздней юре, приведшее к образованию частных прогибов (Алавердского, Шамшадинского, Кафанского, Мровдагского, Карабахского, Лачинского) и поднятий (Иджеванского, Горисского).

Палеомагнитные исследования для периода средней юры на территории Армении проводились в ядре Алавердского, Шамшадинского и Кафанского антиклинорий [7].

В течение юрского периода образовались вытянутые тектонические структуры, ось простирания которых имеет азимут от 30 до 80°. В тот же период угол между направлением геомагнитного поля и осью тектонических структур меняется от 83 до 128°.

Сопоставление оси Алавердского прогиба, образованного в ранней-средней юре, с направлением магнитного поля той же эпохи показывает, что они составляют между собой угол 95°. Угол между направлением магнитного поля и осью Шамшадинского синклинория равен 93°. В районе Кафанского прогиба этот угол варьирует от 96 до 128° (96°, 99°, 104°, 105°, 109°, 128°) (рис. 1).

В конце юры в Сомхето-Кафанской интравгеосинклинали происходят новые тектонические движения, поднятия суши и регрессия моря. Эти движения более сильно проявились в Алавердском и в центральной и южной частях Шамшадинского антиклинория [3].

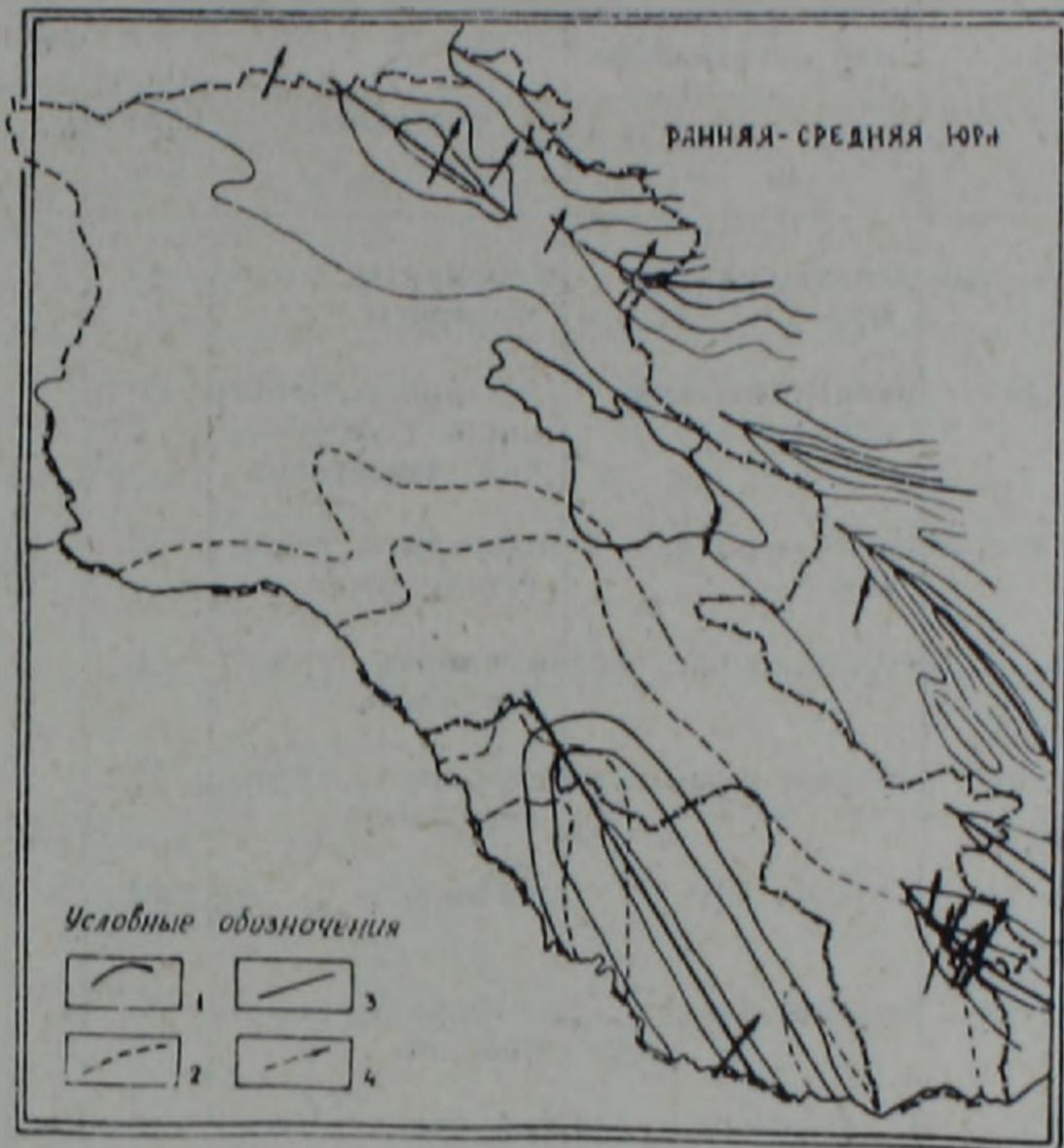


Рис. 1. Схема тектонических структур, образованных или активизированных в ранне-средней юре АрмССР и прилегающих районов [2], и направление геомагнитного поля данного времени, определенное по образцам горных пород, взятых из указанного на схеме района [7]. Условные обозначения: 1—тектонические структуры, образованные в указанной на карте геологической эпохе; 2—тектонические структуры, образованные в предшествующей геологической эпохе; 3—оси тектонических структур; 4—направление геомагнитного поля.

Угол между направлением магнитного поля поздней юры и осью Алавердского поднятия равен 86° . Ось Шамшадинского поднятия, которая в данной стадии испытала инверсию, составляет с направлением магнитного поля угол в 87° . Ось Айгепарского поднятия составляет угол в 83° .

В конце юры в Сомхето-Кафанской зоне образовались новые тектонические структуры—Средневоротанская, Цавская.

Угол между осью Цавского прогиба и направлением магнитного поля равен 118° , а тот же самый угол для Средневоротанского прогиба составляет 112° .

Угол между осью Кафанского поднятия и направлением магнитного поля меняется от 106 до 118° .

В течение мелового периода азимут осей тектонических структур изменяется от 35 до 82° . Угол между направлением геомагнитного поля мелового периода и осями тектонических структур меняется от 93 до 128° . В меловое время на территории Армении происходит заложение

Таблица 1

№ п/п	Название структуры	Возраст заложения или активизации	Породы, с помощью которых определены палеомагнитные данные		Угол между осью геологической структуры и направлением магнитного поля данной эпохи
			название	кол-во образцов	
1	Алавердский прогиб	ранняя-средняя юра	порфириты, кератофириты	48	95°
2	Шамшадинский прогиб	ранняя-поздняя юра	порфириты, песчаники, туфобрекчии, известняки	62	93°
3	Кафанский прогиб	ранняя-средняя юра	порфириты, туфы, туфобрекчии	63	96° 99° 105°, 109°, 128°.
4	Алавердское поднятие	поздняя юра-н мел	песчаники, туфопесчаники	16	86°
5	Шамшадинское поднятие	поздняя юра-н мел	порфириты, туфопесчаники	12	87°
6	Айгепарское поднятие	поздняя юра	порфириты	12	83°
7	Цавский прогиб	поздняя юра	порфириты, туфобрекчии	35	118°
8	Средневоротанский прогиб	поздняя юра-н мел	туфобрекчии, порфириты	15	112°
9	Кафанское поднятие	поздняя юра-н мел	туфобрекчии, порфириты	122	106°, 118°
10	Амасийско-Базумское поднятие	поздний мел	песчаники, известняки	18	93°, 100°
11	Кафанское поднятие	поздний мел	порфириты, туфобрекчии	18	120°, 128°
12	Еревано-Вединский прогиб	ранний-средний эоцен	туфобрекчии, порфириты	12	112°
13	Лорийский прогиб	поздний эоцен	андезиты, порфириты	180	90°, 109°
14	Памбакский прогиб	поздний эоцен	андезиты, туфогенные породы	—	106°
15	Структура № 1	поздний эоцен	андезиты, туфогенные породы	—	90°
16	Ереванский прогиб	олигоцен-миоцен	песчаники, глины	57	84°, 97°
17	Структура № 1	ранний-средний плиоцен	андезито-базальты, андезитодациты, базальты	8	115°

двух крупных прогибов—Севано-Амасийского и Еревано-Ордубадского. Внутри этих структур выделяются относительные поднятия и прогибы второго порядка [2]. Интересующий нас угол для Амасийско-Базумского поднятия изменяется от 93° до 100° , а для Кафанского поднятия— 120° .

В течение палеогена азимут осей тектонических структур меняется от 33° до 104° , а угол между направлением геомагнитного поля и осями тектонических структур от 84° до 112° .

В Еревано-Ордубадской зоне в эоцене формируются Еревано-Вединский, Айоцзорский и Ордубадский частные прогибы. Ось Еревано-Вединского прогиба составляет угол в 112° с направлением магнитного поля ранне-среднего эоцена.

На рубеже среднего и позднего эоцена происходят складкообразовательные движения, которые охватили всю территорию Малого Кавказа. Образовались новые боковые остаточные прогибы—Лорийский, Памбакский и другие. Ось Лорийского прогиба составляет угол 109° с направлением магнитного поля позднего эоцена. Угол между осью Памбакского прогиба и направлением магнитного поля равен 106° (рис. 2).

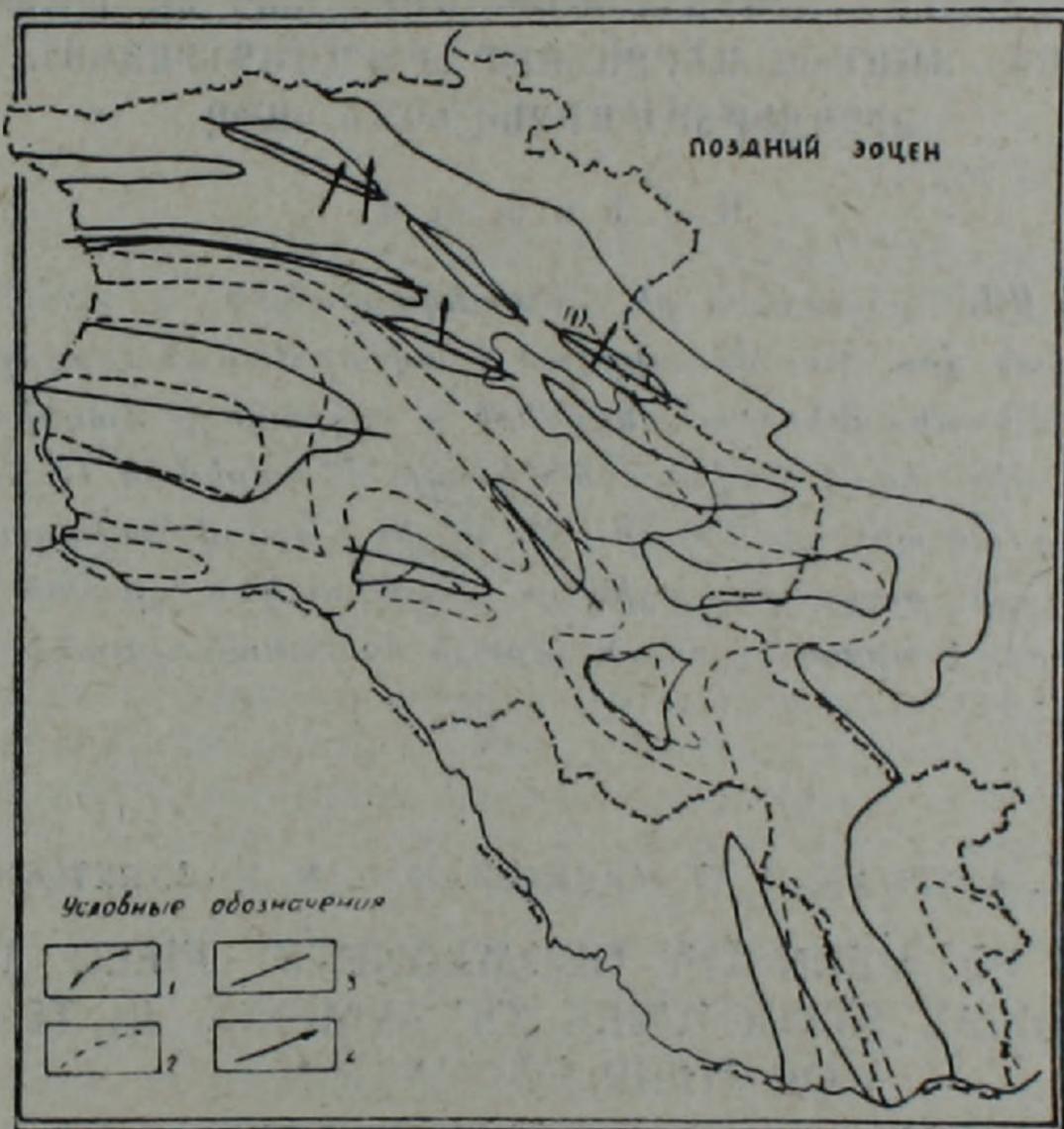


Рис. 2. То же, что и на рис. 1 для позднего эоцена (палеомагнитные данные взяты из работы [3]).

Ось Ереванского прогиба и направление магнитного поля составляют между собой углы 84° и 97° .

Азимуты осей тектонических структур неогенового периода меняются от 65° до 130° . Угол между осью прогиба I и направлением магнитного поля равен 115° .

Из сопоставления палеомагнитных и палеотектонических данных по территории Армении для мезозоя и кайнозоя можно сделать следующие выводы:

1. В 12 случаях (табл. 1) угол между осью образованных или активизированных вытянутых структур и направлением геомагнитного поля данного времени близок к перпендикулярности (около $90 \pm 9^\circ$). Указанная связь более отчетлива для юрского периода.

2. Исключение из сказанного составляет Кафанский район, где угол между указанными элементами меняется от 109 до 128° .

3. Данные по территории Армении позволяют отметить связь между геомагнитным полем и осью образованных геологических структур. Для окончательных выводов аналогичные работы надо провести для других регионов Земли.

Ереванский государственный университет,
Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН АрмССР

Поступила 4.IV.1985.

Հ. Մ. ԱՎՉԻԱՆ, Գ. Գ. ՄԱՐԿՈՍԻԱՆ, Ս. Ն. ՆԱԶԱՐԵՏԻԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԿԱՌՈՒՅՑՆԵՐԻ ԵՎ ՆՐԱՆՑ
ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ԺԱՄԱՆԱԿԱՇՐՋԱՆՈՒՄ ԵՐԿՐԱՄԱԳՆԻՍԱԿԱՆ ԴԱՇՏԻ
ՈՒՂՂՈՒԹՅԱՆ ՄԻՋԵՎ ԵՂԱԾ ԿԱՊԸ

Ա. մ. փ. ո. փ. ո. մ.

Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի հնատեկտոնական և հնամագնիսական տվյալների հիման վրա ուսումնասիրված է տվյալ ժամանակաշրջանի համար երկրաբանական կառույցների առանցքների և երկրագնդի մագնիսական դաշտի ուղղության միջև եղած հավանական կապը: Քննարկված 17 դեպքերի համար նրանց կաղմած անկյուն մեծությունը միջին հաշվով հավասար է $90^\circ \pm 9^\circ$: Կառույցի առանցքի ուղղահայաց լինելը մագնիսական դաշտի ուղղությանն առավել պարզորոշ է արտահայտված յուրաքանչյուր ժամանակաշրջանի համար:

H. M. AVCHIAN, G. G. MARKOSIAN, S. N. NAZARETIAN

CONNECTION BETWEEN THE GEOMAGNETIC FIELD DIRECTION
AND GEOLOGICAL STRUCTURES OF ARMENIA IN THE PERIOD
OF THEIR FORMATION

Abstract

On the basis of the Armenian SSR territory paleotectonic and paleomagnetic data the probable connection between the axes of geological structures and the Earth's magnetic field direction of the given period is investigated. For 17 cases the average angle between them makes $90^\circ \pm 9^\circ$. The perpendicularity of the structure axis to the magnetic field direction is more distinct for Jurassic.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асанидзе Б. З., Печерский Д. М. Палеомагнитные исследования юрских пород Грузии и Северного Кавказа.—Физика Земли, 1979, № 10, с. 77—92.
2. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Сейсмоструктура Армянской ССР. Ереван: Изд. Ереванского университета, 1981, с. 280.
3. Минасян Дж. О., Сирунян Т. А., Караханян А. К. Палеомагнитно-стратиграфическая шкала мезокайнозоя Армении.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIV, 1981, № 5, с. 30—37.
4. Минасян Дж. О. О палеомагнитной корреляции неоген-четвертичных образований Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1978, № 2, с. 40—45.
5. Нгуен Тхи Ким Тхоа, Д. М. Печерский, Б. З. Асанидзе. Палеомагнитные исследования юрских пород Северной Армении.—Физика Земли, 1978, № 6, с. 71—86.
6. Печерский Д. М., Нгуен Тхи Ким Тхоа. Палеомагнетизм вулканитов офиолитовых серий и позднемеловых эффузивов Армении.—Физика Земли, 1978, № 3, с. 48—63.
7. Сирунян Т. А. Палеомагнетизм мезозоя Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1981, с. 155.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 6, 55—59, 1985.

УДК:551.782.1+556.114.7](479.25)

Э. Н. КУРГИНЯН

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ВЕРХНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАСЕЙНА ОЗ. СЕВАН

Содержание химических элементов в осадках в целом контролируется особенностями их распределения в породообразующих и акцессорных минералах коренных пород питающих областей. Изучение характера распределения элементов в верхнемиоценовых отложениях бассейна оз. Севан представляет определенный интерес, поскольку известно о металлоносности отложений горного обрамления озера. Так, кремнисто-вулканогенные формации офиолитовых серий, широко развитые в пределах Севанского хребта, отнесены к металлоносным осадкам с повышенным значением марганца, железа и элементов семейства железа [5]. С габбро-перидотитовой формацией верхнеэоценового возраста северо-восточного побережья оз. Севан связаны месторождения хромистого железняка, магнезита, проявления никеля, кобальта, титаномагнетита, железных и медных руд [1]. Имеются рудопроявления молибдена и меди у водораздела Варденисского хребта в гранодиорит-порфирах и порфиритах среднего эоцена.

Разрез молассовых отложений верхнего миоцена (сарматский ярус) вскрыт скважинами у сс. Еранос (юго-западные районы бассейна), Карчахбюр и Кясаман (юго-восточные районы). Используются данные 115 полуколичественных, 50 количественных (тяжелая фракция нерастворимого остатка) анализов, данные по содержанию углерода органического (Сорг). В таблицы 1, 2 сведены значения и дисперсии содержания микроэлементов по типам пород.

