

ГЕОЛОГИЯ  
АРМЯНСКОЙ  
ССР

X

ГЕОФИЗИКА



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ  
ԱՇԽԱՏԱՆՔԱՅԻՆ ԿԱՐՄԻՐ ԴՐՈՇԻ ՇՔԱՆՇԱՆԱԿԻՐ  
ԳԵՈՖԻԶԻԿԱՅԻ ԵՎ ԻՆԺԵՆԵՐԱՅԻՆ ՍԵՅՄՈՒՈՒԳԻԱՅԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

# ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ

Գ Լ Խ Ա Վ Ո Ր Խ Մ Բ Ա Գ Բ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Հայկական ՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Ս. Ս. ՄԿՐՏՉՅԱՆ (գլխ. խմբագիր)

Հայկական ՍՍՀ ԳԱ թղթակից անդամ Ա. Հ. ԳԱՐԻԵԼՅԱՆ

Հայկական ՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Հ. Գ. ՄԱՂԱՔՅԱՆ

Հայկական ՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Կ. Ն. ՊԱՖՆՆՆՆՈՒՅ

Հայկական ՍՍՀ ԳԱ թղթակից անդամ Լ. Ա. ՎԱՐԳԱՆՅԱՆՅ

≡ Հ Ա Տ Ո Ր ≡

X

Գ Ե Ո Ֆ Ի Զ Ի Կ Ա

Հ Ա Յ Կ Ա Կ Ա Ն Ս Ս Հ Գ Ա Հ Ր Ա Տ Ա Ր Ա Կ Չ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Ե Ր Ե Վ Ա Ն 1972

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ И ИНЖЕНЕРНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ

# ГЕОЛОГИЯ АРМЯНСКОЙ ССР

ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ

Академик АН Армянской ССР С. С. МКРТЧЯН (главный редактор)  
член-корреспондент АН Армянской ССР Л. А. ВАРДАНЯНЦ  
член-корреспондент АН Армянской ССР А. А. ГАБРИЕЛЯН  
академик АН Армянской ССР И. Г. МАГАКЬЯН  
академик АН Армянской ССР К. Н. ПАФФЕНГОЛЬЦ

≡≡≡ ТОМ ≡≡≡

## X

## ГЕОФИЗИКА



ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР

ЕРЕВАН 1972

В монографии обобщены результаты геофизических исследований, проведенных в Армянской ССР в период 1947—1967 гг.

На основании анализа геофизических материалов приведены данные по глубинному геологическому строению, сейсмотектонике и сейсмичности.

В монографии рассмотрены методика и геологическая эффективность геофизических работ при поисках полезных ископаемых в конкретных условиях.

Книга рассчитана на геологов и геофизиков научно-исследовательских и производственных организаций.

#### Ք-ՐԳ ՀԱՏՈՐԻ ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՒԵԳԻԱ

Երկրա-հանքաբանական գիտությունների դոկտոր Յ. Գ. ՀԱԿՈՔՅԱՆ  
(պատասխանատու խմբագիր)

Երկրա-հանքաբանական գիտությունների թեկնածու Շ. Ս. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ

Երկրա-հանքաբանական գիտությունների թեկնածու Հ. Մ. ՎԱՆՅՅԱՆ

Ֆիզիկո-մաթեմատիկական գիտությունների դոկտոր Ա. Գ. ՏԱՐԽՈՎ

#### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ X ТОМА

Доктор геолого-минералогических наук Ц. Г. АКОПЯН (ответственный редактор)

Кандидат геолого-минералогических наук Г. М. ВАНЦЯН

Кандидат геолого-минералогических наук Ш. С. ОГАНИСЯН

Доктор физико-математических наук А. Г. ТАРХОВ

## ВВЕДЕНИЕ

Монография «Геофизические исследования в Армянской ССР» — коллективный труд, в основу которого положены результаты исследований, проведенных с 1945 по 1967 годы Институтом геологических наук АН Армянской ССР, Институтом геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР, Управлением геологии Совета Министров Армянской ССР и Конторой морской геофизической разведки Министерства нефтяной промышленности Азербайджанской ССР.

Создание монографии по геофизическим исследованиям в Армянской ССР было намечено ИГН АН Армянской ССР по инициативе А. Т. Донабедова, разработавшего общую программу ее содержания. Согласно последней, в настоящей монографии, на основе анализа и обобщения результатов геофизических исследований с использованием данных о геологическом строении, результатов структурного бурения и определений физических свойств горных пород, выясняется глубинное строение и дается геоструктурное районирование территории Армянской ССР, включая и ее особенности в отношении сейсмичности. Кроме этого, в монографии делается попытка синтезировать результаты геофизических исследований для поисков некоторых типов рудных, а частично и нерудных месторождений в тесной увязке с изучением структурных элементов, контролирующих пространственное нахождение этих месторождений.

В меру накопленных фактических данных дается характеристика специфических условий применения геофизических методов с оценкой их геологической эффективности.

На основе обобщения результатов геофизических исследований выявляются новые и уточняются известные геоструктурные особенности территории Армянской ССР, имеющие существенное значение для прогнозирования в области закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и сейсморайонирования, а также намечаются основные направления ближайших геофизических исследований, обеспечивающих дальнейшие поиски рудных месторождений и вероятных зон нефте-газонакопления.

В первой сводке по геофизике Армянской ССР, конечно, возможен ряд пробелов, которые объясняются главным образом различной степенью изученности территории республики. Несомненно, что дальнейшие, более детальные, геофизические исследования внесут необходимые коррективы в излагаемые здесь представления как в отношении геоструктурного районирования, так и в отношении истолкования результатов изучения физических свойств горных пород и руд, а также допол-

нят и уточнят методические и геологические результаты по применению геофизики в специфических геологических условиях Армянской ССР.