Элементы-примеси выявляют в целом беспорядочный (неконтролируемый) характер распределения. Некоторую тенденцию к «упорядоченному» распределению обнаруживает марганец, поскольку миграция и концентрация этого элемента в глинах и известняках связывается с окислительно-восстановительными условиями. «Пестрый» тип распределения [7] свидетельствует о слабом химическом выветривании ма-

ЛИТЕРАТУРА

1. Асанидзе Б. З., Печерский Д. М. Палеомагнитные исследования юрских пород Грузии и Северного Кавказа.—Физика Земли, 1979, № 10, с. 77—92.
2. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Сейсмоструктура Армянской ССР. Ереван: Изд. Ереванского университета, 1981, с. 280.
3. Минасян Дж. О., Сирунян Т. А., Караханян А. К. Палеомагнитно-стратиграфическая шкала мезокайнозоя Армении.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIV, 1981, № 5, с. 30—37.
4. Минасян Дж. О. О палеомагнитной корреляции неоген-четвертичных образований Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1978, № 2, с. 40—45.
5. Нгуен Тхи Ким Тхоа, Д. М. Печерский, Б. З. Асанидзе. Палеомагнитные исследования юрских пород Северной Армении.—Физика Земли, 1978, № 6, с. 71—86.
6. Печерский Д. М., Нгуен Тхи Ким Тхоа. Палеомагнетизм вулканитов офиолитовых серий и позднемеловых эффузивов Армении.—Физика Земли, 1978, № 3, с. 48—63.
7. Сирунян Т. А. Палеомагнетизм мезозоя Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1981, с. 155.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 6, 55—59, 1985.

УДК:551.782.1+556.114.7](479.25)

Э. Н. КУРГИНЯН

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ВЕРХНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАСЕЙНА ОЗ. СЕВАН

Содержание химических элементов в осадках в целом контролируется особенностями их распределения в породообразующих и акцессорных минералах коренных пород питающих областей. Изучение характера распределения элементов в верхнемиоценовых отложениях бассейна оз. Севан представляет определенный интерес, поскольку известно о металлоносности отложений горного обрамления озера. Так, кремнисто-вулканогенные формации офиолитовых серий, широко развитые в пределах Севанского хребта, отнесены к металлоносным осадкам с повышенным значением марганца, железа и элементов семейства железа [5]. С габбро-перидотитовой формацией верхнеэоценового возраста северо-восточного побережья оз. Севан связаны месторождения хромистого железняка, магнезита, проявления никеля, кобальта, титаномагнетита, железных и медных руд [1]. Имеются рудопроявления молибдена и меди у водораздела Варденисского хребта в гранодиорит-порфирах и порфиритах среднего эоцена.

Разрез молассовых отложений верхнего миоцена (сарматский ярус) вскрыт скважинами у сс. Еранос (юго-западные районы бассейна), Карчахбюр и Кясаман (юго-восточные районы). Используются данные 115 полуколичественных, 50 количественных (тяжелая фракция нерастворимого остатка) анализов, данные по содержанию углерода органического (Сорг). В таблицы 1, 2 сведены значения и дисперсии содержания микроэлементов по типам пород.

Элементы-примеси выявляют в целом беспорядочный (неконтролируемый) характер распределения. Некоторую тенденцию к «упорядоченному» распределению обнаруживает марганец, поскольку миграция и концентрация этого элемента в глинах и известняках связывается с окислительно-восстановительными условиями. «Пестрый» тип распределения [7] свидетельствует о слабом химическом выветривании ма-

теринских пород и незначительной дифференциации вещества, что в определенной степени связывается с аридизацией климата, близким расположением расчлененных областей сноса, большими скоростями прогибания и незначительными размерами бассейна седиментации. Это отразилось также на полимиктовом составе песчаников и посредственной сортировке терригенного материала.

Метод составления идеального профиля, предложенный Н. М. Страховым [7] и позволяющий выделить «пестрый» и «упорядоченный» типы распределения химических элементов, помогает реконструировать формы миграции элементов в древних отложениях в случае, если осадочная порода не сильно затронута катагенетическими преобразованиями. В данном случае отложения явлениями метагенеза не затронуты и претерпели лишь изменения типа начального катагенеза.

В разрезах юго-восточных областей бассейна содержания в глинах марганца, никеля, титана, хрома, меди близки к кларкам в осадочных глинистых породах [4]; содержание остальных элементов значительно меньше их кларка. Значения ОВ (углерода органического) также низкие (мода—0,007% в глинистых породах), намного уступающие кларковому (субкларки) в глинах [3].

В разрезе Ераносской скважины (юго-западные области) содержание в породах марганца, никеля, кобальта, титана, ванадия, циркония, хрома, меди в несколько раз превышает соответствующие кларки; содержание молибдена, цинка, лантана близко к их кларкам в осадочных породах [4]. Мода $C_{орг}$ в глинистых разностях пород в пределах 1—1,5% от объема породы. Сравнительно повышенные значения элементов-примесей по скважине Еранос, очевидно, связаны как с особенностями сложного состава горного обрамления бассейна в юго-западных областях (стык Гегамского и Варденинского нагорий), так и поступлением с терригенным материалом определенного количества органического вещества гетерогенного происхождения. Изучение последнего привлекает исследователей и с позиций взаимодействия его с рассеянными элементами. Значение ОВ в накоплении металлов в процессе его преобразования немаловажно, поскольку часть микроэлементов осаждается при взаимодействии планктона с растворенными металлами морской воды.

Помимо битуминозных компонентов, в керновом материале Ераносской скважины довольно часто встречается углефицированный растительный детрит, который в стадию диагенеза обладал свойством интенсивно сорбировать растворенные в воде микрокомпоненты. Имеются данные [8] об исключительно высоком содержании элементов-примесей во включениях углефицированных растительных остатков и возможной экономической их ценности. Отложения, обогащенные ОВ, обычно сильно пиритизированы. Носителем элементов группы железа является пирит—широко распространенный минерал в породах разреза Ераносской скважины (минералогическое изучение их иммерсионным методом показывает доминирующее значение пирита в тяжелой фракции). Обогащение сульфидов микроэлементами происходит, в основном, в стадию диагенеза. Близкие величины ионных радиусов позволяют кобальт и никель изоморфно замещать двухвалентное железо; вхождение в сульфиды меди, свинца, цинка происходит в форме субмикровростков и сростаний. Однако, в процессе накопления микрокомпонентов принимают участие не только органическое вещество, но и все основные осадкообразующие компоненты.

Выделенные терригенно-минералогические ассоциации (эпидот-роговая обманка-пироксеновая) в юго-западных и юго-восточных облас-

Таблица 1

Среднее содержание малых химических элементов в верхнеиоценовых отложениях бассейна оз. Севан

Скважина	Тип породы	К-во опред.	Элементы в $\mu\text{г}$																		
			Mn	Ni	Co	Ti	Сopг	V	Cr	Zr	Sr	Ba	Ga	Cu	Mo	Pb	Zn	La	Li	Be	Rb
Еранос 1	Песчаник	8	30	20	2,2	400	150	10	20	20	40	20	1	10	0,5	0,4	3,2	7,4	5,9	0,15	3,5
	Алевролит	19	100	20	5	400	200	10	40	20	50	10	2	10	0,3	0,4	3,2	5,0	8,9	0,1	2,2
	Глина	66	130	30	4,8	200	125	10	40	20	80	20	4	10	0,4	0,4	4,0	5,3	4,3	0,1	3,6
Карчахбюр 1	Известняк	7	500	10	2,4	130	800	10	10	10	60	8	0,3	5	0,3	0,5	5,0	11,8	3,1	0,1	2,4
	Песчаник	2	50	4	1	400	0,1	7,8	4,9	10	30	10	1	5	—	—	—	—	—	0,1	—
	Алевролит	7	40	6	1	300	0,1	16,1	20,0	6	20	10	1	7	0,3	0,1	3,8	—	—	0,1	—
Кясаман 3	Глина	10	40	6	1	300	0,15	1	30	6	20	10	1	6	0,3	0,3	3,4	—	—	1,7	0,2
	Известняк	10	30	3	1	150	0,1	6	8	4	20	8	0,4	3	—	—	3,2	—	—	1,8	—
	Песчаник	3	40	30	1	180	0,1	3	10	4	20	10	0,4	3	0,4	—	—	—	—	0,9	0,1
—	Алевролит	6	80	40	2	350	0,1	7	26	6	13	10	0,5	5	—	0,5	3,2	—	—	2,3	0,1
	Глина	5	150	8	1	340	0,1	1	16,6	6,6	10	10	0,4	4	—	0,6	3,2	—	—	4,0	0,1

Среднее содержание малых химических элементов в тяжелой фракции различных типов пород

Элементы в $n \cdot 10^{-3}$ % %	Скважина Еранос 1			Скважина Карчахбюр 1					Скважина Кясаман 3
	Песчаники (3 обр.)	Алевролиты (6 обр.)	Глины (16 обр.)	Известняки (2 обр.)	Песча- ники (1 обр.)	Алевролиты (4 обр.)	Глины (4 обр.)	Известняки (6 обр.)	Алевролиты (2 обр.)
Zn	$\frac{14-140}{40}$	$\frac{4,2-320}{140}$	$\frac{0-468}{89}$	$\frac{87,5-600}{540}$	$\frac{32}{32}$	$\frac{17-81,2}{50}$	$\frac{20-75}{44}$	$\frac{0-150}{52}$	$\frac{15-75}{45}$
Ni	$\frac{10-200}{120}$	$\frac{1,5-200}{100}$	$\frac{2,8-660}{97}$	$\frac{137-160}{100}$	$\frac{2,7}{2,7}$	$\frac{0-32}{18}$	$\frac{6,6-14}{9}$	$\frac{0-11}{8}$	$\frac{0-27}{13,5}$
Co	$\frac{3,7-41}{26}$	$\frac{4-56}{15}$	$\frac{0-120}{20}$	$\frac{2,1-8,7}{5}$	$\frac{1,8}{1,8}$	$\frac{0-15}{6,5}$	$\frac{2,1-9,4}{5}$	$\frac{0-7,7}{6}$	$\frac{0,9-5,8}{3,35}$
Zr	$\frac{100-560}{310}$	$\frac{23-200}{110}$	$\frac{10-1000}{190}$	$\frac{28-54}{40}$	$\frac{30}{30}$	$\frac{0-1600}{570}$	$\frac{27-1700}{330}$	$\frac{0-1615}{420}$	$\frac{20-35}{27,5}$
V	$\frac{15-180}{70}$	$\frac{1,2-180}{45}$	$\frac{0-60}{14}$	$\frac{3-4,7}{39}$	$\frac{2,2}{2,2}$	$\frac{0-60}{48}$	$\frac{24-144}{56}$	$\frac{сл.-53}{33}$	$\frac{25-32}{28,5}$
Cr	$\frac{11-560}{200}$	$\frac{13-560}{240}$	$\frac{0,8-320}{130}$	$\frac{120-490}{300}$	$\frac{30}{30}$	$\frac{40-550}{340}$	$\frac{33-1375}{400}$	$\frac{130-1250}{270}$	$\frac{565-570}{560}$
Mo	$\frac{0-0,3}{0,20}$	$\frac{0-0,8}{0,40}$	$\frac{0-2,6}{0,20}$	$\frac{0,2-0,36}{2,3}$	$\frac{0,08}{0,08}$	$\frac{0-1,5}{0,6}$	$\frac{0,25-1}{0,5}$	$\frac{0-0,84}{0,36}$	$\frac{0,8}{0,8}$
Cu	$\frac{28-50}{37}$	$\frac{0,03-100}{40}$	$\frac{2,2-155}{70}$	$\frac{38-49}{43}$	$\frac{18}{18}$	$\frac{2,5-21}{11}$	$\frac{1-20}{3,8}$	$\frac{0,44-40}{14}$	$\frac{20-22}{27}$
Pb	$\frac{5-240}{84}$	$\frac{3-42}{16}$	$\frac{2,4-29}{12}$	$\frac{24-37,5}{30}$	$\frac{1,5}{1,5}$	$\frac{0-155}{0,63}$	$\frac{0,55-4}{1,8}$	$\frac{0-19}{9}$	$\frac{4,3-4,5}{4,4}$
Выход тяже- лой фр. в % %	0,03	0,07	0,07	0,10	0,15	0,20	0,20	0,05	0,11

Примечание: в числителе — колебания значений; в знаменателе — среднее (арифметическое).

тях бассейна отличаются повышенным значением биотита, магнетита, хромшпинелидов, циркона и граната. Эти минералы также являются носителями ряда микрокомпонентов—таких как никель, кобальт (в парагенезе с минералами железа, никеля и меди), свинец, ванадий. Основной носитель циркония—циркон распространен в алевролитах (скв. у с. Карчахбюр) и песчаниках (скв. у с. Еранос).

Исследования показали, что редкие элементы связаны, в основном, с минералами глинистой фракции [2]. Гидроокислы железа также являются хорошими сорбентами, однако, в изученных отложениях содержание гидроокислов железа невелико.

Данные количественного спектрального анализа тяжелой фракции нерастворимого остатка (табл. 2) показывают в целом высокие содержания элементов-примесей в минералах тяжелой фракции. Вычислены среднеарифметические и дисперсии значений их по типам пород. Величина дисперсии большинства элементов минимальна в грубозернистых разностях пород и максимальна в глинах и известняках.

Таким образом, вещественный состав молассовых отложений верхнего миоцена бассейна оз. Севан наследует особенности состава питающих областей, что в определенной степени отразилось в содержании и характере распределения малых элементов по типам пород. Однако, активный тектонический режим, гидродинамика бассейна седиментации привели к разбавлению рудного компонента терригенным материалом и исключили возможность значительных концентраций микроэлементов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 12.VII. 1984.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья оз. Севан. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1961, 252 с.
2. Бурков В. В., Подпорина Е. К. Некоторые особенности геохимии редких элементов в корках выветривания.—Литол. и полезн. иск., 1971, с. 55—64.
3. Вассоевич Н. Б., Амосов Г. А. Геологические и геохимические улики образования нефти за счет живого вещества.—В сб.: Генезис нефти и газа. М.: «Недра», 1967, с. 5—22.
4. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры.—Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
5. Сатиан М. А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1979, 166 с.
6. Волков И. И., Фомина Л. С. Рассеянные элементы в сапропелевых илах Чёрного моря и их взаимосвязь с органическим веществом.—Литол. и полезн. иск., 1971, № 7, с. 3—15.
7. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I. М.: Изд. АН СССР, 1962, 210 с.
8. Юдович Я. Э., Корычева А. А., Гольдберг Ю. И. Геохимические особенности углещифрированной древесины.—Литол. и полезн. иск., 1971, № 6, с. 53—63.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 6, 59—62, 1985

УДК:551.4.035(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

П. Л. МУРАДЯН

ОБ АСИММЕТРИЧНОСТИ ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ)

Морфометрический анализ горных сооружений Армяно-Кавказско-Иранского сегмента Альпийского складчатого пояса позволил устано-

тях бассейна отличаются повышенным значением биотита, магнетита, хромшпинелидов, циркона и граната. Эти минералы также являются носителями ряда микрокомпонентов—таких как никель, кобальт (в парагенезе с минералами железа, никеля и меди), свинец, ванадий. Основной носитель циркония—циркон распространен в алевролитах (скв. у с. Карчахбюр) и песчаниках (скв. у с. Еранос).

Исследования показали, что редкие элементы связаны, в основном, с минералами глинистой фракции [2]. Гидроокислы железа также являются хорошими сорбентами, однако, в изученных отложениях содержание гидроокислов железа невелико.

Данные количественного спектрального анализа тяжелой фракции нерастворимого остатка (табл. 2) показывают в целом высокие содержания элементов-примесей в минералах тяжелой фракции. Вычислены среднеарифметические и дисперсии значений их по типам пород. Величина дисперсии большинства элементов минимальна в грубозернистых разностях пород и максимальна в глинах и известняках.

Таким образом, вещественный состав молассовых отложений верхнего миоцена бассейна оз. Севан наследует особенности состава питающих областей, что в определенной степени отразилось в содержании и характере распределения малых элементов по типам пород. Однако, активный тектонический режим, гидродинамика бассейна седиментации привели к разбавлению рудного компонента терригенным материалом и исключили возможность значительных концентраций микроэлементов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 12.VII. 1984.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья оз. Севан. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1961, 252 с.
2. Бурков В. В., Подпорина Е. К. Некоторые особенности геохимии редких элементов в корках выветривания.—Литол. и полезн. иск., 1971, с. 55—64.
3. Вассоевич Н. Б., Амосов Г. А. Геологические и геохимические улики образования нефти за счет живого вещества.—В сб.: Генезис нефти и газа. М.: «Недра», 1967, с. 5—22.
4. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры.—Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
5. Сатиан М. А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1979, 166 с.
6. Волков И. И., Фомина Л. С. Рассеянные элементы в сапропелевых илах Чёрного моря и их взаимосвязь с органическим веществом.—Литол. и полезн. иск., 1971, № 7, с. 3—15.
7. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I. М.: Изд. АН СССР, 1962, 210 с.
8. Юдович Я. Э., Корычева А. А., Гольдберг Ю. И. Геохимические особенности углещифицированной древесины.—Литол. и полезн. иск., 1971, № 6, с. 53—63.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 6, 59—62, 1985

УДК:551.4.035(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

П. Л. МУРАДЯН

ОБ АСИММЕТРИЧНОСТИ ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ)

Морфометрический анализ горных сооружений Армяно-Кавказско-Иранского сегмента Альпийского складчатого пояса позволил устано-

вить закономерное сходство поперечных профилей всех без исключения хребтов, выраженное в их асимметричности.

Асимметричность определялась по формуле $A=L_{\text{п}}/L_{\text{к}}$, где A —коэффициент асимметричности, $L_{\text{п}}$ —расстояние от водораздельной линии до подножья пологого склона, $L_{\text{к}}$ —то же для крутого склона.

Расчеты показывают, что коэффициент асимметричности (A) для исследуемой территории колеблется в пределах 1,5—2, а в некоторых случаях достигает 5 (Б. Кавказ, Севанский, Мровдагский и другие хребты).

На основании проведенных расчетов и морфологических особенностей, все асимметричные хребты нами объединены в единые зоны, в пределах которых они имеют одинаковую ориентировку крутых и пологих склонов (рис. 1).

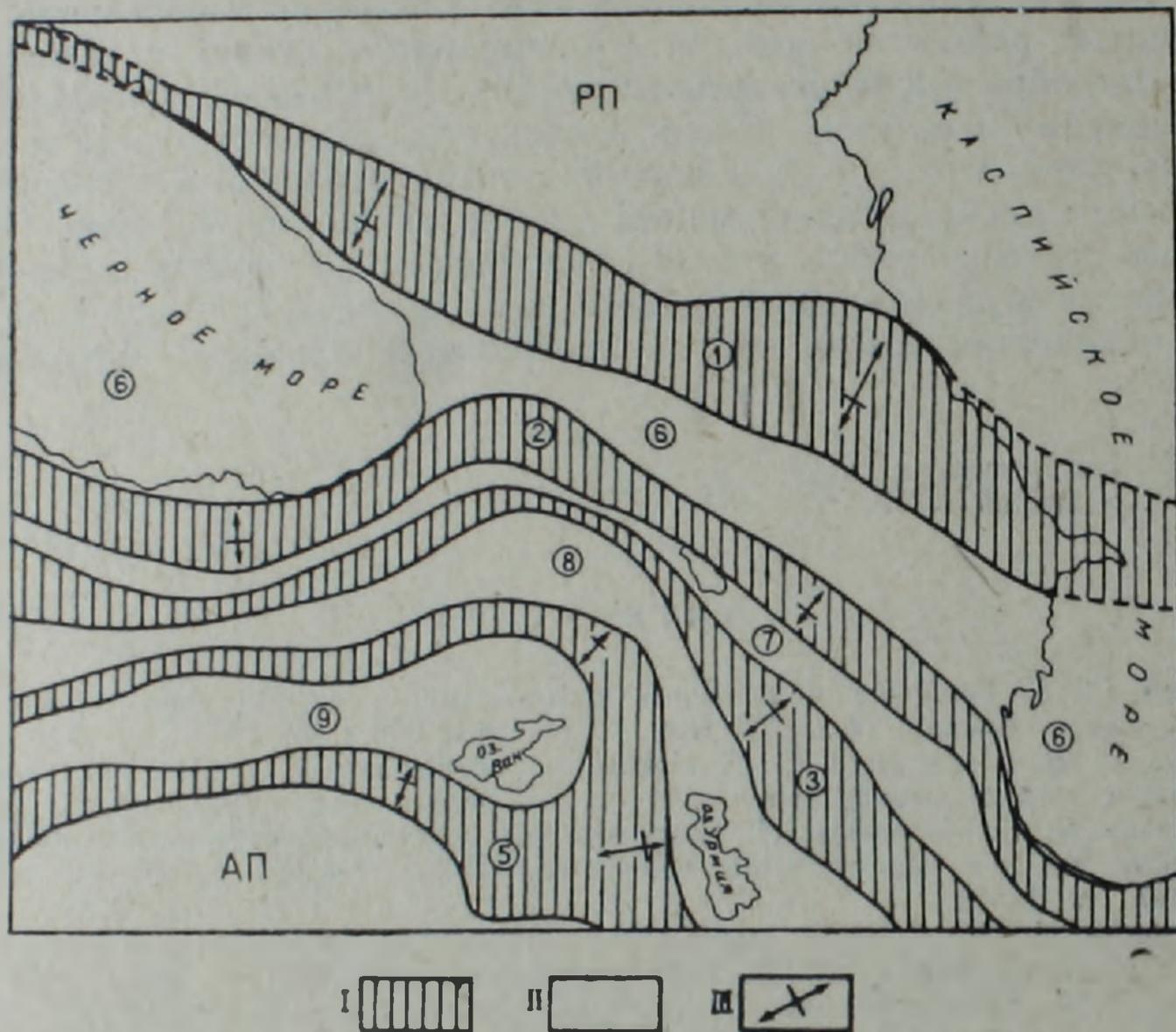


Рис. 1 Схематическая карта зон асимметричных хребтов и линейно-расположенных депрессий Армянского нагорья. I. Асимметричные хребты: 1. Крым-Б. Кавказ-Копет-Даг, 2. Понт-М. Кавказ-Талыш-Эльбурс, 3. Кёроглу-Северный Тавр-Гегам-Зангезур, 4. Киликийский Тавр-Внутренний Тавр-Армянский хребт-Котур, 5. Армянский Тавр-Кордук-Загрос. II. Линейно-расположенные депрессии: 6. Черноморско-Рионн-Кура-Южно-Каспийская, 7. Келькит-Чорох-Севан-Акеринская, 8. Кызыл-Ирмак-Карасу-Аракс-Урмийская, 9. Адана-Евфрат-Ванская. III. Асимметрия хребтов (короткая стрелка—крутой склон, длинная стрелка—пологий склон). РП—Русская платформа. АП—Аравийская платформа.

Выделены следующие зоны: 1. Крым-Б. Кавказ-Копет-даг, 2. Понт-М. Кавказ-Талыш-Эльбурс, 3. Кёроглу-Северный Тавр-Гегам-Зангезур, 4. Киликийский Тавр-Внутренний Тавр-Армянский хр.-Котур, 5. Армянский Тавр-Кордук-Загрос.

В пределах выделенных зон речная сеть крутых склонов хребтов характеризуется щетковидным рисунком, с короткими руслами, в большинстве случаев представленными временными водотоками и отлича-

ется развитием селевых процессов. Например, бассейны рр. Ингури, Риони, Алазани, левобережные притоки рр. Чорох, Памбак, Дебед, Агстев, все реки северо-восточного побережья оз. Севан. На пологих склонах речная сеть обычно хорошо развита и имеет древовидный рисунок [6].

Большая часть притоков крутых склонов обладает крупными конусами выноса, в некоторых случаях объединяющимися в протяженные пролювиальные шлейфы; причем эти притоки иногда впадают в главную реку далеко за пределами своих конусов выноса (р.р. Турнанчай, Геокчай на Б. Кавказе, Касах, Раздан, Азат, Арпа в Араратской котловине и т. д.) [1, 2].

Одновременно обнаруживается ряд современных экзогенных и эндогенных процессов, создающих одинаковую картину рельефообразования: в общем плане к крутопадающим склонам вследствие увеличения гравитационной силы приурочены наиболее активные процессы—сели, оползни, обвалы.

Вдоль крутых склонов большинства хребтов обнаружены глубинные или глубокого заложения разломы (ГР), к которым приурочены наиболее контрастные горизонтальные и вертикальные подвижки и связанные с ними сейсмические явления. Например, Северо-Анатолийский ГР на южном склоне Восточного Понта, Восточно-Черноморский ГР на Черноморском побережье Грузии, район гор. Шемаха в Азербайджане, Ереванский ГР, проходящий по гор. Еревану и прилегающим к нему районам Гарни, Двин и др. [1].

Таблица 1

Коэффициенты асимметрии (А) горных сооружений

Материки	А	Материки	А
хребты		хребты	
<i>Азия</i>		<i>Карпаты</i>	
Срединный	4	Стара Планина	2
Колымский	2	Крым	4
Верхоянский	2	Пеннины	3
Баргузинский	4	Урал	1,7
Каратау	3	Скандинавия	2
Сихотэ-Алинь	2	<i>Северная и Южная Америка</i>	
Тэбэксан (Корея)	2,5	Аляскинский	2
Хида (Япония)	2	Брукса	2
Акаиси (Япония)	2	Маккензи	2
Микуни (Япония)	2	Береговой	2
Наньшань	1,5	Передовой	2
Б. Хинган	2	Сьерра-Невада	4
Чжуньяншань (Тайвань)	2	Западная Сьерра-Мадре	2
Тянь-Шань	2	Сьерра-Маэстра (Куба)	2
Гималаи	2	Кордильера	2,5
Копет-даг	3	Кордильера-де-Мерида	2,5
Эльбурс	1,5	<i>Австралия</i>	
Талыш	2	Водораздельный	3
Загрос	2	Нью-Ингленд	5
Б. Кавказ	5	Австралийские Альпы	1,5
Понты	2	Флиндерс	1,5
Севанский	5	<i>Африка</i>	
Мровдагский	5	Атлас	1,7
Арм. Тавр	2,5	Чоке	1,5
Внутренний Тавр	3	Драконовы горы	1,5
<i>Европа</i>		Капские горы	2
Альпы	2,5		61
Пиренен	2,5		
Апеннины	3,5		

Между зонами асимметричных хребтов размещены линейно-расположенные депрессии различных размеров, образующие нижеследующие пояса абсолютных и относительных опусканий: Черноморско-Рион-Кура-Южно-Каспийский, Келькит-Чорох-Севан-Акеринский, Кызыл-Ирмак-Карасу-Аракс-Урмийский, Адана-Евфрат-Ванский, которые заполнены современными аллювиальными, озерно-аллювиальными и пролювиальными отложениями. В свою очередь, указанные зоны депрессий местами являются фрагментами морфоструктур центрального типа I порядка [7].

Поперечная асимметричность, обнаруженная также для областей плиоцен-четвертичного вулканизма (щитовидные массивы Джавахет, Гукасян, Арагац, Гегам, Сюник и др., для которых A колеблется в пределах 1,5—2), по-видимому, объясняется гетерогенным строением подлававого субстрата [3].

Интересно отметить, что при детальном изучении топокарт разных масштабов, поперечная асимметричность наблюдалась также для других горных сооружений Земли: в Северной и Южной Америке—Кордильеры, Аппалачи, Анды и др.; в Европе—Скандинавия, Пиренеи, Альпы, Апеннины, Карпаты, Динары и др.; в Азии—Урал, Тянь-Шань, Гималаи, Сихотэ-Алинь, Срединный и др.; в Африке—Атласы, Драконовы горы; в Австралии—Австралийские Альпы и другие (табл. 1).

Морфометрическим анализом установлено, что подножья пологих и крутых склонов горных сооружений имеют разные абсолютные отметки, причем эта разность колеблется от 300 до 700 м, а в некоторых случаях достигает 1500—2000 м.

Таким образом, асимметричность горных сооружений имеет очень широкое распространение, что, возможно, является результатом неравномерного распределения тангенциальных и эпейрогенических сил в раздробленном фундаменте при горообразовании [4].

Поперечную асимметричность горных сооружений можно использовать при изучении многих вопросов геолого-геоморфологических работ, в частности, геоморфологического районирования, сейсмопрогнозирования, инженерной геологии и т. д.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 11.XII.1984.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Изд. Айпетрат, 1958. 430 с.
2. Бальян С. П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Ереван: Изд. ЕГУ, 1969. 390 с.
3. Бальян С. П. Геология ССР, том XLIII. Армянская ССР, М.: «Недра», 1970. 396—423 с.
4. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Сейсмоструктура Армянской ССР. Ереван: Изд. ЕГУ, 1981. 283 с.
5. Геология Армянской ССР, том 1, Геоморфология, Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1962, 586 с.
6. Зограбян Л. Н. Орография Армянского нагорья. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1979. 119 с.
7. Мурадян П. Л. Морфоструктуры центрального типа в Армянском нагорье.— «Вопросы геологии четвертичного периода Армении», Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1983. 95—101 с.
8. Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях. М.: Недра, 1970. 296 с.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. А. ВОРОНКОВ, Г. О. ВАРДАНЯН, А. Н. КОВАЛЕВСКИЙ

О СТРУКТУРЕ ТЕПЛООВОГО ПИТАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Для проектирования оптимальной глубины разведочных и эксплуатационных скважин и прогноза эксплуатационных запасов геотермального месторождения важно знать глубину до «базовой» температуры [12] или, другими словами, глубину, до которой осуществляется активная циркуляция подземных вод в пределах гидротермальной системы. В настоящее время «базовые» температуры гидротермальных систем определяются гидрохимическими методами с использованием т. н. геотермометров. Вопрос же о глубине до «базовой» температуры в большинстве случаев остается открытым. Еще сложнее ответить на то, какова природа теплообмена на данной глубине между ниже- и вышележащими водоносными комплексами.

Решение вопросов о «базовой» температуре, ее глубинности и природе теплообмена в недрах гидротермальных систем тесно связано с проблемой соотношения между гидротермальным процессом и магматической деятельностью. При рассмотрении последней В. В. Аверьев провел анализ возможных вариантов теплового питания гидротермальных систем [1]. Развивая одну из выдвинутых рядом исследователей и широко распространенную концепцию о главенствующей роли в тепловом питании гидротермальных систем эндогенного или «геотермального пара», он высказывает мысль о существовании проточного горячего водного флюида, как главного агента в тепловом питании не только гидротермальных систем, но и вулканических центров кислого состава. Флюид, по мнению В. В. Аверьева, представляет собой гетерогенное образование, в составе которого принимают участие, главным образом, «возрожденные» и мобилизованные воды из нижних горизонтов земной коры (с некоторой долей ювенильной составляющей). Было выдвинуто предположение о том, что нагрев инфильтрационных вод в пределах гидротермальных систем осуществляется посредством смешения их с высокоминерализованным флюидом, нагретым до температуры 600—800°. Причем доля эндогенной составляющей, необходимая для теплового питания таких гидротермальных объектов, как Вайракей и Долина Гейзеров, по его оценке, составила 25% от общей разгрузки гидротерм. Следовательно, за время существования упомянутых гидротермальных систем в их пределах должны были разгрузиться десятки кубических километров «возрожденных», мобилизованных и ювенильных вод. Возникает вопрос—может ли такой объем воды указанного генезиса разгрузиться в пределах соответствующих территорий. Кроме того, если учесть долю разбавления эндогенного флюида инфильтрационными водами, то становится неясной причина сравнительно невысокой минерализации (1—3 г/л) вод большинства известных гидротермальных систем.

Не отказываясь от концепции об эндогенном флюиде как главном агенте в тепловом питании гидротерм и учитывая вышесказанное, попытаемся рассмотреть вариант, не требующий смешения инфильтрата с глубинными высокотемпературными водами, по крайней мере, в вышеуказанных пропорциях.

Как известно, интенсивность подземного стока по глубине законо-

мерно изменяется. Согласно гидрогеодинамическому делению [9], гидрогеологический разрез делится на верхнюю, среднюю и нижнюю зоны. Так как средняя зона в молодых геосинклинальных областях отсутствует [11], ниже будут рассматриваться лишь верхняя (активного водообмена) и нижняя (застойного режима) зоны. Основное их отличие заключается в том, что первая содержит в себе инфильтрационные воды низкой минерализации, движущиеся под действием гидростатического напора, а вторая—главным образом, освобожденные и погребенные воды седиментационных бассейнов повышенной минерализации (до рассолов), движущиеся под действием напоров, создаваемых, в основном, геостатическим давлением [3, 6].

Данные гидрогеологические условия, очевидно, влияют на характер движения водных флюидов в гидротермальных системах, образовавшихся в пределах седиментационных бассейнов вулканических областей. Если подъем глубинного флюида понимать, как всплывание водного раствора, разуплотненного за счет температуры, то в районы геотермальной аномалии, даже при отсутствии разделяющего водоупора, можно ожидать образование двух локальных циркуляционных систем, расположенных друг относительно друга по вертикали. Их наличие может быть обусловлено разностью концентрационных плотностей подземных растворов ($\rho_n > \rho_v$) в нижней (н) и верхней (в) зонах. При этом в зоне активного водообмена образуется открытый контур циркуляций, а в зоне «застойного» режима—замкнутая свободная конвекция. Массо- и теплообмен между контурами осуществляется соответственно посредством диффузии и кондуктивной теплопередачи.

Упрощенной моделью данной ситуации может служить устойчивое расслоение раствора, наблюдаемое А. Н. Ковалевским в лабораторной установке при исследовании им кинетики растворения и роста кристаллов [7]. Принципиальная схема опытной установки представляет собой емкость, заполненную растворителем и шихтой, подогреваемой снизу (рис. 1.).

Расслоение в растворе прежде всего проявляется в характере температурной кривой, построенной по высоте емкости. Необходимые условия для возникновения расслоения конвектирующего раствора автором выражены в следующем виде:

$$\left. \frac{\partial V}{\partial T} \right|_{C,P} \Delta T + \left. \frac{\partial V}{\partial C} \right|_{T,P} \Delta C > 0,$$

где V , P , C , T —соответственно, удельный объем раствора, давление, концентрация и температура;

$$\Delta T = (T_v - T_n); \quad \Delta C = (C_v - C_n).$$

Приведенное неравенство можно проиллюстрировать серией кривых на графике зависимости удельного объема раствора от температуры для различных концентраций при давлении 150 атм., соответствующем гидростатическому на глубине 1500 м (рис. 2). Как видно из графика, наиболее благоприятные условия для расслаивания свободно конвектирующего раствора со значительным температурным скачком (ΔT) между верхней и нижней зонами создаются при максимальной контрастности его концентраций (ΔC). Например, «базовая» температура по аналогии с большинством геотермальных месторождений в системе равна 250°C (температура подошвы верхней зоны), концентрация растворенных солей верхней зоны (C_v)—10 г/л, а нижней (C_n)—300 г/л. Для того, чтобы компенсировалось концентрационное уплотнение раствора нижней зоны относительно раствора верхней до момен-

та начала конвективного массообмена между ними необходим скачок температуры на границе зон в 60°C . Максимальная возможная температура ниже границы при расслоении в данных условиях составит 310°C .

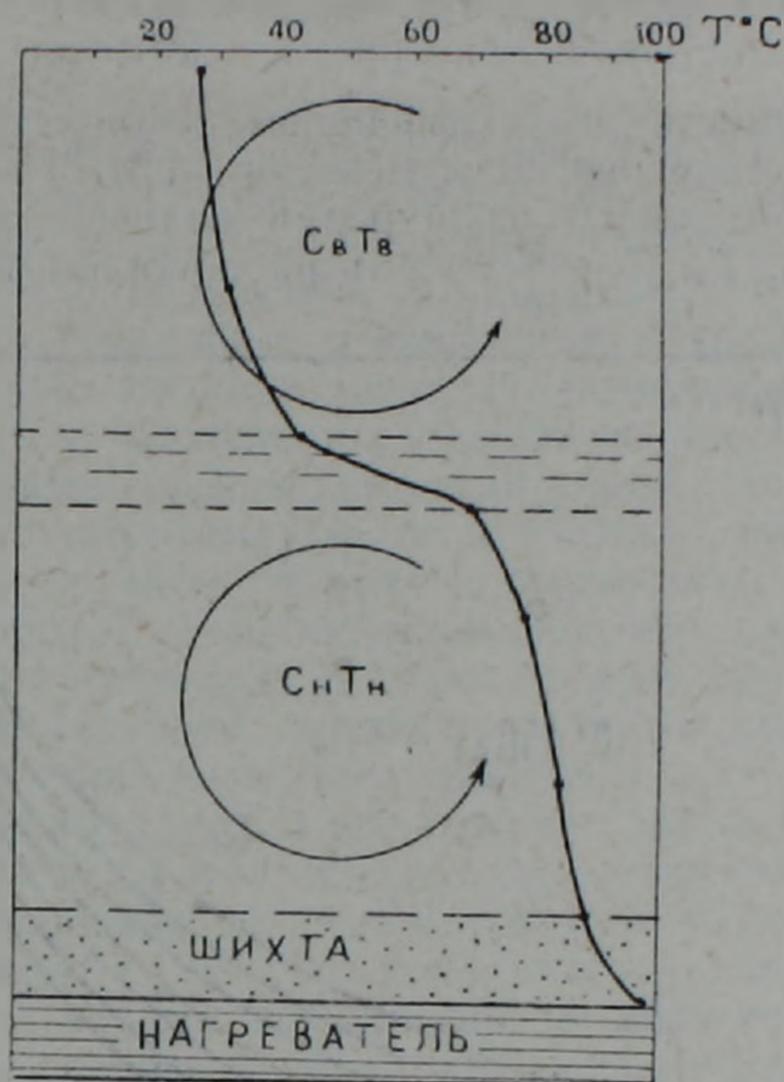


рис 1

Рис. 1. Схема расслоения растворов в лабораторной установке и температурная кривая, фиксируемая при этом. C_v , T_v и C_n , T_n —соответственно, концентрация и температура раствора в верхней и нижней зонах.

Основное отличие приведенной модели от интересующего нас природного объекта заключается в разном характере среды. В первом случае это сплошная, а во втором—дисперсная среда, где движение растворов происходит по порам и трещинам. Но данное отличие природного объекта от модели может лишь способствовать расслоению конвектирующих растворов в недрах гидротермальной системы. Выравнивающее действие диффузии в модели компенсировалось осаждением растворенного диффундирующего вещества на гранях спонтанных кристаллов, расположенных в верхней зоне. В природных же условиях контрастность растворов по концентрациям сохраняется, благодаря промыванию верхней зоны инфильтрационными водами.

При температурном скачке 60°C плотность теплового потока через переходный слой, который, допустим, имеет мощность 100 м и коэффициент теплопроводности $0,8 \text{ кал/м град. сек.}$ [2], составит $480 \text{ ккал/км}^2 \text{ сек}$ —величину, довольно близкую к значениям потока по известным месторождениям.