При составлении настоящей работы большую консультативную помощь оказали доктора геолого-минералогических наук А. Т. Асланян, А. Т. Донабедов, доктора физико-математических наук А. А. Логачев, А. Г. Тархов.

Авторы глубоко признательны чл.-корр. АН СССР В. В. Федынскому и чл.-корр. АН АрмССР А. Т. Асланяну за ценные замечания, сделанные ими при просмотре рукописи.

## ГЛАВА I

### КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Начало геофизических исследований на территории Армянской ССР относится к 1926 году, но до 1945 года эти исследования, проводимые различными организациями, носили несистематический характер.

Планомерные региональные гравимагнитные исследования на территории Армянской ССР связаны с организацией в 1945 году геофизической группы при Институте геологических наук АН Армянской ССР.

В начале 1950 года в республике была организована первая геофизическая экспедиция Центрального геофизического треста, которая начала проводить комплексные исследования на рудных месторождениях Армянской ССР.

Наряду с этим, с 1951 года на территории Армянской ССР начались геофизические исследования Конторы морской геофизической разведки Министерства нефтяной промышленности Азербайджанской ССР.

Геофизические исследования проводились в направлении изучения глубинного геологического строения территории Армянской ССР с помощью гравиразведки и магниторазведки, изучения рудных месторождений комплексом геофизических методов и выяснения закономерностей изменения физических свойств горных пород и руд в зависимости от различных геологических факторов.

В результате сводки данных маятниковой и абсолютной магнитной съемки А. Т. Донабедовым в 1945 году были составлены карты региональных гравитационных и магнитных полей территории Армянской ССР и на основании сопоставления с геологическими данными выяснены, в первом приближении, соотношения между закономерностями пространственного изменения этих полей и региональным геологическим строением территории республики, а также разработан общий план региональных гравимагнитных исследований.

В 1946 году в Институте геологических наук АН Армянской ССР по инициативе и под руководством А. Т. Донабедова были начаты региональные маршрутные гравиметровые исследования с целью изучения глубинного геологического строения территории Армянской ССР (Э. А. Аджимамудов, Л. А. Говорова, Н. П. Грушинский). В результате работ были выявлены общие закономерности в соотношениях между поем силы тяжести и геологическим строением. В 1947 году, параллельно с гравиметрическими работами, были начаты региональные маршрутные магниторазведочные работы (Ц. Г. Акопян, О. Н. Соловьев), а также изучение физических свойств горных пород с целью использования для геологического истолкования гравимагнитных аномалий. В 1949 году были завершены региональные маршрутные гравиметрические и магниторазведочные исследования и составлены

для территории Армянской ССР схематические карты гравитационных и магнитных аномалий.

В результате региональных гравиметрических и наземных магнитометрических работ подтверждено и уточнено наличие трех региональных зон гравитационного и магнитного полей. Сопоставление этих зон с выделенными К. Н. Паффенгольцем тектоническими зонами Малого Кавказа показало, что зона юго-западного максимума  $\Delta g$  пространственно совпадает с Нахичеванской складчатой зоной, зона центрального минимума—со складчатой зоной Армении, а зона северо-восточного максимума—с Сомхето-Кировабадской полого-складчатой зоной.

В 1948 году Институт геологических наук АН Армянской ССР, параллельно с геологическими исследованиями, проводил площадные комплексные гравимагнитные работы в Араратской котловине с целью изучения ее глубинного геологического строения в связи с проблемой нефтегазоносности, в результате которых были получены новые данные о глубинном геологическом строении центральной части Араратской котловины и были ориентированы последующие исследования геофизическими методами, а также опорное и структурное бурение (Ц. Г. Акопян, П. Е. Безукладников, А. Т. Донабедов, Ш. С. Оганисян, О. Н. Соловьев). В 1953 году завершены гравимагнитные работы в пределах Араратской котловины, составлены карты гравитационных и магнитных аномалий и дано их более детальное геологическое истолкование (Ц. Г. Акопян, Ш. С. Оганисян).

С 1952 года Азербайджанская морская контора геофизической разведки проводила гравимагнитные работы в Армении с целью выяснения глубинной тектоники, причем работы проводились также в Араратской котловине (В. А. Большаков, П. И. Дунаев, И. О. Цимельзон). Результаты этих работ подтвердили ранее полученные Институтом геологических наук АН Армянской ССР данные по этой котловине.

В последующие 1953—1962 гг., с некоторыми перерывами, продолжались гравимагнитные исследования как со стороны Института геологических наук АН Армянской ССР (Э. Б. Аджимамудов, Ц. Г. Акопян, Э. А. Арутюнян, Ш. С. Оганисян), так и Конторой морской геофизической разведки Министерства нефтяной промышленности Азербайджанской ССР (Т. И. Яштайкина, П. И. Дунаев, Н. В. Моница, Р. А. Фатахов) и геофизической экспедицией Управления геологии Советов Министров Армянской ССР (М. А. Костанян, А. Г. Мартиросян, Л. К. Татевосян).

В 1953—1954 гг. Западным геофизическим трестом и Армянской геофизической экспедицией была проведена аэромагнитная съемка центральной и северной Армении (Л. И. Завьялова, Г. А. Израилова), а в 1958—1959 гг. аэромагнитной съемкой была покрыта также южная часть территории Армянской ССР (Громовская экспедиция, А. С. Аменин).