Для стабильной деятельности длительноживущей гидротермальной системы необходимо относительное постоянство температурного перепада в переходном диффузионном слое, а следовательно, температуры кровли нижней зоны. Температура здесь может поддерживаться

за счет свободной конвекции высокотемпературных растворов, которая возникает в трещинно-поровой среде при числе Рэлея R , превышающем некоторое критическое значение $\approx 4\pi$. Конкретное число R оценивается с помощью выражения:

$$R = K \cdot \rho_0 \cdot g \cdot h \cdot \beta_0 \frac{(T_n - T_k)}{Ma},$$

где: K —проницаемость; a —коэффициент температуропроводности поровой среды; g —ускорение силы тяжести; ρ_0, M, β_0 —плотность, вязкость и коэффициент объемного расширения водного раствора (флюида); h —мощность слоя; T_n, T_k —температура подошвы и кровли слоя.

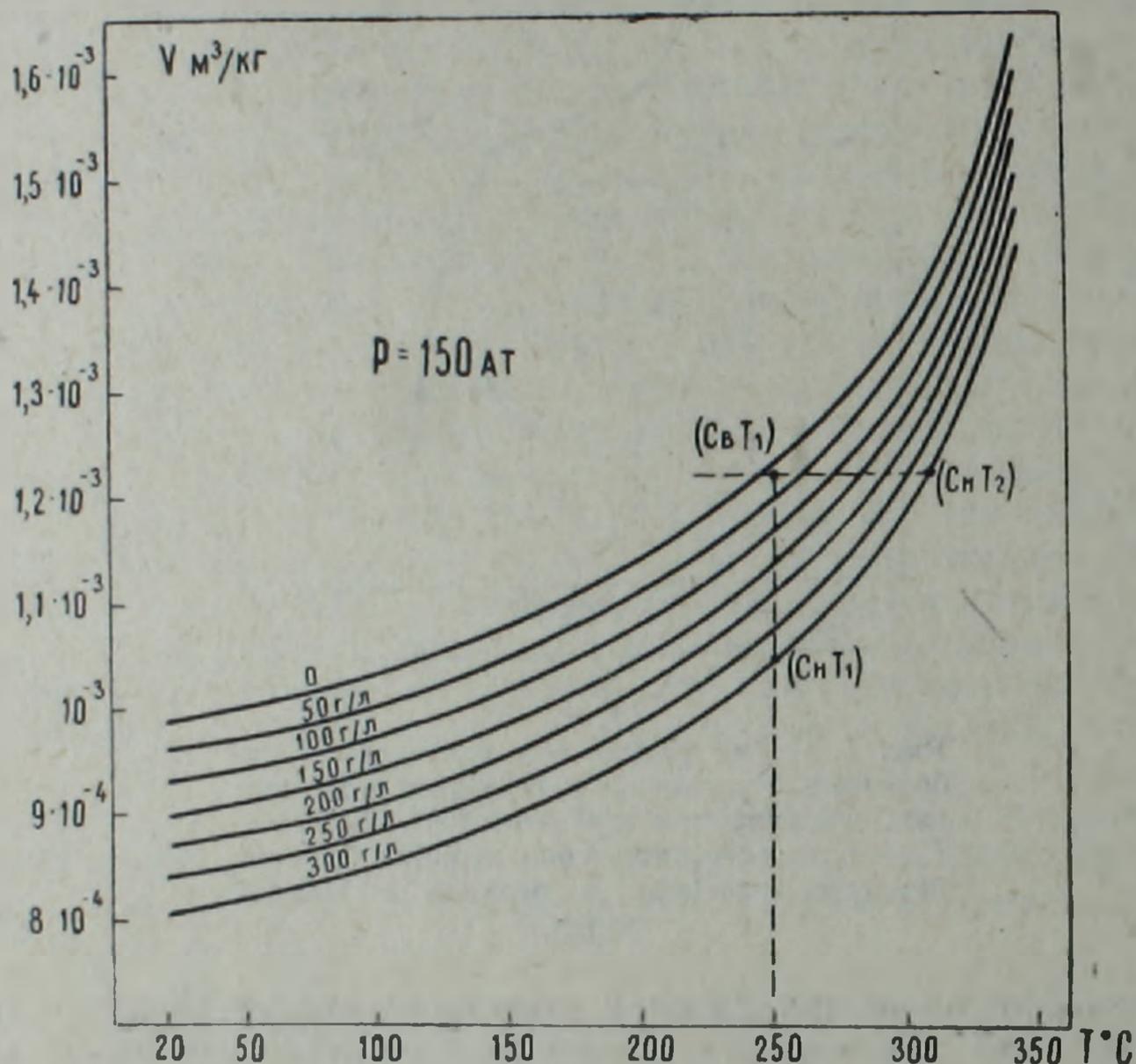


Рис. 2. График зависимости удельного объема раствора от температуры для различных концентраций. Построен согласно [4, 8].

Если даже принять неблагоприятные (затрудненные) условия для фильтрации воды в нижней зоне, характеризующиеся проницаемостью пород $K = n \cdot 10^{-2}$ дарси, мощность зоны 2 000 м, перепад температур в ней— 200° и среднюю температуру по слою 400°C , число Рэлея составит $R \approx 280$. Это значение соответствует второму режиму теплопереноса, при котором теплота переносится, в основном, вследствие свободной конвекции. Эквивалентная теплопроводность (экв) в этом режиме согласно результатам работы [13] находится в пределах от 5 до 6. Тепловой поток, создаваемый конвекцией в этих условиях,

$$q = \frac{\lambda_{\text{экв}}}{h} (T_n - T_k)$$

близок по порядку к тепловым потокам, замеренным на известных геотермальных полях.

Как видно из рис. 2, плотностное расслоение конвекции в условиях гидротермальных систем может произойти только при наличии рассолов (высокотемпературные гидротермы) или соленых вод (средне- и низкотемпературные гидротермы) в нижней зоне, что, по-видимому, не везде можно ожидать. Примером вскрытия неглубокозалегающей (900 м) нижней зоны, возможно, является геотермальное месторождение Солтон-Си в Калифорнии, где зафиксированы рассолы с температурой до 360°C [5].

По мнению большинства исследователей, нижняя зона водообмена от вышележащей отделяется выдержанным водоупором [11], который способствует резкому изменению гидродинамических условий на соответствующей глубине. Вследствие повышенного температурного градиента на интервале водоупора и изменения гидрохимической обстановки, здесь возможно возникновение геохимического барьера [10]. Нарушение сплошности водоупора разрывными дислокациями в условиях интенсивных тектонических движений в зоне геохимического барьера компенсируется кальматирующим действием процесса минералообразования. Таким образом может поддерживаться гидравлическая изоляция нижней зоны, где развивается высокое пластовое давление, превышающее гидростатическое. К этому следует заметить, что в районах современного вулканизма скачок пластового давления от гидростатического к геостатическому наблюдается на глубине 1—1,5 км [5, 10]. Соответственно, на этой же глубине залегает граница между нижней и верхней зонами водообмена, характеризующаяся «базовой» температурой гидротермальной системы. Как и в случае плотностного расслоения, здесь можно ожидать кондуктивную теплопередачу между верхней и нижней зонами циркуляции, но обусловленную наличием водоупора. Тепломассоперенос через водоупор происходит по отдельным наиболее подвижным тектоническим зонам разрывного типа.

Выводы

Положение гидрогеодинамических зон циркуляции подземных вод в областях современного вулканизма контролирует глубину залегания «базовой» температуры гидротермальных систем. На глубине, соответствующей границе между верхней зоной активного водообмена и нижней зоной «застойного» водного режима, возможно расслоение тепловой конвекции подземных вод. При этом образуются верхний открытый циркуляционный контур и нижний—закрытый, где теплоперенос осуществляется преимущественно свободной конвекцией. Причиной расслоения со значительным перепадом температур может служить разность плотностей подземных водных растворов, когда в нижней зоне находятся рассолы или соленые воды, а в верхней—пресные или слабосоленые воды инфильтрационного происхождения. Наличие водоупорных толщ и геохимического барьера между верхней и нижней зонами может явиться другой или дополнительной причиной расслоения подземных растворов, представляющих собой в нижней зоне смесь, главным образом, ювенильных, седиментационных и освобожденных вод, а в верхней—инфильтрационные воды. Теплоперенос через разделяющий слой из нижней циркуляционной зоны в верхнюю осуществляется посредством теплопередачи. По отдельным, наиболее подвижным тектоническим зонам теплоперенос происходит в условиях вынужденной конвекции с последующим смешением растворов.

Ориентировочные расчеты показывают, что при вышензложенной структуре теплообмена и циркуляции подземных растворов в недрах

гидротермальных систем, без смещения больших масс эндогенного флюида с инфильтрационными водами, возможно возникновение теплового потока, подобного тем, которые наблюдаются на известных полях.

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР,
Управление геологии СМ Армянской ССР

Поступила 6.XII.1983.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аверьев В. В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. В. кн.: Современный вулканизм, т. 1, М.: Наука, 1966, с. 118—128.
2. *Амирханов Х. И., Ровнин Л. И., Суетнов В. В., Гаирбеков Х. А., Бойков А. М.* Опыт применения нефтегазовой терморазведки. Махачкала: Дагестанский филиал АН СССР, 1975, 223 с.
3. *Валуконис Г. Ю., Ходьков А. Е.* Геологические закономерности движения подземных вод, нефтей и газов. Л.: Изд. ЛГУ, 1973, 304 с.
4. *Валукович М. П.* Таблицы термодинамических свойств воды и водяного пара. М.—Л.: Энергия, 1965, 400 с.
5. *Джонс П.* Геотермические ресурсы Северо-Мексиканского бассейна. В кн.: Изучение и использование геотермических ресурсов. Перевод с англ. Л. Н. Барбанова, Б. Г. Поляка и В. М. Сугрובה. М.: Мир, 1975, с. 41—66.
6. *Капченко Л. Н.* Литогенетическая теория глубокозалегающих подземных вод осадочной оболочки. В кн.: Пробл. теор. и регион. гидрогеохимии. М.: Изд. Наука, 1979, с. 29—33.
7. *Ковалевский А. Н.* Исследование кинетики растворения и роста кристаллов. М.: Наука, 1984.
8. Краткий справочник физико-химических величин. Составили: под ред. Мищенко К. П. и Рандкля А. А. Л.: Химия, 1974, 200 с.
9. *Макаренко Ф. А.* Некоторые результаты изучения подземного стока. Труды лаб. гидрогеол. проблем, 1948, т. 1, с. 51—66.
10. *Перельман А. И.* Геохимические барьеры и процессы концентрации элементов в земной коре. В кн.: Кинетика и динамика геохимических процессов. Вып. 2. М.: 1976, с. 8—21.
11. *Пинекер Е. В.* Гидрогеодинамический режим глубоких горизонтов. В кн.: Основы гидрогеологии. Гидрогеодинамика. Новосибирск: Наука, 1983, с. 163—168.
12. *Bodvarsson G.* Physical characteristics of natural heat resources in Island United Nations conferencen on new Sources of energy Rome, 1961.
13. *Sabodh K. G. David R. K.* Convective Heat and Mass Transfer in Hidrothermal systems: Principles and Case Historis 1981 John Wiley J Sons std 37—76.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 6, 68—71. 1985.

УДК:91(092)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Д. Р. НАЗАРЕТЯН

О НЕКОТОРЫХ СПОДВИЖНИКАХ-ИССЛЕДОВАТЕЛЯХ ПРИРОДЫ АРМЕНИИ

Вероятно, никто не станет возражать против того, что почти каждая работа, посвященная истории науки, должна быть гуманистична, в смысле возвращения науке забытых или полузабытых имен исследователей.

В существующей литературе по истории географических открытий вообще и в частности территории Армении излагается деятельность отдельных путешественников и исследователей или крупных экспеди-

гидротермальных систем, без смещения больших масс эндогенного флюида с инфильтрационными водами, возможно возникновение теплового потока, подобного тем, которые наблюдаются на известных полях.

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР,
Управление геологии СМ Армянской ССР

Поступила 6.XII.1983.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аверьев В. В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. В. кн.: Современный вулканизм, т. 1, М.: Наука, 1966, с. 118—128.
2. *Амирханов Х. И., Ровнин Л. И., Суетнов В. В., Гаирбеков Х. А., Бойков А. М.* Опыт применения нефтегазовой терморазведки. Махачкала: Дагестанский филиал АН СССР, 1975, 223 с.
3. *Валуконис Г. Ю., Ходьков А. Е.* Геологические закономерности движения подземных вод, нефтей и газов. Л.: Изд. ЛГУ, 1973, 304 с.
4. *Валукович М. П.* Таблицы термодинамических свойств воды и водяного пара. М.—Л.: Энергия, 1965, 400 с.
5. *Джонс П.* Геотермические ресурсы Северо-Мексиканского бассейна. В кн.: Изучение и использование геотермических ресурсов. Перевод с англ. Л. Н. Барбанова, Б. Г. Поляка и В. М. Сугрובה. М.: Мир, 1975, с. 41—66.
6. *Капченко Л. Н.* Литогенетическая теория глубокозалегающих подземных вод осадочной оболочки. В кн.: Пробл. теор. и регион. гидрогеохимии. М.: Изд. Наука, 1979, с. 29—33.
7. *Ковалевский А. Н.* Исследование кинетики растворения и роста кристаллов. М.: Наука, 1984.
8. Краткий справочник физико-химических величин. Составили: под ред. Мищенко К. П. и Рандкля А. А. Л.: Химия, 1974, 200 с.
9. *Макаренко Ф. А.* Некоторые результаты изучения подземного стока. Труды лаб. гидрогеол. проблем, 1948, т. 1, с. 51—66.
10. *Перельман А. И.* Геохимические барьеры и процессы концентрации элементов в земной коре. В кн.: Кинетика и динамика геохимических процессов. Вып. 2. М.: 1976, с. 8—21.
11. *Пинекер Е. В.* Гидрогеодинамический режим глубоких горизонтов. В кн.: Основы гидрогеологии. Гидрогеодинамика. Новосибирск: Наука, 1983, с. 163—168.
12. *Bodvarsson G.* Physical characteristics of natural heat resources in Island United Nations conferencen on new Sources of energy Rome, 1961.
13. *Sabodh K. G. David R. K.* Convective Heat and Mass Transfer in Hidrothermal systems: Principles and Case Historis 1981 John Wiley J Sons std 37—76.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 6, 68—71. 1985.

УДК:91(092)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Д. Р. НАЗАРЕТЯН

О НЕКОТОРЫХ СПОДВИЖНИКАХ-ИССЛЕДОВАТЕЛЯХ ПРИРОДЫ АРМЕНИИ

Вероятно, никто не станет возражать против того, что почти каждая работа, посвященная истории науки, должна быть гуманистична, в смысле возвращения науке забытых или полузабытых имен исследователей.

В существующей литературе по истории географических открытий вообще и в частности территории Армении излагается деятельность отдельных путешественников и исследователей или крупных экспеди-

ций, детально разбираются обстоятельства, вызвавшие те или иные экспедиции, их цель и задачи, условия работы, научные и практические результаты и т. д. Однако редко можно найти в истории географической литературы указание на участие и роль в географических открытиях и исследованиях представителей местного населения тех регионов, на территории которых производились исследования. В действительности же большинство из них были сделаны при их прямом или косвенном участии.

Наряду с известными учеными и путешественниками, отправлявшимися с соответствующими целями на Кавказ и в Закавказье, в частности в Армению, которые благодаря обилию естественных богатств, представлялись наиболее заманчивыми, значительная роль в исследованиях принадлежит местному населению, превосходно знавшему свою территорию, великолепно ориентировавшемуся в окружающей его природе, тонко знавшему особенности своей географической среды.

Участие отдельных представителей местного населения в географических исследованиях, ставшее традиционным, усилилось в 18—19 вв., когда здесь работало несколько экспедиций, снаряженных русским правительством, Петербургской АН, Русским Географическим обществом и другими научными учреждениями. Но о местных жителях и их роли в этих исследованиях говорится лишь вскользь, а чаще даже совсем умалчивается.

Помощь местного населения научным экспедициям проявлялась в разнообразных формах—им всегда требовались опытные проводники, толковые переводчики, подсобные рабочие и т. д. Естественно, что в проводники шли обычно отличные знатоки местности (по выражению В. К. Арсеньева «Живые компасы природы»). Они указывали кратчайшие и наиболее удобные пути для передвижения отрядов и экспедиций, давали ценные указания и советы, вместе с ними делили все тяготы и лишения походной жизни.

Высочайшая вершина Армянского нагорья г. Арарат (5165 м н. у. м.), издавна манившая ученых и путешественников своей таинственной неприступностью, была, как известно, покорена 29 сентября 1829 г. экспедицией, возглавляемой профессором Дерптского (ныне Тартуского) университета Фридрихом Парротом (покорению предшествовали две неудачные попытки).

В экспедиции в качестве переводчика принимал участие дьякон Эчмиадзинского монастыря Хачатур Абовян—будущий просветитель армянского народа, сыгравший исключительно важную роль в изучении своей родины.

Отметим, что честь первовосходителей разделили и проводники—армяне—жители живописного армянского села Акори, расположенного у подножья г. Арарат—О. Айвазян, М. Погосян, староста этого села Степан Меликов. Именно по совету «этого умудренного опытом старика», экспедиция совершила восхождение на Арарат с северо-западной стороны, которая несколько длиннее восточной, но зато более пологая [5].

Со всей очевидностью можно утверждать, что местные жители, будучи проводниками и незаурядными помощниками, помогали участникам экспедиции в сборе географических, геологических, палеонтологических, этнографических сведений и материалов, коллекций, в проведении метеорологических и других несложных наблюдений, участвовали в рекогносцировке местности, словом—принимали творческое участие в экспедициях.

Петрос Шароян—переводчик и проводник ряда крупных экспедиций (Г. В. Абиха, И. И. Ходзько), вместе с тем вел сбор геологичес-

ких, ботанических и других коллекций. Собранные им в период полевых работ образцы горных пород, впоследствии были переданы Г. В. Абиху. И. И. Ходзько, отец картографии Кавказа, как именовали его современники, характеризует П. Шарояна как «своего неутомимого помощника — усердного и ловкого метеоролога» [2]. Немало героических подвигов совершили они совместно с учеными, немало понесли жертв в борьбе со стихией.

Необходимо отметить упорство и героизм всех участников проводимых в Закавказье (1847—1853) триангуляционных работ, которые при своих многочисленных восхождениях на целый ряд высочайших вершин, в неизмеримо сложных метеорологических условиях сумели выполнить поставленные перед ними задачи, хотя многим они стоили жизни (топограф П. Н. Александров при восхождении в 1850 г. с группой И. И. Ходзько на Арарат). Однако трудности и лишения не остановили упорства ее участников в этом нелегком деле.

По установленному кавказской администрацией порядку к приезжающим путешественникам прикомандировывались наиболее просвещенные чиновники, чтобы всесторонне ознакомить их с исследуемым регионом. В Армении такие обязанности неизменно возлагались на Хачатура Абовяна.

В 1829 г. он совершил путешествие по Армении с вышеупомянутым Ф. Парротом, позже с естествоиспытателем М. Вагнером (1843), Г. Абихом (1844) и др. Отметим, что все они нашли в Х. Абовяне интересного собеседника и человека, хорошо знакомого с природой своей страны [3].

Желая по мере возможностей содействовать Г. Абиху в выполнении возложенного на него задания, наместник Кавказа М. С. Воронцов делает «распоряжение о вызове в Тифлис смотрителя Эриванского уездного училища Абовяна, известного основательным знанием своей родины и любовью к наукам» (ЦГИА Груз. ССР, ф. 424, д. 178). За весь период экспедиционных работ помощниками Г. В. Абиха назначаются горный инженер Соколов и топограф Нушугин — неизменные и деятельные участники экспедиционных маршрутов Г. В. Абиха. Однако в литературе их имена не упоминаются, хотя заслуги их неоспоримы. Соколовым составлены многочисленные отчеты, в которых он подробно излагает ход и результаты проводимых исследовательских работ. Он сообщает, что «находящаяся в окрестностях Эривана темно-серая лава может служить прекрасным строительным материалом, хотя мало употребляема» (ЦГИАЛ, ф. 44, оп. 3, д. 25, л. 280). Естественно, здесь идет речь о базальтах приереванского района.

Большая помощь в исследовательских работах русских и европейских ученых оказывалась и со стороны представителей местной интеллигенции — сколько было добровольных климатологов-пионеров познания своеобразных климатических условий горной области, десятилетиями ведущих наблюдения за метеорологическими явлениями.

Учителем Эриванской (Ереванской) окружной школы Г. Ивановым были выполнены барометрические наблюдения, а позже по просьбе Г. В. Абиха и метеорологические наблюдения (ЦГИАЛ, ф. 44, оп. 3, д. 25, л. 282).

Весьма плодотворным было сотрудничество национальных и русских ученых в исследовании природы Армении. Многие из них в своих отчетах сообщали о неоценимых услугах проводников, переводчиков из местного населения и хлопотали о наградах для них, указывая, что без их помощи и содействия, крайне трудно было бы достигнуть успеха. Однако, редко их имена попадали в публикуемые труды экспедиции, зачастую оставаясь неизвестными. В совет Русского Географичес-

кого общества Н. И. Кузнецов—исследователь флоры Кавказа—обращается с письмом о награждении серебряной медалью учителя Ахалкалакского уезда С. И. Гургенова за оказанное ему содействие при исследовании Ахалкалакского плато: «Гургенов сопровождал меня на экскурсиях и оказал большую помощь знанием местности и ее природных условий. Я просил бы присудить бронзовую медаль проводнику моему Тато Цховребову» (Архив ВГО, ф. 1—1888, оп. 1, № 13). Как явствует из докладной записки Н. И. Кузнецова, представители местного населения были не только проводниками и активными помощниками ученых и путешественников, но и давали ценные географические сведения о своей стране. Имена многих из них науке пока неизвестны.

Почти все участники дореволюционных экспедиций с большой теплотой и признательностью отзывались о местных жителях, отмечая их трудолюбие и добродушие, честность и гостеприимство, неоценимую помощь в работе.

Небезынтересно отметить, что при исследовании почв Армении русским почвоведом В. В. Докучаевым (1898—1900) местное население отнеслось к участникам экспедиции весьма радушно и тепло. Это обстоятельство привело В. В. Докучаева к мысли, что «армянское население с уважением относится к науке и почитает ученых» [4].

Без участия и благожелательного отношения местных жителей вряд ли могли экспедиции обеспечить выполнение планов научных работ в полном объеме.

Только их большая и нередко совершенно бескорыстная помощь и содействие явились надежной основой успешной деятельности многочисленных экспедиций в изучении и исследовании территории Армении.

В том, что сегодня Армения открывает богатства своих недр и является изученным в природном отношении регионом, есть большая заслуга и его неизвестных исследователей.

Институт геологических наук
АН Арм. ССР

Поступила 24.IV.1985.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бегичев К. Н.* Кавказские путешественники прошлых столетий. Тифлис, тип. канц. главнонач. гражд. частью на Кавказе, 1900. 26 с.
2. *Вейденбаум Е. Г.* Большой Арарат и попытки восхождения на его вершину. Тифлис, Изд. центр. кн. торговли, 1901, 68 с.
3. *Веселовский Ю. А.* Очерк армянской литературы, истории и культуры. Ереван, Изд. «Айастан», 1972, 501 с.
4. *Крупениковы И. и Л.* Путешествия и экспедиции В. В. Докучаева. М. Гос. изд. геогр. лит. тип. «Красный пролетарий», 1949, 128 с.
5. *Пагирев Д. Д.* Профессор Паррот и вершина Большого Арарата (по архивным документам) (Б. М. и Г.), 460 с.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 6, 71—76 1985.

УДК 550.837

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. К. МАТЕВОСЯН

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ ЭКРАНИРОВАННЫМИ УСТАНОВКАМИ

Используя принцип суперпозиции электрического поля и линейность процессов ВП [3] и основываясь на результатах вычислений,

кого общества Н. И. Кузнецов—исследователь флоры Кавказа—обращается с письмом о награждении серебряной медалью учителя Ахалкалакского уезда С. И. Гургенова за оказанное ему содействие при исследовании Ахалкалакского плато: «Гургенов сопровождал меня на экскурсиях и оказал большую помощь знанием местности и ее природных условий. Я просил бы присудить бронзовую медаль проводнику моему Тато Цховребову» (Архив ВГО, ф. 1—1888, оп. 1, № 13). Как явствует из докладной записки Н. И. Кузнецова, представители местного населения были не только проводниками и активными помощниками ученых и путешественников, но и давали ценные географические сведения о своей стране. Имена многих из них науке пока неизвестны.

Почти все участники дореволюционных экспедиций с большой теплотой и признательностью отзывались о местных жителях, отмечая их трудолюбие и добродушие, честность и гостеприимство, неоценимую помощь в работе.

Небезынтересно отметить, что при исследовании почв Армении русским почвоведом В. В. Докучаевым (1898—1900) местное население отнеслось к участникам экспедиции весьма радушно и тепло. Это обстоятельство привело В. В. Докучаева к мысли, что «армянское население с уважением относится к науке и почитает ученых» [4].

Без участия и благожелательного отношения местных жителей вряд ли могли экспедиции обеспечить выполнение планов научных работ в полном объеме.

Только их большая и нередко совершенно бескорыстная помощь и содействие явились надежной основой успешной деятельности многочисленных экспедиций в изучении и исследовании территории Армении.

В том, что сегодня Армения открывает богатства своих недр и является изученным в природном отношении регионом, есть большая заслуга и его неизвестных исследователей.

Институт геологических наук
АН Арм. ССР

Поступила 24.IV.1985.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бегичев К. Н.* Кавказские путешественники прошлых столетий. Тифлис, тип. канц. главнонач. гражд. частью на Кавказе, 1900. 26 с.
2. *Вейденбаум Е. Г.* Большой Арарат и попытки восхождения на его вершину. Тифлис, Изд. центр. кн. торговли, 1901, 68 с.
3. *Веселовский Ю. А.* Очерк армянской литературы, истории и культуры. Ереван, Изд. «Айастан», 1972, 501 с.
4. *Крупениковы И. и Л.* Путешествия и экспедиции В. В. Докучаева. М. Гос. изд. геогр. лит. тип. «Красный пролетарий», 1949, 128 с.
5. *Пагирев Д. Д.* Профессор Паррот и вершина Большого Арарата (по архивным документам) (Б. М. и Г.), 460 с.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 6, 71—76 1985.

УДК 550.837

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. К. МАТЕВОСЯН

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ ЭКРАНИРОВАННЫМИ УСТАНОВКАМИ

Используя принцип суперпозиции электрического поля и линейность процессов ВП [3] и основываясь на результатах вычислений,

проведенных для трехэлектродной экранированной установки [4], можно аналогичным образом получить соответствующие параметры электрического поля четырехэлектродной установки $A_1B_2MNA_2B_1$ (рис. 1а). Величина тока в питающих заземлениях, обозначенных индексом 1, в α раз больше, чем в заземлениях с индексом 2.

Кажущееся сопротивление для четырехэлектродной экранированной установки определяется по формуле:

$$\rho_k^* = k^* \frac{\Delta U^*}{I_2},$$

аналогичной выражению для ρ_k простой установки, где $k^* = \frac{k_1 \cdot k_2}{\alpha k_2 - k_1} =$

$$= \frac{k_2 \varphi}{1 - \varphi}, \text{ здесь } \varphi = \frac{k_1}{\alpha k_2}; \Delta U^* \text{ — разность потенциалов между прием-}$$

ными электродами; I_2 — величина тока в питающей линии A_2B_2 ; k_1 и k_2 — коэффициенты простых четырехэлектродных установок A_1MNB_1 и B_2MNA_2 . Кроме того, коэффициент k^* можно выразить через коэффициенты двух трехэлектродных экранированных установок: A_1B_2MN — прямой (k_1^*) и MNA_2B_1 — обратной (k_2^*), слагающих четырехэлектродную установку

$$k^* = \frac{k_1^* \cdot k_2^*}{k_1^* + k_2^*}.$$

Кажущаяся поляризуемость для четырехэлектродной экранированной установки определяется по формуле:

$$\eta_k^* = \frac{\Delta U_{\text{III}}^*}{\Delta U^*}.$$

В свою очередь, ρ_k^* и η_k^* четырехэлектродной экранированной установки ($A_1B_2MNA_2B_1$) можно представить через параметры трехэлектродных экранированных установок A_1B_2MN и MNA_2B_1 .

$$\rho_k^* = \frac{\rho_{k_1}^* k_2^* + \rho_{k_2}^* k_1^*}{k_1^* + k_2^*} \text{ и } \eta_k^* = \frac{\eta_{k_1}^* \rho_{k_1}^* k_2^* + \eta_{k_2}^* \rho_{k_2}^* k_1^*}{\rho_{k_1}^* k_2^* + \rho_{k_2}^* k_1^*}$$

и параметры двух простых установок A_1MNB_1 и B_2MNA_2 , слагающих ее.

$$\rho_k^* = \rho_k + d(\rho_{k_1} - \rho_{k_2}) \text{ и } \eta_k^* = \eta_k + d_{\text{ВП}}(\eta_{k_1} - \eta_{k_2}), \quad (1)$$

где ρ_{k_1} , ρ_{k_2} , $\rho_{k_1}^*$, $\rho_{k_2}^*$; η_{k_1} , η_k , $\eta_{k_1}^*$, $\eta_{k_2}^*$ и k_1 , k_2 , k_1^* , k_2^* — кажущиеся сопротивления, кажущиеся поляризуемости и коэффициенты установок A_1MNB_1 , B_2MNA_2 , A_1B_2MN , MNA_2B_1 , соответственно, $d = \frac{1}{1 - \varphi}$ —

коэффициент чувствительности четырехэлектродной экранированной установки.

Для достижения наибольшей эффективности исследований при электропрофилировании выбирается установка оптимального типа и оптимального размера [1, 7]. Выбор оптимальной прямолинейной (все электроды расположены на одной прямой) трехэлектродной экраниро-

ванной установки [4] основывается на определении наиболее эффективных разностей электродов и величин токов в питающих линиях. Поскольку глубинность исследований возрастает с увеличением расстояния между источником тока и точкой наблюдений, а трехэлектродная экранированная установка характеризуется двумя разностями питающих линий, то в данном случае глубинность может быть оценена с помощью среднегеометрической величины разностей питающих заземлений. В зависимости от необходимой глубины исследований обычным путем выбирается величина разностей питающей линии L для простой трехэлектродной установки и определяются оптимальные разности питающих линий экранированной установки по формулам:

$$L_{A_1} = \sqrt{\frac{m+n}{1+n}} L \quad \text{и} \quad L_{B_2} = \sqrt{\frac{1+n}{m+n}} L,$$

где L_{A_1} и L_{B_2} — разности питающих линий (A_1O и B_2O), n — расстояние от центра приемной линии до критической точки в единицах L_{B_2} , причем величина n положительна, если критическая точка расположена ближе к питающим электродам A_1B_2 , чем центр приемной линии.

Выбор величины показателя дифференцирования m [4] имеет определяющее значение при проведении измерений экранированными установками. Так, с увеличением m происходит удаление питающих электродов A_1 и B_2 друг от друга, что приводит к увеличению «полосы исследований» установкой A_1B_2MN и тем самым к уменьшению чувствительности установки в дифференциации маломощных разностей пород. С другой стороны, при малых (близких к единице) значениях показателя дифференцирования величины токов в питающих заземлениях незначительно отличаются друг от друга, расстояние между ними мало и, несмотря на большую разрешающую способность установки, не является эффективным, поскольку приводит к резкому уменьшению потенциала нормального поля, измерение которого связано с определенными технологическими трудностями. С учетом вышесказанных рассуждений, наиболее оптимальным можно считать интервал значений $1,3 \leq m \leq 2$.

Выбор величины n (прямолинейной установки) можно сделать, основываясь на необходимой разрешающей способности электроразведочных исследований с использованием коэффициента чувствительности (d). Так, задаваясь необходимым минимальным значением d ($d_{\text{вп}}$) и воспользовавшись формулами, представленными в работе [4], можно получить ее оптимальную величину. Необходимо отметить, что в выражениях для коэффициента чувствительности входит величина разностей приемной линии, которая выбирается соразмерным с искомыми объектами. При экспериментальных исследованиях оптимальным для расположения приемной линии является интервал $0 \leq n \leq 0,5$.

Величина шага наблюдений (расстояние между точками наблюдений вдоль профиля) выбирается таким образом, чтобы на графиках кажущегося сопротивления достаточно четко выделялись максимумы, минимумы, точки перегибов, получаемых кривых. При работах трехэлектродной экранированной установкой, ввиду большой изрезанности графиков параметров поля, шаг наблюдений устанавливается равным MN или его половине.

Выбор оптимальной правильной четырехэлектродной экранированной установки производится аналогичным образом, что и трехэлектродной экранированной установки.

Рассмотрим несколько модификаций электропрофилирования с применением правильных экранированных установок, исследования

которыми наиболее эффективны при проведении электроразведочных работ. При этом условимся, что правильная—это экранированная установка, у которой все питающие электроды находятся на прямой, причем симметрично относительно их центра; симметричная—правильная установка с приемной линией, расположенной в ее центре.

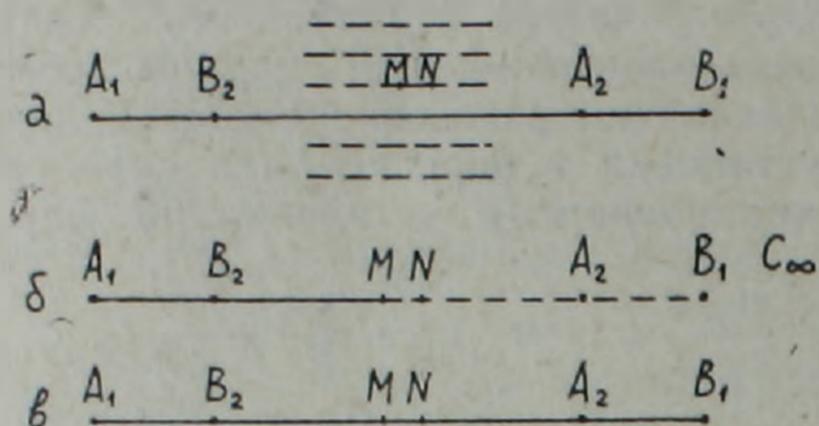


Рис. 1. Схемы правильных экранированных установок электропрофилеирования: а) срединного градиента, б) комбинированного, в) симметричного.

Съемка срединного градиента правильной четырехэлектродной установкой производится вдоль параллельных профилей и расположенных в пределах средней части питающих линий (рис. 1а). Отметим, что при этом наблюдения вдоль профиля производятся с различными значениями коэффициента чувствительности, и при истолковании результатов наблюдений необходим учет этого фактора.

Комбинированное электропрофилеирование трехэлектродной экранированной установкой (рис. 1б) производится при последовательном измерении параметров поля двумя экранированными установками A_1B_2MN (прямой) и MNA_2B_1 (обратной) с общим заземлением C_∞ , отнесенным в бесконечность. Питающие электроды симметрично располагаются относительно центра приемной линии. При полевых наблюдениях целесообразно пользоваться двумя пунктами заземлений C_∞ , удаленных в противоположные стороны, перпендикулярно профилю наблюдений. Среднеарифметические значения величин кажущихся сопротивлений, полученных прямой и обратной установками, соответствуют значениям ρ_s^* при проведении симметричного профилеирования.

Схема экранированной установки симметричного электропрофилеирования (рис. 1в) представляет собой симметричную четырехэлектродную установку на двух разносах питающих линий, но при одновременном пропускании тока через все питающие электроды.

К преимуществам четырехэлектродной экранированной установки $A_1B_2MNA_2B_1$ по сравнению с ее трехэлектродной разновидностью A_1B_2MN можно отнести: а) отпадает необходимость в дополнительном электроде, отнесенном в бесконечность; б) почти вдвое больше измеряемая разность потенциалов между приемными электродами; в) графики кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости над неоднородностями среды, полученные четырехэлектродными установками, более наглядно отображают изменения электрических параметров, чем кривые трехэлектродных установок; г) упрощение выполнения полевых наблюдений и повышение производительности труда.

К недостаткам можно отнести: а) требуются две автономные питающие линии; б) невозможно получить (пересчитать) кривые для трехэлектродных установок по результатам четырехэлектродных; в) нестабильность отношения токов во время измерений.

Методика обработки и интерпретации результатов наблюдений экранированными установками, находящаяся пока в стадии разработки и базирующаяся на результатах теоретических расчетов и данных моделирования [3, 6], в целом сходна с методикой истолкования данных исследований обычными установками. Поскольку параметры поля, полученные при исследованиях экранированными установками (ρ_k^* , η_k^*), зависят от аналогичных параметров простых установок, слагающих экранированную, а также соотношения величин токов в питающих заземлениях и геометрии установки (расстановки и взаимном расположении питающих и приемных электродов), то нет необходимости, да и практически невозможно составить палетки для количественной интерпретации результатов наблюдений экранированными установками. Истолкование графиков кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости, наблюдаемых экранированными установками, должно носить качественный характер и дополнять результаты измерений простыми установками. Пересчет графиков ρ_k^* и η_k^* в $\Delta\rho_k = \rho_{k1} - \rho_{k2}$ и $\Delta\eta_k = \eta_{k1} - \eta_{k2}$ позволит производить количественные оценки изменения электропроводности и поляризуемости среды с глубиной. Величины $\Delta\rho_k$ и $\Delta\eta_k$, вычисленные по результатам измерений экранированными установками при двух величинах соотношения токов в питающих линиях (x_1 и x_2), определяются по формулам:

$$\Delta\rho_k = \frac{\rho_{k\alpha_2}^* - \rho_{k\alpha_1}^*}{d_2 - d_1} \quad \text{и} \quad \Delta\eta_k = \frac{\eta_{k\alpha_2}^* - \eta_{k\alpha_1}^*}{d_{ВП_2} - d_{ВП_1}}, \quad (2)$$

полученным из выражений (1), которые характеризуют изменения соответствующих параметров с глубиной. Отметим также, что величины $\Delta\rho_k$ и $\Delta\eta_k$, определенные простыми установками, в ряде случаев не превышают или соразмерны с погрешностью измерений, что не позволяет выделять слабые аномалии. Измерения экранированными установками дают возможность получать более надежные данные о геоэлектрическом разрезе. Поясним это обстоятельство на примере. Допустим имеем аномалию кажущегося сопротивления, характеризующуюся следующим образом: $\rho_{k\min} = \rho_{k\text{фон}} = 100 \text{ Ом.м}$, $\rho_{k\max}^A = 150 \text{ Ом.м}$, $\rho_{k\max}^B = 120 \text{ Ом.м}$, $\rho_{k\max}^* = 420 \text{ Ом.м}$ (при $d = 10$). Оценив размеры аномалий с помощью экстремальных значений кажущихся сопротивлений $\frac{\rho_{k\max}}{\rho_{k\min}}$ [1], получим для $AMN - 1,5$; $BMN - 1,2$ и $A_1B_2MN - 4,2$.