Параллельно с полевыми работами, особенно в 1960—1965 годах, проводились систематические работы, обобщающие накопленный материал по региональным геофизическим исследованиям (Ц. Г. Акопян, Ш. С. Оганисян).

Геофизические работы по детальному геологическому картированию начаты в 1928 году и проводились с большими перерывами.

В 1928 году выполнены рекогносцировочные магниторазведочные работы на юго-восточном склоне г. Арагац (Н. В. Розе) с целью установления связи между магнитным полем и геологическим строением.

ем этого массива, и была выявлена интенсивная аномалия в районе озера Карагёл. Работой А. П. Ющенко в 1929 году в этом же районе установлено, что аномалия занимает значительно больший район, охватывающий южную вершину Арагаца, долину р. Амперт, оз. Карагёл и вершину Ампур-дага, и обусловлена глубинным геологическим строением Арагаца.

В 1934 году Л. Д. Берсудским в Котайкском районе проводились опытные работы для выяснения возможностей и особенностей применения магниторазведки с целью геологического картирования известных складчатых структур в осадочных отложениях третичного возраста. Было установлено, что полоса пониженных значений  $\Delta Z$  в общих чертах совпадает с осью Шорагбюр-Мангюсской антиклинали, а наибольший минимум  $\Delta Z$  пространственно совпадает с куполообразным поднятием у пос. Мангюс.

В 1942 году геофизическая партия Грузгеолуправления (М. А. Алексеева) проводила электроразведочные работы методом ВЭЗ на территории южного склона г. Арагац, в результате чего была установлена возможность определения методом ВЭЗ поверхности осадочной толщи под вулканогенными образованиями.

В 1944 году Московское отделение Гидроэнергопроекта проводило электроразведочные работы (ВЭЗ и профилирование) в связи с проектированием напорного тоннеля в районе Еревана в ущелье р. Раздан (А. А. Огильви), причем была решена задача определения границы между толщей базальтов и подстилающими их глинистыми отложениями.

В 1945 году в Агинском районе Московским отделением Гидроэнергопроекта проводились работы с помощью круговых электроразведочных работ для решения задач по гидрогеологии и инженерной геологии (В. А. Ряполова), но результаты ограничились лишь освещением геоэлектрического разреза.

В результате опытных гравиметрических и магнитометрических работ по маршруту Канакер—Вохчаберд—Гарни (1947 г.), проводившихся с целью выяснения возможности картирования локальных структур, сложенных третичными отложениями (Э. Б. Аджимамудов, Ц. Г. Акопян, О. Н. Соловьев), был выявлен локальный максимум  $\Delta g$  в районе с. Вохчаберд, соответствующий Шорагбюрской антиклинали, а на графике  $\Delta Z$  часть профиля, сложенная осадочными отложениями, отмечена пониженным полем. Такое соотношение гравитационного и магнитного полей позволило заключить, что для картирования локальных структур типа Шорагбюрской антиклинали целесообразно использовать комплекс методов гравиразведки и магниторазведки.

В 1948 году Институтом геологических наук были проведены детальные гравимагнитные исследования на Шорагбюрской антиклинальной складке (Ц. Г. Акопян, П. Е. Безукладников, А. Т. Донабедов), в результате которых удалось доказать, что она переклиналино замыкается в районе сс. Тазагюх—Мхчян. Здесь впервые в центральной части Араратской котловины был выявлен гравитационный максимум северо-западного простирания с центром в с. Енгиджа, интерпретированный А. Т. Донабедовым как приближение к дневной поверхности древних, более плотных и относительно слабомагнитных пород палеозоя, а возможно и докембрия. Последующее бурение нефтяной экспедиции Армянского геологического управления подтвердило неглубокое залегание кембрия-докембрия (кристаллического фундамента) в районе Тазагюха на глубине всего 520 м.

В 1948 году Ленинградское отделение Гидроэнергопроекта проводило электроразведочные работы (ВЭЗ, профилирование) для исследования площадок под гидросооружения Арзни и Гюмушгэс (М. Л. Константинов). Задача по исследованию рельефа кровли глинистых отложений на участке Арзни и оконтуриванию трещин на участке бассейна суточного регулирования была решена положительно.

В 1949 году комплекс гравиразведочных и магниторазведочных работ для геологического картирования был дополнен электроразведочными (Х. Д. Квят, А. Ф. Перегудов), а с 1951 г. и сейсморазведочными (Г. Б. Агаджанянц, Т. И. Калмыкова) работами с целью выяснения особенностей и возможностей применения этих методов для изучения геологической структуры Араратской котловины.

В 1951—1952 гг. и в 1956 г. Азербайджанская морская контора геофизической разведки производила в Армянской ССР опытные сейсморазведочные работы методами отраженных волн (МОВ) и корреляционным методом преломленных волн (КМПВ) с целью изучения геосейсмических условий и разработки методики сложности сейсмических наблюдений в условиях Араратской котловины. Сложность тектоники, наряду со значительным распространением на поверхности и на небольшой глубине эффузивных пород, затрудняли применение сейсморазведки: лишь на отдельных участках было зафиксировано небольшое количество отражений и был сделан вывод о нецелесообразности применения в Приараксинской низменности метода отраженных волн.

Работами КМПВ в Вединском районе была выявлена возможность получения преломлений от одной или нескольких границ, прослеживающихся на значительном протяжении, но объем выполненных работ для установления разведочных возможностей метода был недостаточным.

В 1954—1959 гг. Институтом геологических наук АН Армянской ССР (Ц. Г. Акопян) проводились детальные магниторазведочные исследования на Лорийском плато, в районе курорта Джермук, на Гегамском и Варденисском хребтах, в районе массива г. Арагац. Было установлено, что магниторазведка применима для геологического картирования эффузивных пород, хотя ее применение сопряжено с преодолением трудностей, обусловленных резкой изменчивостью намагниченности эффузивов, сложностью геологического строения области и особенностями горного рельефа местности.

Комплексными гравимагнитными исследованиями 1957 года (Ц. Г. Акопян, Ш. С. Оганисян) в Басаргечарском районе установлено, что Мазринская котловина представляет крупную синклиналичную чашу, заполненную мощной толщей (порядка 500 м и более) озерных и аллювиально-делювиальных отложений, а шарнир складки проходит по линии Каракоюн—Басаргечар—Загалу, продолжаясь далее на запад под оз. Севан.

В 1957—1962 гг. Армянская геофизическая экспедиция проводила маршрутно-площадные электроразведочные работы на площади около 1500 кв. км для решения гидрогеологических вопросов (Е. Г. Гулоян, Л. Е. Епишко, Р. С. Минасян, Р. П. Сепоян) и выявила в северо-западной части оз. Севан рельеф водоупорных пород, представленных вулканогенно-осадочными отложениями. При этом была прослежена локальная зона (на участке с. Лчашен—гор. Севан—с. Варсер) фильтрации вод из оз. Севан, а в Разданском районе—зоны пониженных электросопротивлений, возможно обусловленные обводнением в лавовых образованиях. В северной части Гегамского вулканического на-

горя с помощью ВЭЗ был определен характер залегания мощного лавового покрова и прослежена кровля более глубоко залегающих глинисто-песчаных отложений, являющихся основным водоупорным горизонтом.

В пределах Араратской котловины с помощью электроразведки была околтурена северная граница подземного бассейна и прослежены локально-вытянутые зоны пониженных электросопротивлений, отождествляемые с подлавовыми и внутрилавовыми водными потоками, питающими озеро Айгер-лич и Кулибеклинскую группу родников.

В 1959—1962 гг. геофизические исследования проводились на Канакеро-Егвардском вулканическом плато, в Октемберянском районе Араратской котловины с целью выявления локальных поднятий для структурного бурения в связи с поисками нефти и природного газа. Комплексные гравимагнитные работы, начатые Институтом геологических наук, продолжались в 1963—1967 гг. Институтом геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР (Ц. Г. Акопян, Ш. С. Оганисян, Л. Б. Оганесян).

В 1962—1967 гг. Институтом геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР (Ц. Г. Акопян, А. О. Мангоян, Д. О. Минасян) проводились работы по изучению намагниченности изверженных горных пород Армянской ССР, начиная с нижней юры до верхнечетвертичных образований включительно.

В результате анализа и обобщения большого фактического материала по намагниченности изверженных пород установлено чередование нормально и обратно намагниченных пород во всех возрастных подразделениях юры, в нижнем меле, в верхнем миоцене—нижнем плиоцене и в верхнем плиоцене—постплиоцене.

По магнитостабильным породам вычислено местоположение магнитных полюсов Земли и установлено, что они в указанный отрезок времени (нижняя юра—верхнечетвертичный) не только существенно перемещались, но и несколько раз меняли свою полярность. Полученные результаты довольно хорошо согласуются с мировыми данными и в определенной степени пополняют и уточняют наши представления о магнитном поле Земли в мезо-кайнозойское время.

На основании характерных особенностей намагниченности изверженных пород произведено возрастное расчленение и стратиграфическая корреляция мезо-кайнозойских вулканогенных образований и лав Армянской ССР и сопредельных районов Грузинской и Азербайджанской ССР.

Одновременно геофизической экспедицией УГ СМ Армянской ССР проводились комплексные гравимагнитные и электроразведочные исследования по изучению геологического строения Араратской котловины (Р. Г. Асатрян, А. М. Асланян, Г. А. Погосян, Л. Саркисян). Гравимагнитные исследования носили более детальный по сравнению с предыдущими исследованиями характер, а электроразведочные работы, проводившиеся впервые в этом районе методом дипольных электрических зондирований (ДЭЗ), становления электромагнитного поля и методом магнитотеллурического зондирования, дали дополнительный материал по структурно-геологическому картированию. Проводившиеся параллельно сейсморазведочные работы экспедицией «Нефтеразведка» УГ СМ Армянской ССР (Г. В. Габриелян, И. Б. Осипова) привели к методическим выводам, обосновывающим дальнейшее применение метода в производственных масштабах в конкретных сейсмогеологических условиях Араратской котловины.

В 1962 году Геофизическая экспедиция УГ СМ Армянской ССР проводила комплексные опытно-производственные исследования (электроразведка методами ВЭЗ и профилирование, магниторазведка, металлотрия) на объектах нерудного сырья—Севкарском месторождении бентонитовых глин и Араратском месторождении фосфоритов (Ж. Г. Аслибекия). Этими работами удалось установить области распределения бентонитовых глин и оценить их мощность, а также выделить известково-песчанистые отложения, перспективные в отношении содержания фосфоритов.

С 1955 года и по настоящее время Управлением геологии проводятся систематические каротажные исследования скважин комплексом электрометрических и радиометрических методов (Л. О. Месропян, Р. Т. Мириджанян).

Геофизические исследования на железорудных, медных, полиметаллических и медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР проводятся с 1926 года, причем в этих исследованиях можно наметить два периода.