При оценке интенсивности аномалий по величине $\frac{\rho_{k\max} - \rho_{k\min}}{\rho_{k\max} + \rho_{k\min}}$ аномалия при измерениях установкой A_1B_2MN в 3 и 6,8 раз превышает аномалии от простых установок AMN и BMN , соответственно. Как видно из рассмотренного примера, выделение аномалий кажущегося сопротивления, полученных простыми установками, становится практически невозможным без специальных статистических приемов обработки, что не требуется при наблюдениях экранированной установкой.

Природу аномалий можно уточнить с применением нескольких видов установок (внутриметодное комплексирование) [6]. Так, при проведении исследований трехэлектродной экранированной установкой (A_1B_2MN), определение параметров поля простыми установками (AMN и BMN), а также дипольно-осевой ($ABMN$), позволит произвести внутриметодное комплексирование. Учитывая особенности каждой модификации, совместное истолкование полевого материала способству-

ет надежной расшифровке аномалий, обусловленных изменениями электропроводности и поляризуемости исследуемой среды.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
Академии наук АрмССР

Поступила 30.1.1984.

ЛИТЕРАТУРА

1. Блох И. М. Электропрофилирование методом сопротивлений. М.: Недра. 1971, 221 с.
2. Джавахишвили Л. Г., Семенов А. С., Азарова Л. Ф. Поле дипольной установки с различной величиной тока в питающих заземлениях. Вопросы геофизики. Вып. 28. Л.: Изд. ЛГУ, 1980. с. 3—20.
3. Комаров В. А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Л.: Недра, 1980. 391 с.
4. Матевосян А. К. О возможности применения трехэлектродной экранированной установки при исследованиях методами сопротивлений и вызванной поляризации.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1983, № 1, с. 85—89.
5. Семенов А. С., Джавахишвили Л. Г. Поле ρ_k многоэлектродных установок в электроразведке постоянным током.—Вестник ЛГУ, № 6, 1979. с. 45—56.
6. Гархов А. Г., Бондаренко В. М., Никитин А. А. Принципы комплексирования в разведочной геофизике. М.: Недра, 1977. 290 с.
7. Электроразведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1980. 580 с.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 6, 76—80, 1985.

УДК 550.348:550.834

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Х. В. КИРАКОСЯН

ИЗМЕНЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ЭЛЕКТРОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ПОЛЯ ПРИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЯХ

Согласно известным моделям механизма очага, при землетрясениях происходят физико-механические изменения горных пород больших объемов. Вследствие этого, в процессе назревания землетрясений и особенно на последнем его этапе, в числе других изменяются также электрические поля и параметры, в частности электротеллурическое поле (ЭТП) [4, 5].

Уровень ЭТП может меняться вследствие изменения структуры двойных электрических слоев, удельного электрического сопротивления пород, появления связанных электрических зарядов в пьезоэлектрических породах и возникновения токов компенсации этих зарядов и др. [1, 7]. Видимо, при одновременном действии перечисленных явлений, связанных с сеймотектоническими процессами, вызванные электрические поля суперпозируются.

Исходя из вышеуказанного, в пункте геофизических наблюдений «Гюлагарак» в Степанаванском районе АрмССР с 1981 года ведутся стационарные наблюдения с целью изучения аномальных изменений напряженности ЭТП, связанных с сеймотектоническими процессами, как предвестника землетрясений. Регистрация ЭТП проводится потенциометром КСП—4 при четырех приемных установках размерами $M_1N_1 = 200$ м, $M_2N_2 = 400$ м, $M_3N_3 = 200$ м и $M_4N_4 = 600$ м. Установки ориентированы M_1N_1 и M_2N_2 —С—Ю, M_3N_3 и M_4N_4 —В—З. В качестве заземлителей используются неполяризующиеся электроды длительного дейст-

ет надежной расшифровке аномалий, обусловленных изменениями электропроводности и поляризуемости исследуемой среды.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
Академии наук АрмССР

Поступила 30.1.1984.

ЛИТЕРАТУРА

1. Блох И. М. Электропрофилирование методом сопротивлений. М.: Недра. 1971, 221 с.
2. Джавахишвили Л. Г., Семенов А. С., Азарова Л. Ф. Поле дипольной установки с различной величиной тока в питающих заземлениях. Вопросы геофизики. Вып. 28. Л.: Изд. ЛГУ, 1980. с. 3—20.
3. Комаров В. А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Л.: Недра, 1980. 391 с.
4. Матевосян А. К. О возможности применения трехэлектродной экранированной установки при исследованиях методами сопротивлений и вызванной поляризации.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1983, № 1, с. 85—89.
5. Семенов А. С., Джавахишвили Л. Г. Поле ρ_k многоэлектродных установок в электроразведке постоянным током.—Вестник ЛГУ, № 6, 1979. с. 45—56.
6. Гархов А. Г., Бондаренко В. М., Никитин А. А. Принципы комплексирования в разведочной геофизике. М.: Недра, 1977. 290 с.
7. Электроразведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1980. 580 с.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 6, 76—80, 1985.

УДК 550.348:550.834

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Х. В. КИРАКОСЯН

ИЗМЕНЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ЭЛЕКТРОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ПОЛЯ ПРИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЯХ

Согласно известным моделям механизма очага, при землетрясениях происходят физико-механические изменения горных пород больших объемов. Вследствие этого, в процессе назревания землетрясений и особенно на последнем его этапе, в числе других изменяются также электрические поля и параметры, в частности электротеллурическое поле (ЭТП) [4, 5].

Уровень ЭТП может меняться вследствие изменения структуры двойных электрических слоев, удельного электрического сопротивления пород, появления связанных электрических зарядов в пьезоэлектрических породах и возникновения токов компенсации этих зарядов и др. [1, 7]. Видимо, при одновременном действии перечисленных явлений, связанных с сеймотектоническими процессами, вызванные электрические поля суперпозируются.

Исходя из вышеуказанного, в пункте геофизических наблюдений «Гюлагарак» в Степанаванском районе АрмССР с 1981 года ведутся стационарные наблюдения с целью изучения аномальных изменений напряженности ЭТП, связанных с сеймотектоническими процессами, как предвестника землетрясений. Регистрация ЭТП проводится потенциометром КСП—4 при четырех приемных установках размерами $M_1N_1 = 200$ м, $M_2N_2 = 400$ м, $M_3N_3 = 200$ м и $M_4N_4 = 600$ м. Установки ориентированы M_1N_1 и M_2N_2 —С—Ю, M_3N_3 и M_4N_4 —В—З. В качестве заземлителей используются неполяризующиеся электроды длительного дейст-

вия. С целью избежания влияния суточного колебания температуры, вызывающего на поверхности земли изменяющиеся во времени естественные электрические поля [3], приемные электроды закопаны на глубине 1,8 м. Полученные результаты сопоставляются с атмосферными осадками для учета их влияния на ЭТП.

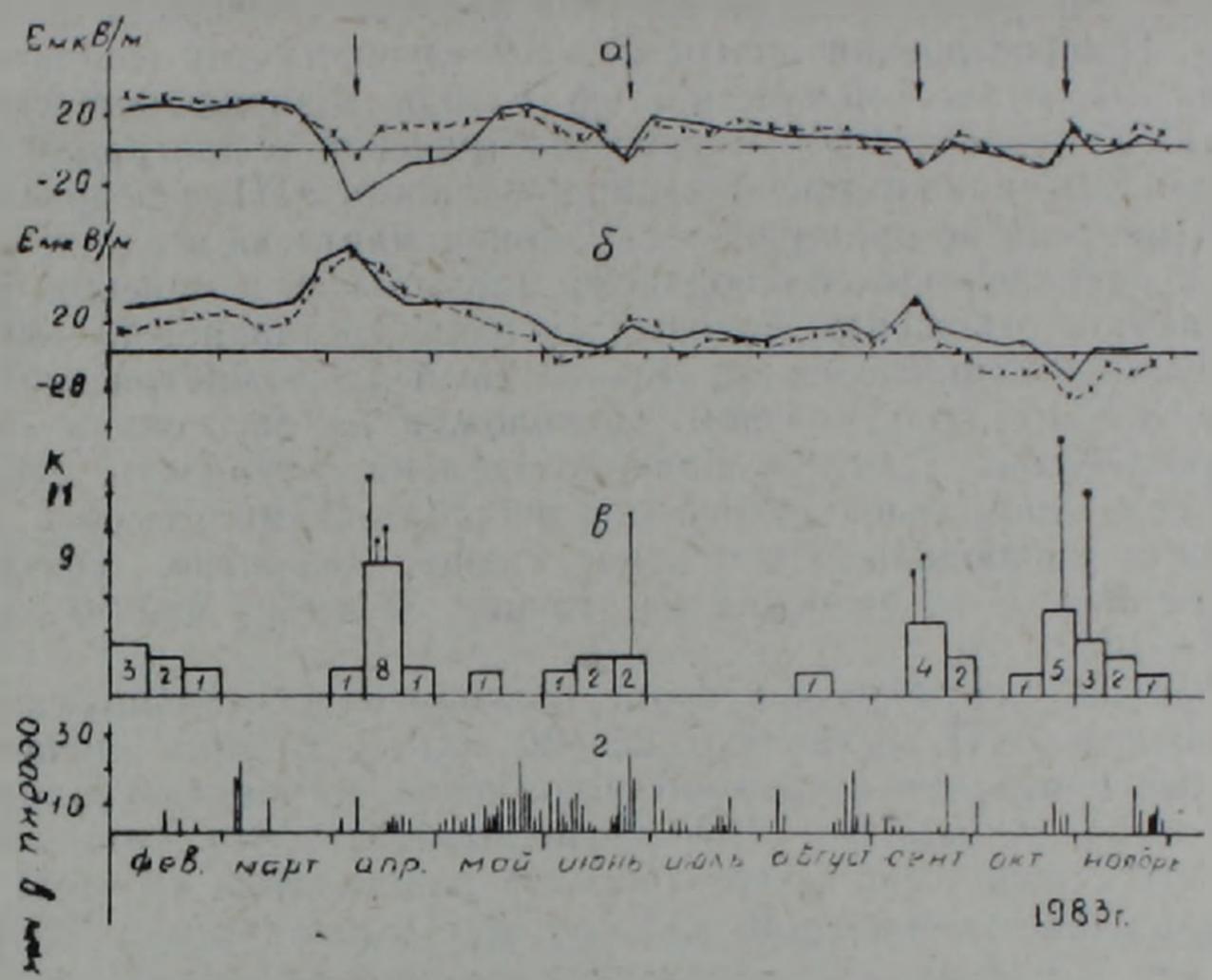


Рис. 1. Изменение напряженности ЭТП в сопоставлении с сейсмичностью и осадками, а) изменение напряженности ЭТП на приемных установках M_1N_1 и M_2N_2 , ориентированных СЮ, б) M_3N_3 , M_4N_4 , ВЗ, в) число землетрясений по декадам с $K \geq 8,5$, в квадрате $\varphi = 40^\circ \div 41^\circ 40'$, $\lambda = 43^\circ \div 44^\circ 40'$, г) осадки в мм по данным Степанаванской метеорологической станции.

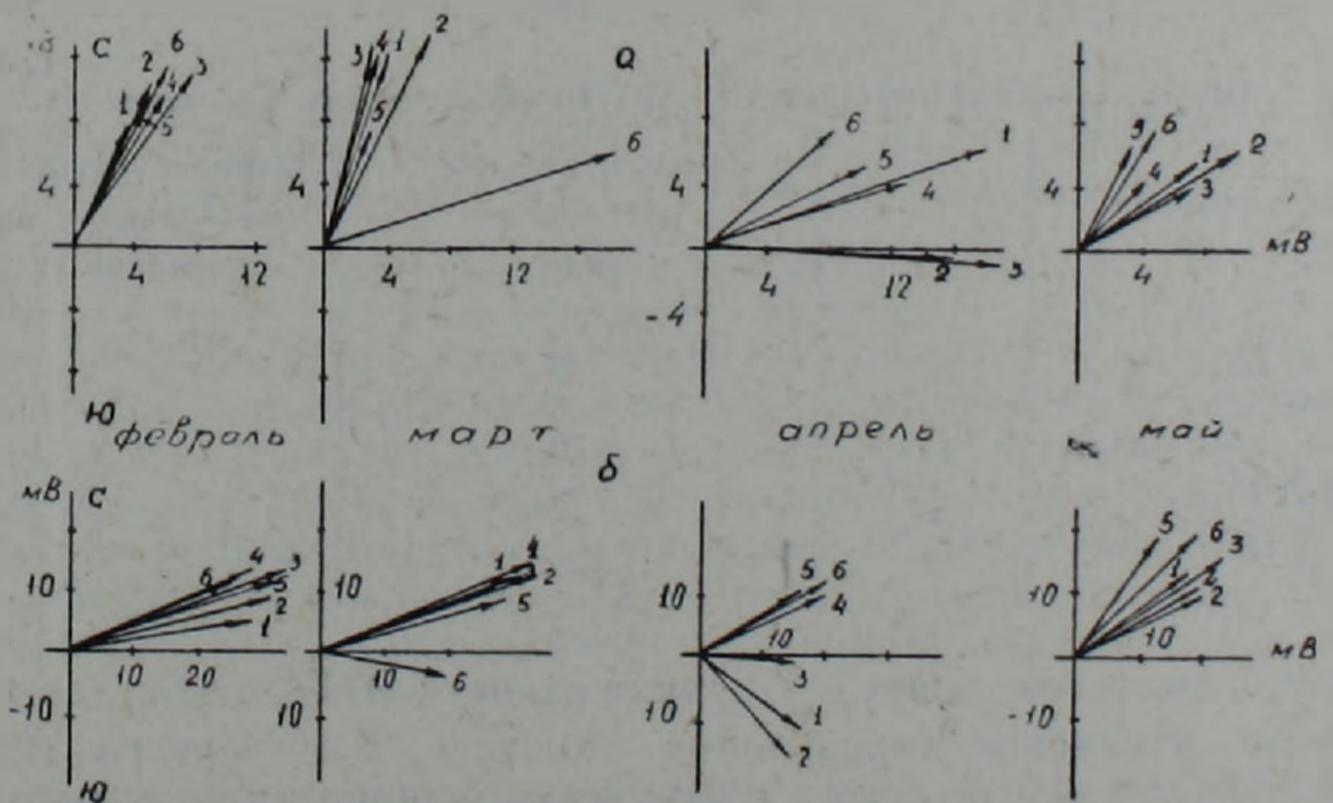


Рис. 2. Изменение направленности полного вектора напряженности ЭТП в период землетрясения 14 апреля, построенное значениями поля на взаимоперпендикулярных приемных установках. а) M_1N_1 —СЮ, M_3N_3 —ВЗ, б) M_2N_2 —СЮ, M_4N_4 —ВЗ, 1. направление вектора 1 по 5 число, 2. 5—10, 3. 10—15, 4. 15—20, 5. 20—25, 6. 25—30.

Сопоставление количества выпадавших осадков, по данным Степанаванской метеорологической станции, с изменениями напряженности ЭТП, показывает отсутствие корреляционной связи этих величин (рис. 2). Следовательно, искажение ЭТП с выпадением осадков пренебрежительно мало.

На рис. 2 представлены кривые напряженности ЭТП на приемных установках, диаграммы сейсмичности и осадков с февраля по декабрь 1983 года. При построении диаграммы сейсмичности учитывались землетрясения с энергетической классностью $K \geq 8,5$, возникающие в квадрате $\varphi = 40^\circ \div 41^\circ 40'$, $\lambda = 43^\circ \div 44^\circ 40'$. Число землетрясений на диаграмме указано по декадам. Как видно из рисунка, напряженность ЭТП за февраль и март особых изменений не претерпевает. С конца марта на всех 4-х установках почти одновременно наблюдаются аномальные изменения. Величина аномалий, по отношению фоновых значений, составляет 40—60 мкВ/м. Эти изменения начинаются за 13—15 дней до землетрясения—14-го апреля с $K=11,5$, очаг которого расположен на расстоянии 70 км от пункта наблюдений. Пик аномалии по времени совпадает с сейсмическим толчком. Аномальные изменения небольшой амплитуды и продолжительности наблюдаются и в конце июня, вероятно, связанные с землетрясением 27-го июня, на расстоянии 52 км от пункта наблюдений с $K=10,5$.

В середине сентября и в конце октября относительные аномалии напряженности ЭТП составляют 25—30 мкВ/м. В этом случае также аномальные изменения изучаемого параметра по времени совпадают с сейсмическими событиями. Интересно отметить, что землетрясению 18 сентября с небольшой энергетической классностью ($K=9,5$) и эпицентральной дистанцией (40 км) соответствует аномалия ЭТП приблизительно с одинаковой амплитудой и продолжительностью, что и сильному Эрзерумскому землетрясению с классностью $K=17$, но с большим эпицентральной дистанцией—235 км. Продолжительность и амплитуда аномалии, видимо, находятся в нелинейной зависимости от параметров землетрясений. На это указывают и данные наблюдаемых аномальных изменений ЭТП перед землетрясениями, приведенные в таблице [6].

Таблица 1

Опережение начала аномалии ЭТП сейсмического события

Дата землетрясения	K	Эпицентральное расстояние (км)	Разность между моментом толчка и началом аномалии (сутки)
18.01.82 г.	12	36	17
25.05.82 г.	11,5	56	15
14.04.84 г.	11,5	70	15
27.06.84 г.	10,5	52	3
18.09.84 г.	9,5	40	4
30.10.84 г.	17	235	4

Кроме изменения значений напряженности ЭТП, представляет интерес также изменение направления полного его вектора (\vec{E}). На рис. 2 представлены диаграммы изменения направления полного вектора (\vec{E}), полученные путем суммирования значений составляющих, снятых на взаимоперпендикулярных приемных установках $M_1N_1—M_3N_3$ (рис. 2а) и $M_2N_2—M_4N_4$ (рис. 2б). Как видно из диаграмм, в феврале и марте общий вектор ориентирован на северо-восток. Перед землетрясением 14-го апреля с конца марта вектор вращается к юго-востоку приблизительно на 90° .

Важно отметить, что начала аномальных изменений уровня напряженности ЭТП и направления его полного вектора совпадают. Это дает основание предполагать, что причиной, вызывающей изменения, являются сейсмотектонические процессы, предшествующие землетрясению. Глубокий анализ данной связи в дальнейшем может дать возможность предсказать направление землетрясений

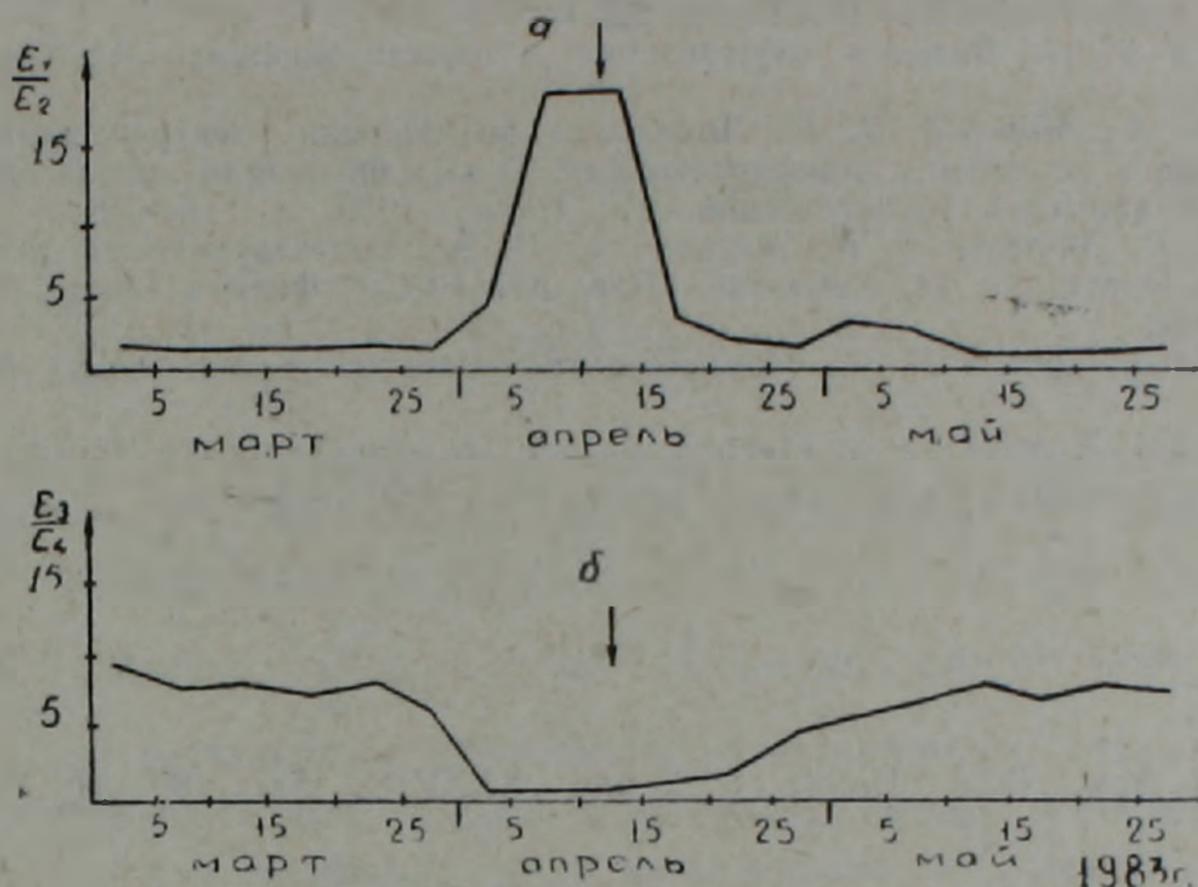


Рис. 3. Изменение соотношения напряженностей ЭТП на параллельных установках а) $\frac{M_1 N_1}{M_2 N_2}$ — СЮ, б) $\frac{M_3 N_3}{M_4 N_4}$ — ВЗ.

На рис. 3 приводятся графики изменения соотношения напряженностей ЭТП на параллельных установках. Как видно из графика, изменения соотношения напряженностей $\left(\frac{E_1}{E_2}, \frac{E_3}{E_4}\right)$, снятых на параллельных установках в период отсутствия сейсмических событий (с 1-го марта до 5-го апреля), незначительны. Во время аномального изменения напряженности ЭТП наблюдается резкое изменение значений $\frac{E_1}{E_2}, \frac{E_3}{E_4}$. Большие отклонения изучаемых соотношений, видимо, вызваны геологической неоднородностью, установленной методом ВЭЗ.

Во время нарастания тектонических напряжений, неоднородность или разлом может вносить поправку в общее распределение поля. Вследствие искажения поля измеряемое напряжение электрического поля претерпевает изменения в зависимости от расположения электродов по отношению данной неоднородности. Видимо, вследствие срабатывания такого механизма и наблюдается изменение соотношения напряженностей (рис. 3) на параллельных установках в период землетрясения 14 апреля.

Полученные данные по аномальному изменению ЭТП по длительности, интенсивности и форме достаточно хорошо сходятся с аналогичными результатами, полученными Г. А. Соболевым и др. на территории Камчатки [2, 8].

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков О. М. Возможная причина электрических предвестников землетрясений. Известия АН СССР, Физика Земли, № 8, стр. 85—90.
2. Зубков С. И., Мигунов Н. И. О времени возникновения электромагнитных предвестников землетрясений.—Геомagnetизм и Аэрономия, 1975, т. 15, № 6, с. 1070—1074.
3. Лашихи Л. С. Влияние атмосферных осадков на земные электрические токи. Тр. Ин-та геофизики АН СССР. т. 22.
4. Пархоменко Э. И. Явления электризации в горных породах. М.: Наука, 1968. с. 48.
5. Соболев Г. А., Морозов В. Н. Локальные возмущения электрического поля на Камчатке и их связь с землетрясениями. В кн.: Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М.: Наука, 1970, с. 110—121.
6. Соболев Г. А., Морозов В. Н., Мигунов Н. И. Электротеллурическое поле и сильное землетрясение на Камчатке.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1972, № 2, с. 73—80.
7. Соболев Г. А., Демин В. М. Механоэлектрические явления в Земле, М.: Наука, 1980.
8. G. A. Sobolev, Application of Electric Method to the Tentative Short-Term Forecast of Camchatka Earthquakes. Pageoph, Vol 113, 1975. Basel.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 6. 80—81, 1985.

УДК:551.242

Н. Е. САРАФЯН

ОБ УСТОЙЧИВОСТИ И СТАБИЛИЗИРУЮЩИХ МЕХАНИЗМАХ ЗЕМЛИ

При анализе движения и развития Земли, нелинейность и нестационарность взаимодействий порождают серьезные трудности. Для оценки динамики параметров системы (например, эйлеровы углы, изменения полуосей орбиты и обусловленные ими регулярные геодинамические перестройки и т. д.) в произвольно больших промежутках времени, аналитические методы непригодны. Это объясняется тем, что воздействие уже трех тел приводит к сложному движению, уравнение которого не только не может быть проинтегрировано, но вообще не описывается в конечном виде. Согласно теории для некоторых начальных условий оно оказывается стохастическим или «случайным».

Обычно при исследовании движения Земли, которое подвергается серии возмущений, используются различные маятниковые модели. Эти возмущения, разные по длительности, интенсивности, промежуткам между двумя последовательными воздействиями, будто не вызывают отклонения устойчивого режима движения Земли, по крайней мере в рассматриваемом интервале времени. Точнее, всякое отклонение, с позиций механики, непременно и бесследно восстанавливалось. Так, предполагалось, что скорость разрядки и ликвидации напряжений соответствует скорости ее поступления. Отсюда следует, что Земля до наступления очередного возмущения (порции энергии) каким-то образом минимизирует ее воздействие и накопление, т. е. настраивается на возмущение. Эти ответные приспособительные реакции и обеспечивают устойчивый режим движения Земли. Постоянное приспособление Земли ко всем изменениям, происходящим в космической среде, является необходимым условием ее существования и развития. Так как возмущения подчиняются сложным пространственным и временным закономерностям, то в соответствии с этим поведение и строение Земли ока-

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков О. М. Возможная причина электрических предвестников землетрясений. Известия АН СССР, Физика Земли, № 8, стр. 85—90.
2. Зубков С. И., Мигунов Н. И. О времени возникновения электромагнитных предвестников землетрясений.—Геомagnetизм и Аэрономия, 1975, т. 15, № 6, с. 1070—1074.
3. Лашихи Л. С. Влияние атмосферных осадков на земные электрические токи. Тр. Ин-та геофизики АН СССР. т. 22.
4. Пархоменко Э. И. Явления электризации в горных породах. М.: Наука, 1968. с. 48.
5. Соболев Г. А., Морозов В. Н. Локальные возмущения электрического поля на Камчатке и их связь с землетрясениями. В кн.: Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М.: Наука, 1970, с. 110—121.
6. Соболев Г. А., Морозов В. Н., Мигунов Н. И. Электротеллурическое поле и сильное землетрясение на Камчатке.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1972, № 2, с. 73—80.
7. Соболев Г. А., Демин В. М. Механоэлектрические явления в Земле, М.: Наука, 1980.
8. G. A. Sobolev, Application of Electric Method to the Tentative Short-Term Forecast of Camchatka Earthquakes. Pageoph, Vol 113, 1975. Basel.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 6. 80—81, 1985.

УДК:551.242

Н. Е. САРАФЯН

ОБ УСТОЙЧИВОСТИ И СТАБИЛИЗИРУЮЩИХ МЕХАНИЗМАХ ЗЕМЛИ

При анализе движения и развития Земли, нелинейность и нестационарность взаимодействий порождают серьезные трудности. Для оценки динамики параметров системы (например, эйлеровы углы, изменения полуосей орбиты и обусловленные ими регулярные геодинамические перестройки и т. д.) в произвольно больших промежутках времени, аналитические методы непригодны. Это объясняется тем, что воздействие уже трех тел приводит к сложному движению, уравнение которого не только не может быть проинтегрировано, но вообще не описывается в конечном виде. Согласно теории для некоторых начальных условий оно оказывается стохастическим или «случайным».

Обычно при исследовании движения Земли, которое подвергается серии возмущений, используются различные маятниковые модели. Эти возмущения, разные по длительности, интенсивности, промежуткам между двумя последовательными воздействиями, будто не вызывают отклонения устойчивого режима движения Земли, по крайней мере в рассматриваемом интервале времени. Точнее, всякое отклонение, с позиций механики, непременно и бесследно восстанавливалось. Так, предполагалось, что скорость разрядки и ликвидации напряжений соответствует скорости ее поступления. Отсюда следует, что Земля до наступления очередного возмущения (порции энергии) каким-то образом минимизирует ее воздействие и накопление, т. е. настраивается на возмущение. Эти ответные приспособительные реакции и обеспечивают устойчивый режим движения Земли. Постоянное приспособление Земли ко всем изменениям, происходящим в космической среде, является необходимым условием ее существования и развития. Так как возмущения подчиняются сложным пространственным и временным закономерностям, то в соответствии с этим поведение и строение Земли ока-

зываются неоднородными и нелинейными в пространстве и во времени.

На основе определенных геофизических и геологических закономерностей можно записать уравнение баланса энергии и вещества для этой поточной системы (Земли), предполагая, что возмущение действует на каждом уровне:

$$\begin{aligned} \frac{dx_1}{dt_1} &= a_{11}x_0x_1 - a_{12}x_1 - a_{13}x_1x_2 + v_1 \\ &\dots \\ \frac{dx_i}{dt_i} &= a_{i1}x_{i-1}x_i - a_{i2}x_i - a_{i3}x_ix_{i+1} + v_i \\ &\dots \\ \frac{dx_n}{dt_n} &= a_{n1}x_{n-1}x_n - a_{n2}x_n + v_n, \end{aligned} \quad (1)$$

где t_i , $i=1, 2, \dots, n$ время, в течение которого количество энергии не меняется в i ой оболочке, причем $t_i > t_{i+1}$, а v_i -возмущение. Значение коэффициента a_{ij} , $j=1, 2$, $i=1, 2, \dots, n$ по-прежнему то же и для каждого i , $\sum_{j=1}^3 a_{ij} = 1$. Из (1) видно, что по мере уменьшения периодов релаксации, постепенно уменьшаются вязкость q оболочек и периоды протекающих в ней процессов. Геофизически это означает, что в ионосфере, где q минимально, а именно $q = 10^{-13}$ пуаз, процессы имеют наименьшие периоды, т. е. они высокочастотны. В то время, как значение этих параметров максимально во внутренних оболочках, периоды протекающих в них процессов наибольшие, т. е. они низкочастотные.

Доминирующим периодом ($\approx 10^3$ сек.) в высокочастотных пределах являются вариации геомагнитного поля, а в низкочастотных—проявление тектогенеза (≈ 200 млн. лет), значения релаксации τ , вязкости γ и преобладающих периодов протекающих процессов в атмосфере, гидросфере, литосфере и других оболочках находятся между минимальным и максимальным значением в порядке возрастания. Эти выводы согласуются с геофизикой интересующих нас геологических явлений. Известные несогласия между периодами наблюдаемых процессов объясняются тем, что экзогенное возмущение изменит энергию колебаний (неважно в какую сторону), а значит и их частоту. В частности, согласно третьему закону Кеплера, частота колебаний (вращения) тел зависит от их полной энергии E , а именно, пропорционально $|E|^{3/2}$: $\omega \propto |E|^{3/2}$. Следовательно, любая флуктуация возмущений $\{x_0, v_1, v_2, \dots, v_n\}$ должна порождать соответствующую цепь приспособительных реакций системы (1), направленную на стабилизацию возмущений.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Полный текст статьи депонирован в
ВИНИТИ, с. 15, библиограф. 12 назв.

**ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻՅԱԻ ՏԵԴՆԿԱԳԻՐ,
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ XXXVIII ՀԱՏՈՐԻ ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆԸ**

Ս. Բ. Աբուլյան, Ն. Ս. Կորչագինա. Հայկական ՍՍՀ Սեան-Ամասիայի և Վեդու օֆիուլիտային գոտիների ուտրամաֆիտային ապարների ֆորմացիոն պատկանալիության մասին՝ կապված նրանց ասրեստարերության հետ	2—20
Շ. Հ. Ամիրյան, Մ. Ս. Ազիզբեկյան, Ա. Զ. Ալբունյան. Թումանյանի հանքային շրջանում քվարցային անդեզիտների նոր ելքերի հայտնաբերման մասին	1—17
Ս. Հ. Աշիլյոզյան. Փոքր Կովկասի գեոդինամիկ դարդացման և մետաղածուխային մասին մեզոկայնոզոյում	5—71
Ա. Ռ. Առաքելյան, Յու. Ֆ. Կոսյան, Ի. Լ. Ներսեսով. Հայաստանի բնատարածքում ԱՍՍ--3 կայանների դիտարկումներով մերձակա և տեղական երկրաշարժերի կարճ պարբերություն ունեցող կողայի ուսումնասիրման որոշ արդյունքները	1—21
Ա. Տ. Ասլանյան. Հայկական ՍՍՀ ԳԱ երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի 50 տարին	5—3
Վ. Ռ. Ալեքսիսյան, Ա. Լ. Անանյան, Է. Ս. Խալաթյան. Հայկական ՍՍՀ ռեգիոնալ ջրաերկրաբանության հիմնական գծերը	6—3
Հ. Մ. Ավչյան, Ռ. Ա. Հաբուսյունյան, Ա. Վ. Մանուկյան, Գ. Վ. Մարտիրոսյան, Լ. Կ. Թադևոսյան. Մակոտիների լցման ազդեցությունը առածական ալիքների տարածման արագության վրա	3—47
Հ. Մ. Ավչյան, Գ. Գ. Մարկոսյան, Ս. Ն. Նազարեթյան. Հայաստանի երկրաբանական կառույցների և նրանց առաջացման ժամանակաշրջանում երկրամագնիսական դաշտի ուղղության միջև եղած կապը	6—49
Հ. Մ. Ավչյան, Ս. Ռ. Փայլանյան. Ինժեներա-երկրաֆիզիկական հետազոտությունները լեռնային շրջաններում ստորերկրյա կառույցների նախագծման և շինարարության ընթացքում	4—52
Ս. Կ. Արզումանյան. Արաքսի ճկվածքի և հարակից շրջանների խզումնային խախտումները և նրանց դասակարգումը	2—3
Ա. Բ. Բաղդասարյան, Տ. Ա. Տրիֆոնովա. Բնական բարձունքային գոտիների վերծանումը համադրված տիեզերական լուսանկարների միջոցով	6—19
Կ. Պ. Բաղդասարյան, Բ. Մ. Մելիքսեթյան, Ռ. Խ. Ղուկասյան. Մինչալպյան հիմքի ջանգեզուրի էլուստի ալպիական գնեյսա-գրանիտային համալիրը	2—9
Վ. Ռ. Բոյնագրյան. Հայկական ՍՍՀ պլիոցեն-չորրորդականի հաստկի փուխը նրստվածքների ուսումնասիրման մի քանի հարցեր	6—15
Տ. Գ. Բոյնագրյան, Վ. Ռ. Բոյնագրյան. Աղստե գետի միջին հոսանքի ավազների փուխը նստվածքների գեոքեմիական առանձնահատկությունները	4—31
Ա. Ի. Բրոտհանդեյ, Տ. Տ. Գվեդզիտելի, Գ. Տ. Գելովանի, Ն. Է. Լոմիձե, Գ. Ա. Նադիրբաձե, Վ. Կ. Սերաֆիմով, Գ. Կ. Սուլաֆվելիձե, Մ. Բ. Չիֆվաձե, Գ. Զ. Էլբակյան. Կարկտարեր ամպի կիսաէմպիրիկ մոդելը և ներգործությունը կարկտային պրոցեսի վրա	3—54
Ս. Ա. Բուրիկյան. Շիրակի գոգավորության վերին պլիոցեն—ստորին չորրորդականի նստվածքների օստրակոզները	4—3
Ա. Հ. Գաբրիելյան. Կովկասի և Միջերկրածովային ծալքավոր գոտու Անատոլիա-Իրանական հատվածի հարակից մասերի տեկտոնական շրջանացումը	3—11
Ս. Ս. Գրիգորյան. Ոսկի պարունակող ջրաջերմերի աղային կազմի առանձնահատկությունները և նրանց որոշման մեթոդները	4—24
Յու. Վ. Խալաթով. Արարատյան գոգավորության լանդշաֆտների սեզոնային դինամիկայի հիմնական առանձնահատկությունները	1—30