Первый период, с 1926 по 1945 гг., характеризуется исследованиями медных и медно-молибденовых месторождений с целью, главным образом, опробования различных модификаций электроразведки для решения поисково-разведочных задач. Одновременно был выполнен небольшой объем магнитометрических работ на хромитовых месторождениях. Этими работами, проводившимися с большими перерывами, были охвачены весьма ограниченные площади в пределах известных рудных полей.

Второй период, с 1945 года по настоящее время, характеризуется систематическими магнитометрическими исследованиями железорудных месторождений, а с 1950 года исследованиями комплексом геофизических методов (магниторазведка, электроразведка, металлотрия) в различных рудных районах республики.

Ниже приводится краткая характеристика геофизических работ, выполненных на железорудных, медных, полиметаллических и медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР до 1/1 1968 года.

В 1945 году по инициативе В. А. Амбарцумяна и А. Т. Донабедова, под руководством А. Г. Тархова Институт геологических наук (Э. А. Арутюнян, Ц. Г. Оганян) приступил к исследованию Кохбской группы магнетит-гематитовых проявлений железных руд методом магниторазведки, а в 1947 году—в Ноемберянском районе и в СВ части Араратской котловины, в районе с. Капутан (Ц. Г. Акопян и Э. А. Арутюнян). В результате этого на площади 0,25 кв. км в районе с. Капутан было выявлено и частично оконтурено небольшое месторождение магнетитовых руд, представленное совокупностью нескольких полого падающих пластов СВ простирания и рекомендовано проведение площадных магниторазведочных и горнопроходческих работ, а в Ноемберянском районе, на участке Кохб, были подтверждены результаты работ 1945 года и расширена перспективная площадь месторождения.

В 1948—1954 гг. Институтом геологических наук продолжались магнитометрические исследования железорудных месторождений в северной и центральной частях Армянской ССР (Э. А. Арутюнян), и в особенности на Судаганском месторождении, где был выявлен ряд магнитных аномалий, перспективных на железо, что и было подтверждено последующими геологоразведочными работами, позволившими оценить Судаганское месторождение (ныне Разданское) как промышленно перспективное.

С 1952 года проводится изучение железорудных месторождений Геофизической экспедицией Центрального геофизического треста Министерства геологии (впоследствии переданной в ведение УГ СМ Арм. ССР). Выявленные магнитные аномалии в Разданском и Кироваканском районах (Э. А. Арутюнян, Е. Г. Гулоян, Р. П. Сепоян, В. Н. Сехниашвили) в большинстве случаев, как показали последующие разведочные работы, оказались связанными с магнетитовым оруденением.

В 1953—1954 гг. Армянской аэромагнитной партией (Л. И. Завьялова, Т. А. Израилова) на Кохбском и Разданском (Ахтинском) участках проводилась аэромагнитная съемка, и ряд выявленных аномальных участков, рассматриваемых авторами как перспективные для поисков железных руд, рекомендованы для постановки детальных геолого-геофизических работ.

В 1957 и 1959 гг. Геофизическая экспедиция УГ СМ Армянской ССР проводила магниторазведочные работы в южной части республики. В Горисском и Мегринском районах (К. Г. Асланян, Г. Б. Петросян) и в районе Сваранцского месторождения были выделены участки, перспективные на железное оруденение.

В 1961—1962 гг. Геофизическая экспедиция УГ СМ Армянской ССР проводила геофизические работы в Абовянском районе (Э. А. Арутюнян, Г. Б. Петросян) на общей площади около 300 кв. км, причем в 1961 году в районе с. Капутан были отмечены относительно небольшие по площади магнитные аномалии, связанные с оруденением. Перспективность района в отношении железа сильно возросла после обнаружения в 1962 году на расстоянии 1,5—2 км к юго-западу от с. Капутан магнитной аномалии (площадью более 2 кв. км), проверка которой привела к выявлению под лавовыми образованиями богатых апатит-магнетитовых руд. Магниторазведка в некоторых случаях комплексировалась с гравиразведкой и электроразведкой (ВЭЗ и профилирование).

В 1963—1968 гг. Управление геологии СМ Армянской ССР совместно с ВИРГом Министерства геологии СССР проводили аэрогеофизические работы на территории Армянской ССР (Т. Н. Сироткина, В. М. Смирнов, А. В. Сорокин, Ю. И. Никольский, И. В. Слесарева и др.) в поисках рудных месторождений и в целях изучения геологического строения.

Следует также упомянуть о магниторазведочных работах, проведенных в 1932 году на северо-восточном побережье оз. Севан в районе хромитовых месторождений (А. П. Касаткин), имевших, в основном, методическое значение.

Колчеданные месторождения: медные—Алаверди, Шамлуг, Чибухлы, Шагали-Элиар, Агви, Кафан и полиметаллические—Ахтала—были объектом исследования геофизическими методами с 1926 года по настоящее время.

Геофизические работы на Алавердском медном месторождении были поставлены в 1926 году методом индукции американской фирмой «Радиор» на площади 1 кв. км. Результаты этих работ оказались отрицательными—большинство аномалий было отнесено к разряду топографических. Одновременно на месторождении методом индукции работала геофизическая партия Ленинградского института прикладной геофизики (И. Г. Михайлов) с целью освоения методики полевых работ и аппаратуры.