Ա. Ի. Կառապետյան, Հ. Պ. Կույունջյան, Է. Մ. Նալբանդյան. Սիլիկահողի նոր տեսակի բարձր տեխնոլոգիական միներալային հումքի օպտիտների հանքավայրի հայտնաբերման մասին	2—36
Կ. Ի. Կառապետյան. Արթիկ-տուֆի իզնիբրիտային բնույթի մասին (արթիկի տիպի տուֆավանները)	5—38
Ն. Կ. Կառապետյան. Էրզինջան-Բինգյուլի շրջանի սեյսմիկոսթյունը	4—38
Ն. Կ. Կառապետյան. Հայկական լեռնաշխարհի սեյսմիկ պայմանները	6—31
Ա. Հ. Կոչոյան, Ս. Ս. Մկրտչյան. Պրիվոլնոյե կապար-ցինկային հանքավայրի առաջացման որոշ պայմանները	4—15
Ս. Յ. Հակոբյան. Սալերի տեկտոնիկան Ալպիական-Հիմալայան գոտում և մի քանի կանխագուշակային չափանիշներ	6—39
Ցու. Կ. Լուկասյան. Արագածի հրաբխային զանգվածի վերին պլիոցեն-չորրորդականի հրաբխային առաջացումների պետրոքիմիան	2—28
Ի. Ա. Մանդալյան, Ի. Ն. Զարյան, Ժ. Հ. Ստեփանյան. Հարավ-արևելյան Զանգեզուրի վերին յուրայի հասակի բարձիկային լավաները	3—22
Հ. Հ. Մելիք-Աղամյան. Մանր կաթնասունների բրածո ֆաունան և նրա շերտագրական նշանակությունը Հայկական ՍՍՀ պլիո-պլեյստոցենյան նստվածքների համար	1—3
Ի. Լ. Մելիքյան, Մ. Ս. Հակոբյան, Բ. Պ. Թումանյան. Կոզր-Շենոզի զանգվածի տրոնգյանմիտների ծագման վերաբերյալ	5—32
Ի. Տ. Միրիչանյան, Կ. Ս. Վառդանյան. Ասյարների ջերմաստիճանի փոփոխությունն ըստ խորության Հայկական ՍՍՀ բնատարածքում	3—40
Ջ. Վ. Մխիթարյան, Ս. Ա. Աղամյան. Մեղրաձորի հանքադաշտի երակային-մագմատիկ ապարները և նրանց դերը հանքայնացման տեղաբաշխման մեջ	3—30
Ջ. Վ. Մխիթարյան, Ա. Կ. Բասանից. Երակային հանքայնացման տեղայնացման գեոգինամիկ պայմանները Փոքր Կովկասի հանքավայրերից մեկի սեպանման բեկորում	2—41 2—41
Գ. Պ. Մկրտչյան. Հայկական ՍՍՀ մթնոլորտային տեղումները և հողերի ողողամաշումը	6—24
Ա. Խ. Մնացականյան, Է. Խ. Խուրշուդյան. Վերին կավճի բազալտային համալիրի կլինոպիրոքսենների կազմի փոփոխականությունը՝ որպես նրանց տարբերակվածության աստիճանի արտացոլում (Իջևանի ճկվածք)	5—44
Ս. Ն. Նազարեթյան, Կ. Ֆ. Տյապկին. Հայաստանի բնատարածքում երկրակեղևի բեկվածքների տեղադրման օրինաչափությունները և նրանց ուսումնասիրման խրնդիրները կառուցվածքաառաջացման նոր ոռտացիոն վարկածի դիրքերից	4—48
Հ. Ա. Սադոյան, Հայկական ՍՍՀ էոցենի ծովային հրաբեկորային հոսքերի նրստվածքների մասին	1—10
Մ. Ա. Սաթյան. Փոքր Կովկասի ուշ մեզոզոյան օֆիոլիտային սերիայի մետաղաբեր սիլիցիտները	5—19
Հ. Հ. Սարգսյան. Նոր տվյալներ ծաղկունյաց անտիկլինորիումի պալեոցենի մասին	3—3
Կ. Ս. Վառդանյան, Ն. Մ. Ֆակոբի. Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի անոմալ ջերմային հոսքի աղբյուրները	2—48
Ա. Ս. Ֆաբամազյան, Ջ. Հ. Չիրօխչյան. Միրաբի ներծայթթած զանգվածում ոսկու միներալացման մասին (Հայկական ՍՍՀ)	6—7

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴԱԳՐՈՒՄՆԵՐ

Թ. Ա. Ավագյան, Ի. Կ. Մխիթարյան. Մոնտմորիլլոնիտ-դիատոմիտային ապարները որպես օգտակար հանածոներ	3—66
Վ. Բ. Գամոյան. Թափառող հոսանքների ճյուղավորված աղբյուրի դաշտը ապարների կոնտակտի առկայության դեպքում	2—70
Վ. Մ. Գևորգյան, Լ. Գ. Սելենյով. Պիեզոէլեկտրական մեթոդի հնարավորությունները երակային տիպի բվարց-բազմամետաղային հանքավայրերի հետախուզման ընթացքում	2—59
Ֆ. Ս. Գևորգյան. Օրոգեն գոտիներում գետահովիտների ձևավորման և զարգացման հարցի շուրջը (Արարատյան գոգավորության օրինակով)	1—65
Վ. Գ. Թունյան. Արևելյան Հայաստանի աղահանքերի պատմության շուրջը XIX դարի թառորդ)	4—66
Ա. Կ. Կարախանյան. Հայաստանի պալեոգենի մագնիսաշերտագրական սանդղակի վերաբերյալ	1—44

Խ. Վ. Կիրակոսյան. էլեկտրաթելուրիկ դաշտի պարամետրերի փոփոխությունը երկրաշարժերի ժամանակ	6—76
Խ. Վ. Կիրակոսյան, Հ. Վ. Սարգսյան. Զավախքի բարձրավանդակի սեյսմիկ ակտիվացման հետ կապված երկրաֆիզիկական պարամետրերի փոփոխությունը	1—49
Տ. Ն. Կյուրեղյան. Լիթոքեմիական պարամետրերի օպտիմիզացիան Արմանիսի հանքադաշտի օրինակով	4—77
Է. Ն. Կուրդինյան. Միկրոտարրերի տեղաբաշխման յուրահատկությունները Սևանա լճի ավազանի վերին միոցենի նստվածքներում	6—55
Մ. Ա. Հաբուբյունյան, Մ. Ա. Կուկույան. Ոսկու անջատման ժամանակը Զանգեզուրի հանքային շրջանի (Հայկական ՍՍՀ) Քեֆաշենի սկառնային պղինձ-մոլիբդենային երևակման սկառնա- և հանքառաջացման ընթացքում	3—62
Շ. Ս. Հովհաննիսյան. Հայաստանի բնատարածքի իզոստատիկ վիճակի գնահատման որոշ մեթոդների վերաբերյալ	4—69
Ա. Կ. Մաքևոսյան. էկրանացված տեղակայանքներով նմուշօրինակային հետազոտությունների որոշ արդյունքները	1—60
Ա. Կ. Մաքևոսյան. Դիմակալված տեղակայանքների միջոցով կատարվող հետազոտությունների մեթոդիկան	6—71
Պ. Լ. Մուրադյան. Լեռնային կառույցների ասիմետրիկության մասին (Հայկական լեռնաշխարհի օրինակով)	6—59
Ա. Կ. Յուխանյան. Ալիքների V_p կախումը Հայաստանի հրաբխածին ապարների բյուրեղացման աստիճանից և կազմից բարձր ճնշման պայմաններում	3—69
Ա. Կ. Յուխանյան, Յու. Ս. Գենչաֆտ. Գեղամա բարձրավանդակի լավաներում հայտնաբերված քսենոլիտների հալման փորձարարական ուսումնասիրությունը երկրակեղևի բազալտային շերտի պայմաններում	1—39
Կ. Ռ. Նազարեթյան. Հայաստանի բնությունն հետազոտող մի քանի ոահվիրաների մասին	6—68
Գ. Շ. Շահինյան. Ճնշման և ջերմաստիճանի ազդեցությունը երկայնակի ալիքների արագության վրա որոշ ապար կազմող միներալներում	2—65
Մ. Մ. Պողոսյան, Ս. Ռ. Առաֆեյյան. Ռենտգենառադիոմետրիկ մեթոդի կիրառությունը Քեղուտի հանքավայրի պղինձ-մոլիբդենային հանքանյութերի անալիզի ժամանակ	1—36
Ս. Ս. Սիմոնյան. Սեյսմաէլեկտրական էֆեկտի բնույթի հետազոտումը՝ կախված ջրահագեցած ապարի լարված վիճակից	2—75
Ա. Վ. Վարդանյան, Հ. Ռ. Մկրտչյան. Դիլիջանի սինկլինալի խզումնային տեկտոնիկան և ապարների ճեղքավորվածությունը	2—53
Հ. Ա. Վարդանյան. Արափիի կտրվածքի նստվածքների սիտանեզիոսիան գնահատականը գեոմադնիսական դաշտի նուրբ ստրուկտուրայի ուսումնասիրման համար	3—74
Հ. Ս. Վարդանյան, Տ. Բ. Նևչանա, Զ. Հ. Մինասյան. Իսահակյան տեղամասի կրտորվածքի նստվածքների բնական մնացորդային մագնիսացվածության բնույթը	1—53
Ս. Վ. Վարձեկյան, Զանգեզուրի 1968 թ. երկրաշարժից առաջ P-ալիքի անհարի-րությունների ժամանակային փոփոխությունները	4—73
Վ. Ա. Վառնեկով, Գ. Հ. Վարդանյան, Ա. Ն. Կովալևսկի. Զրաչեքի համակարգի սնման ջերմային կառուցվածքի մասին	6—83
Հ. Հ. Տոնականյան, Է. Խ. Ղուլյան, Ա. Ս. Ավանեսյան. Նորը Լալիգուղի հանքաերևակման հեռանկարայնության մասին	4—63

ԳԻՏԱԿԱՆ ՔՐՈՆԻԿԱ

Ա. Բ. Բաղդասարյան. Փարիզում օգոստոսի 27—31-ը կայացած Միջազգային XXV աշխարհագրական կոնգրեսի մասին	2—78
--	------

ՌԵՖԵՐԱՏՆԵՐ

Ն. Ե. Սարաֆյան. Երկրագնդի կայունության և կայունացնող մեխանիզմների մասին	6—80
---	------

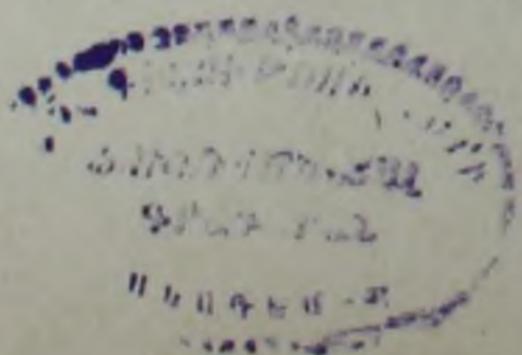
СОДЕРЖАНИЕ XXXVIII ТОМА «ИЗВЕСТИЙ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР, НАУКИ О ЗЕМЛЕ»

С. Б. Абовян, Н. С. Корчагина. О формационной принадлежности ультрамафитовых пород Севано-Амасийского и Вединского офиолитовых поясов Армянской ССР, в связи с их асбестоносностью	2—20
В. А. Аветисян, А. Л. Анамян, Э. С. Халатян. Основные черты региональной гидрогеологии Армянской ССР	6—3
Г. М. Авчян, Р. А. Арутюнян, А. В. Манукян, Г. В. Маркосян, Л. К. Татевосян. Влияние порового заполнителя на скорость распространения упругих волн	3—47
Г. М. Авчян, С. Р. Пайлевилян. Инженерно-геофизические исследования при проектировании и строительстве подземных сооружений в горных районах	4—52
Г. М. Авчян, Г. Г. Маркосян, С. Н. Назаретян. Связь между направлением геомагнитного поля и геоструктур Армении в период их заложения	6—49
С. Ц. Акопян. Тектоника плит в Альпийско-Гималайском поясе и некоторые прогностические критерии	6—39
Ш. О. Амирян, М. С. Азизбемян, А. З. Алтунян. Об обнаружении новых выходов кварцевых андезитов в Туманянском рудном районе	1—17
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	1—21
С. К. Арзуманян. Разрывные нарушения Армянской впадины и сопредельных районов и их классификация	2—3
А. Т. Асланян. Институту геологических наук АН Армянской ССР 50 лет	5—3
С. О. Ачикгезян. О геодинамическом развитии и металлогении Малого Кавказа в мезокайнозое	5—71
А. Б. Багдасарян, Т. А. Трифонова. Дешифрирование природных высотных поясов по синтезированным космическим снимкам	6—19
Г. П. Багдасарян, Б. М. Меликсетян, Р. Х. Гукасян. Альпийский гнейсо-гранитный комплекс Загезурского выступа доальпийского фундамента	2—9
В. Р. Бойнагрян. Некоторые вопросы изучения рыхлых отложений плиоцен-четвертичного возраста Армянской ССР	6—15
Т. Г. Бойнагрян, В. Р. Бойнагрян. Геохимические особенности рыхлых отложений бассейна среднего течения р. Агстев	4—31
А. И. Бротгандель, Т. Т. Гвердцители, Г. Т. Геловани, Н. Э. Ломидзе, Г. А. Надибаидзе, В. К. Серафимов, Г. К. Сулаквелидзе, М. Б. Чикваидзе, Г. З. Элбакян. Полуэмпирическая модель градового облака и воздействие на градовый процесс	3—54
С. А. Бубикян. Остракоды верхнеплиоцен-нижнечетвертичных отложений Ширакской котловины	4—3
К. С. Вартамян, Н. М. Якоби. Источники аномального теплового потока на территории Армянской ССР	2—48
А. А. Габриелян. Тектоническое районирование Каьказа и сопредельных частей Анатолийско-Иранского сегмента Средиземноморского складчатого пояса	3—11
С. С. Григорян. Особенности солевого состава золотосодержащих гидротермальных растворов и методы их определения	4—24
Ю. Г. Гукасян. Петрохимия верхнеплиоцен-четвертичных вулканических обра-	

зований Арагацкого вулканического массива	2—28
А. И. Карапетян, О. П. Гуломджян, Э. М. Налбандян. Об обнаружении месторождения опалитов—нового вида высокотехнологичного минерального сырья кремнезема	2—36
К. И. Карапетян. Об ипсигитовой природе арктик-туфа («туфолавы арктического типа»)	5—38
И. К. Карапетян. Сейсмичность Эрзинджан-Бингельского региона	4—38
И. К. Карапетян. Сейсмические условия Армянского нагорья	6—31
А. А. Коджоян, С. С. Мкртчян. Некоторые условия формирования Привольненского свинцово-цинкового месторождения	4—15
Р. А. Мандалян, Р. Н. Зарьян, Ж. О. Степанян. Верхнеюрские подушечные лавы юго-восточного Зангезура	3—22
Г. У. Мелик-Адамян. Ископаемая фауна мелких млекопитающих и ее стратиграфическое значение для плио-плейстоценовых отложений Армянской ССР	1—3
Р. Л. Мелконян, М. С. Акопян, Б. И. Романчев. О генезисе трондjemитов Кохб-Шнохского массива	5—32
Р. Т. Мириджанян, К. С. Вартанян. Изменение температуры пород с глубиной на территории Армянской ССР	3—40
Г. П. Мкртчян. Атмосферные осадки и эрозия почв в Армянской ССР	6—24
А. Х. Мнацаканян, Э. Х. Хуршудян. Изменчивость состава клинопироксенов верхнемелового базальтового комплекса как отражение степени его дифференцированности (Иджеванский прогиб)	5—44
Дж. В. Мхитарян, А. К. Басинин. Геодинамические условия локализации жильного оруденения в клиновидном блоке одного из месторождений Малого Кавказа	2—41
Дж. В. Мхитарян, С. А. Аракелян. Жильно-магматические породы Меградзорского рудного поля и их роль в локализации оруденения	3—30
С. И. Назиретян, К. Ф. Тяпкин. Закономерности размещения разломов земной коры на территории Армянской ССР и проблема их изучения с позиции новой ротационной гипотезы структурообразования	4—18
А. А. Садоян. Об отложениях морских пирокластических потоков эоцена Армянской ССР	1—10
О. А. Саркисян. Новые данные о палеоцене Цахкуняцкого антиклинория (М. Кавказ)	3—3
М. А. Сатян. Металлоносные силициты позднемезозойской офиолитовой серии Малого Кавказа	5—19
А. С. Фармазян, З. О. Чибухчян. О золоторудной минерализации в Миракском интрузивном массиве (Армянская ССР)	6—7
Ю. В. Халатов. Основные особенности сезонной динамики ландшафтов Араратской котловины	1—30

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Г. А. Авакян, Р. Г. Мхитарян. Монтмориллонит-диатомитовые породы как полезные ископаемые	3—66
М. А. Арутюнян, М. А. Кукулян. Время выделения золота в процессе скарно- и рудообразования на Кефашенском скарновом медно-молибденовом проявлении Зангезурского рудного района (Армянская ССР)	3—62
А. А. Варданян, Т. Б. Нечаева, Дж. О. Минасян. Природа естественной остаточной намагниченности осадков разреза Исаакян	1—53
А. В. Варданян, Г. Р. Мкртчян. О трещиноватости горных пород Дилижанской синклинали	2—53
А. А. Варданян. Оценка пригодности осадков разреза Арапи для изучения тонкой структуры геомагнитного поля	3—74
С. В. Вардзелян. Временные изменения невязок Р—волны перед Зангезурским землетрясением 1968 года	4—73



<i>В. А. Воронков, Г. О. Варданян, А. Н. Ковалевский.</i> О структуре теплового питания гидротермальной системы	6—63
<i>В. Б. Гамоян.</i> Поле разветвленного источника блуждающих токов при наличии контакта пород	2—70
<i>В. М. Геворкян, Л. Д. Селезнев.</i> Возможности пьезоэлектрического метода при разведке кварц-полиметаллических месторождений жильного типа	2—59
<i>Ф. С. Геворкян.</i> К вопросу формирования и развития речных долин в орогенных зонах (на примере Араратской котловины)	1—65
<i>А. К. Караханян.</i> О магнитостратиграфической шкале палеогена Армении	1—44
<i>Х. В. Киракосян, Г. В. Саргсян.</i> Изменение геофизических параметров в связи с сейсмической активизацией Джавахетского нагорья	1—49
<i>Х. В. Киракосян.</i> Изменение параметров электротеллурического поля при сейсмических событиях	6—76
<i>Э. Н. Кургинян.</i> Особенности распределения микроэлементов в верхнемиоценовых отложениях бассейна оз. Севан	6—55
<i>Т. Н. Кюрегян.</i> Оптимизация литохимических параметров на примере Арманисского рудного поля	4—77
<i>А. К. Матевосян.</i> Некоторые результаты модельных исследований экранированными установками	1—60
<i>А. К. Матевосян.</i> Методика исследований экранированными установками	6—71
<i>П. Л. Мурадян.</i> Об асимметричности горных сооружений (на примере Армянского нагорья)	6—59
<i>Д. Р. Назаретян.</i> О некоторых сподвижниках-исследователях природы Армении	6—68
<i>Ш. С. Оганисян.</i> О некоторых методах оценки изостатического состояния территории Армянской ССР	4—69
<i>М. М. Погосян, С. Р. Аракелян.</i> Применение рентгенорадиометрического метода при анализе медно-молибденовых руд Техутского месторождения	1—36
<i>С. С. Симонян.</i> Исследование характера сейсмоэлектрического эффекта в зависимости от напряженного состояния водонасыщенной породы	2—75
<i>А. Г. Тонакян, Э. Х. Гулян, А. С. Аванесян.</i> Новое о перспективности Лалигюхского рудопроявления	4—63
<i>В. Г. Тунян.</i> К истории соляных промыслов Восточной Армении (II четверть XIX в.)	4—56
<i>Г. Ш. Шагинян.</i> Влияние давления и температуры на скорости продольных волн в некоторых пороодообразующих минералах	2—65
<i>А. К. Юханян.</i> Зависимость v_p волн вулканитов Армении при высоких давлениях от степени их раскристаллизации и состава	3—69
<i>А. К. Юханян, Ю. С. Геншифт.</i> Экспериментальное изучение плавления ксенолитов из лав Гегамского нагорья в условиях базальтового слоя земной коры	1—39

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

<i>А. Б. Багдасарян.</i> О XXV Международном географическом конгрессе, проходившем 27—31 августа в Париже	2—78
---	------

РЕФЕРАТЫ

<i>Н. Е. Сарафян.</i> Об устойчивости и стабилизирующих механизмах Земли	80
Содержание XXXVIII тома «Известий Академии наук Армянской ССР, Науки о Земле»	82