На Шамлугском медном месторождении в 1930 году (И. Г. Михайлов) проводились экспериментальные работы методом индукции. Из

числа выявленных двух электрических осей разбуривание одной привело к обнаружению оруденелой зоны. В 1941 году на площади 6 кв. км были вновь поставлены работы методами постоянного электрического тока (ВЭЗ) и магниторазведки Всесоюзным геологическим институтом (Н. С. Бибииков) с целью выявления кровли рудоносной толщи, но характер геоэлектрического разреза и недостаточная дифференцированность электросопротивлений пород не позволили решить поставленную задачу.

В последующие годы на месторождении были опробованы гравиразведка (Институт геологических наук АН Арм. ССР, Ш. С. Оганисян) и радиоволновое просвечивание (Московский геологоразведочный институт, А. Г. Тархов, О. М. Финягин, Н. Д. Коваленко). Наличие здесь избыточной плотности колчеданных руд допускает при благоприятном сочетании размеров и глубины залегания рудных тел применение гравиразведки для их прямых поисков, но небольшой объем проведенных полевых работ не позволил с достаточной убедительностью подтвердить эту возможность. Обнадеживающие результаты были получены с помощью радиоволнового просвечивания, при экспериментальном опробовании которого отмечены четкие аномалии от рудных тел на расстоянии нескольких десятков метров.

Ахталское полиметаллическое месторождение обследовалось в 1930 году методом индукции (Ленинградский институт прикладной геофизики, И. Г. Михайлов), однако положительных результатов получено не было, так как изучению подверглась та часть месторождения, которая была почти полностью выработана с поверхности, а нижние горизонты не могли быть освещены методом индукции из-за ограниченной глубинности последнего.

Работами последних лет показана эффективность подземных вариантов метода вызванной поляризации и сверхдлинноволнового варианта радиокип, которые разрабатываются в секторе рудной геофизики Института геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР (С. В. Бадалян, Г. О. Газарян).

Геофизические работы 1930 года на Шагали-Элиарском медном месторождении (геофизическая партия Центрального научно-исследовательского геологоразведочного института, И. Г. Михайлов) и 1945 года (Геофизическая партия Всесоюзного института разведочной геофизики, Д. М. Карпушин, А. Г. Тархов), не вышедшие за рамки экспериментальных исследований, преследовали цель определения возможностей отдельных методов для поисков и разведки рудных тел. Относительной эффективностью отмечены метод индукции и метод заряженного тела при прослеживании рудных тел, обладающих сплошным сульфидным оруденением, а методом капельной индикации (один из вариантов металлометрической съемки) были отмечены повышенные содержания меди в наносах над известными рудными жилами.

Небольшие по объему электроразведочные работы на Чибухлинском медном месторождении в 1929 году (фирма «Радиор») и в 1937 году (геофизическая партия Центрального научно-исследовательского геологоразведочного института, Б. А. Поклад) не привели к положительным результатам. Осложняющим обстоятельством для применения электроразведки оказалась сильная раздробленность рудных тел в результате тектонических процессов. В 1957 году в районе месторождения на площади 50 кв. км были поставлены работы комплексом спектрометаллометрии и магниторазведки (Армянская геофизическая экспедиция УГ СМ АрмССР, В. Б. Мурадян, Ю. Т. Севинян). Металло-

метрией отмечены разрозненные ореолы повышенного содержания в наносах меди, цинка, никеля и хрома, а наиболее выдержанный ореол отмечен в 12 км к западу от с. Куйбышев, в ущелье р. Желтая. Магниторазведка оказалась весьма эффективной для геологического картирования, в частности, удалось уверенно закартировать рудоконтролирующую дайку габбро-перидотитового состава.

Район медных месторождений Агви-Мгарт подвергался детальным исследованиям в 1956—1958 гг. геофизической экспедицией УГ СМ Армянской ССР на площади 50 кв. км комплексом спектрометаллометрической съемки, магниторазведки и электроразведки (В. Б. Мурадян, Ю. Т. Севинян, Р. П. Сепоян). Из результатов спектрометаллометрических съемок заслуживают внимания ореолы повышенного содержания меди, свинца и цинка, распространенные к северо-востоку от с. Мгарт и к северо-западу и к северу от с. Ягдан. Все эти аномалии, как показали последующие геолого-разведочные работы, оказались связанными с зонами медного и полиметаллического оруденения, имеющего характер прожилков и вкрапленников рудных минералов в гидротермально измененных породах. Кроме того, на северном фланге Агвинского месторождения по металлотрическим ореолам было отмечено медное оруденение. По результатам магнитной съемки и электропрофилирования оказалось возможным проследивание гидротермально измененных зон.

Кафанское медное месторождение было объектом геофизической разведки в 1926 году (электроразведочная партия ЦНИГРИ, В. Грушевой, Е. Румянцев), в 1931 году (американская фирма «Радиор») и в 1939—1940 гг. (геофизическая партия «Цветметразведка», В. М. Мерных).

Работы 1926 года, проводившиеся методом изолиний на площади 1 кв. км, не привели к положительным результатам из-за сильных искажений, связанных с влиянием рельефа и поверхностных неоднородностей.

Исследования фирмы «Радиор» на площади 2 кв. км методом индукции привели к выявлению большого количества аномалий, связанных с «топографическим эффектом» и не отражающих рудоносности района.

В результате работ 1938—1940 гг. на площади около 7 кв. км электроразведкой методом сопротивлений, заряженного тела и естественного поля были обнаружены аномалии, частично связанные с зонами интенсивной пиритизации.

В 1959—1961 гг. проводились экспериментальные работы методом радиоволнового просвечивания (Московский геологоразведочный институт, А. Г. Тархов, О. М. Финягин, Н. Д. Коваленко) для непосредственного обнаружения рудных тел, а также методами магниторазведки и эманионной съемки (геофизическая экспедиция УГ СМ АрмССР, В. А. Назаретян, Ю. Т. Севинян, В. О. Яникян) с целью картирования рудоконтролирующих разломов и была доказана применимость опробованных методов для решения указанных вопросов.

Положительными результатами отмечено применение метода вызванной поляризации в сочетании со спектрометаллометрией, с помощью которых была обнаружена новая промышленно-перспективная зона медного оруденения на северо-западном фланге Кафанского месторождения (геофизическая экспедиция Управления геологии СМ АрмССР, А. А. Халатян).

Из полиметаллических месторождений северной части Армянской ССР геофизическими работами были охвачены месторождения: Привольненской группы (1954—1955 гг., Г. М. Ванцян, Е. Г. Гулоян), Шамшадинского полиметаллического рудного района (Мосес и Ахум, 1954 г., А. И. Федорова), Бабаджанской группы (Марц и Провашен-Будагидзор, 1955—1956 гг., Р. А. Асратян, Г. М. Ванцян, В. Б. Мурадян, Р. П. Сепоян). Работы на указанных месторождениях проводились Армянской геофизической экспедицией Центрального геофизического треста.

На месторождениях группы Привольное был применен комплекс спектрометаллометрии, магниторазведки и электроразведки (40 кв. км).

Спектрометаллометрией обнаружен ряд ореолов повышенного содержания свинца и цинка, представляющих практический интерес. Установлена применимость магниторазведки для целей геологического картирования, в частности для картирования рудовмещающих туфопесчаников. Опробование электропрофилеирования и методов радиокип не дало положительных результатов для прямых поисков ввиду отсутствия заметного различия электропроводности руд и вмещающих пород.

На Мосесском и Ахумском участках были поставлены комплексные геофизические работы на общей площади 14 кв. км. В результате металлометрической съемки выявлена аномальная зона повышенного содержания свинца в поверхностных отложениях, прослеживаемая с перерывами на протяжении 5 км в юго-западном направлении от месторождения Мосес. Проверочными горными работами была установлена связь аномалии со свинцовым оруденением. На Ахумском участке был выявлен ряд ореолов повышенного содержания свинца в районе рр. Мадани-Дзор и Агдан, приуроченных, в основном, к известным рудопроявлениям.

По результатам магниторазведочных и электроразведочных работ удалось наметить контуры распространения отдельных пород, а метод вертикального электрического зондирования позволил в ряде случаев определить глубину залегания высокоомных известняков и доломитов (рудовмещающий горизонт) под четвертичными и вулканогенно-осадочными образованиями.

В районе месторождений Марц и Провашен-Будагидзор (20 кв. км) Армянской геофизической экспедицией проводились геофизические исследования комплексом спектрометаллометрии и магниторазведки (в ограниченном объеме применялась также электроразведка методом электропрофилеирования, заряженного тела и естественного поля). Комплексное применение металлометрии и магниторазведки позволило выявить ряд перспективных участков, при этом роль магниторазведки заключалась в прослеживании диабаз-порфировых даек, контролирующих оруденение.

В 1951—1953 гг. Армянская геофизическая экспедиция (А. И. Федорова) проводила работы на полиметаллических месторождениях Гюмушхана, Газма и Азатек (Даралагезский рудный район). Металлометрической съемкой на площади порядка 10 кв. км на Гюмушханском месторождении был выявлен ряд ореолов повышенного содержания свинца в поверхностных отложениях, а интенсивные ореолы были обнаружены к западу от месторождения, что привело к обнаружению нового рудного поля, представленного окисленными с поверхности рудными жилами (Какави-Сарское месторождение). Применение методов электроразведки (профилеирование, заряженное тело, естественное поле, радиокомпарационный метод) над известными рудными жи-

лами месторождения оказалось неэффективным. На участке Гюмушхана наметилась возможность выделения магниторазведкой интрузивных и эффузивно-туфогенных пород.

На Газминском месторождении в небольшом объеме на площади 1,2 кв. км проводился комплекс спектрометаллометрии, магниторазведки и электроразведки (электропрофилирование, заряженное тело, естественное поле). С помощью спектрометаллометрии выявлен ряд ореолов повышенного содержания в наносах свинца, а магниторазведкой проведено картирование рудовмещающих туффигов. Электропрофилирование и метод естественного поля дали четкие аномалии над полиметаллическими жилами.

Геофизические работы на Азатекском сурьмяно-свинцовом месторождении (6 кв. км) привели к выводу о перспективности северо-восточного фланга месторождения.

В 1952 году небольшой объем геофизических работ был сосредоточен на Мазринском полиметаллическом месторождении (Зангезурский рудный район) на площади порядка 2 кв. км (Армянская геофизическая экспедиция, А. П. Балькин). Из применявшихся методов: металлометрия, магниторазведка, электроразведка—положительные результаты были получены по металлометрической съемке, которой отмечены ореолы повышенного содержания свинца. Проверка одного из них привела к обнаружению свинцово-цинковой жилы небольшой мощности.

На Аткизском полиметаллическом месторождении (Зангезурский рудный район) геофизические работы проводились в 1931 (Закавказский геологоразведочный трест, И. В. Хмелевский) и в 1950 гг. (Армянская комплексная партия СЦГТ, Г. М. Ванцян, В. Е. Зайцев).

Работами 1931 года методом индукции было обнаружено большое количество электрических осей. Проверка четырех из них только в одном случае привела к обнаружению маломощной жилы с небольшим содержанием рудных минералов в перетертом глинистом материале, а работами 1950 года по методу срединного градиента отмечен ряд аномалий (повышенные значения сопротивления), предположительно связываемых с кварцевыми жилами.

До 1953 года геофизические исследования на медно-молибденовых месторождениях носили опытный характер: применялись в основном электроразведка с целью прямых поисков и магниторазведка для геологического картирования. Работы проводились в пределах рудных полей Каджарана, Дастакерта и Мисханы лишь на ограниченных площадях.

Опробование метода индукции в 1931 году на Каджаране и Агараке (Закавказский геологический трест, И. В. Хмелевский) и метода интенсивности в Мисхане (1931 г., Ленинградский институт прикладной геофизики, И. А. Деонисьяк) показало неэффективность этих методов для поисков медно-молибденового оруденения.

В 1950—1951 гг. в районе Дастакертского месторождения применялся комплекс электроразведки методом сопротивлений и магниторазведки (Геофизическая экспедиция УГ СМ АрмССР, Г. М. Ванцян, В. Е. Зайцев). Полученные при этом результаты имеют значение для геологического картирования.

В 1954—1958 гг. в Зангезурском районе была выполнена спектрометаллометрическая съемка в комплексе с магниторазведкой на площади 700 кв. км (Геофизическая экспедиция УГ СМ АрмССР, К. С. Асланян, Л. А. Епишко, В. Н. Сехниашвили). Эти работы позволили выявить ряд перспективных участков, в пределах которых последующи-

ми геологическими работами было установлено медно-молибденовое оруденение (участки Личквас—Айгедзор, левый берег р. Вохчи, участок Софулу и др.).

В 1954 и в 1957 гг. по той же методике проводились исследования в районе Анкаванского месторождения на площади около 50 кв. км (Геофизическая экспедиция УГ СМ АрмССР, Р. А. Асратян, Б. А. Назаретян, В. И. Литвинов), в результате чего была установлена перспективность северо-западного фланга месторождения.

Определенное место в работах Геофизической экспедиции УГ СМ Армянской ССР занимали опытно-методические исследования (Г. М. Ванцян, Е. Г. Гулоян, Ю. Т. Севинян, Р. П. Сепоян, Р. Т. Мириджанян, А. А. Халатян, В. О. Яникян и др.) по выяснению возможностей и особенности применения геофизических методов в геологических условиях Армении. В числе этих работ следует отметить и исследования по методу вызванной поляризации (1962 г.), позволившие в настоящее время осуществить внедрение этого прогрессивного метода в практику геофизических работ на месторождениях Армении.

## ГЛАВА II

### ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД И РУД

#### I. ПЛОТНОСТНАЯ И МАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА

С 1947 года Институтом геологических наук АН Армянской ССР были начаты массовые определения намагниченности и плотности горных пород, развитых на территории Армянской ССР в связи с комплексными гравиметрическими и магнитометрическими исследованиями, проводившимися с целью изучения глубинного геологического строения территории республики и в связи с поисками полезных ископаемых. Начиная с 1958 года систематическим изучением физических свойств горных пород и руд стала заниматься Комплексная геофизическая партия УГ СМ Армянской ССР.

Определения намагниченности осадочных и метаморфических пород производились в Институте геологических наук АН Армянской ССР, в Институте земного магнетизма и распространения радиоволн (ИЗМИРАН) и в Геофизической экспедиции УГ СМ Армянской ССР с помощью астатического магнитометра системы Ш. С. Долгинова. Ошибка измерения не превышала  $\pm 10\%$  измеряемой величины. Измерение намагниченности изверженных пород производилось в основном на магнитометре М-2 и частично на астатическом магнитометре Долгинова по образцам грубообработанной формы. Цена деления магнитометра была установлена 11—12 гамм. Погрешность измерения составляла  $\pm 15\%$ . Всего изучена намагниченность 6400 образцов\* осадочных, изверженных и метаморфических пород, охватывающих геологический разрез от эопалеозоя до верхнечетвертичных отложений включительно.

Определение плотности выполнено по 8800 образцам, взятым из обнажений и из кернов буровых скважин. Только 800 определений было выполнено способом гидростатического взвешивания на технических весах с точностью измерения  $\pm 0,03$  г/см<sup>3</sup>, а остальные определения производились с помощью денситометра с точностью не ниже  $\pm 0,02$  г/см<sup>3</sup>. Почти все исследованные образцы находились в воздушно-сухом состоянии.

Результаты определения плотности песчаников и глин вслед за бурением скважин и после двухмесячного хранения в летнее время показали, что плотность песчаников уменьшается в среднем на 0,11 г/см<sup>3</sup>, а глин—на 0,07 г/см<sup>3</sup>. Для образцов пород, взятых из обнажений, уменьшение плотности характеризуется меньшей величиной—0,07 г/см<sup>3</sup> для песчаников и 0,05 г/см<sup>3</sup> для глин (Оганисян, 1958).

Чтобы получить данные, близкие к истинным, вводилась поправка на влажность на основании известных в литературе приближенных значений общей пористости и фактических данных, полученных нами.

\* Остаточная намагниченность измерена для 5840 образцов.

Поправка на влажность для глин и глинистых разностей составляла  $0,05 \text{ г/см}^3$ , а для песчаников и песчанистых разностей— $0,10 \text{ г/см}^3$ .

Результаты измерения и статистической обработки данных о плотности и намагниченности горных пород Армянской ССР приведены в табл. 1, в которой за основу классификации пород по их стратиграфическому и литологическому признакам принята классификация А. Т. Асланяна (Асланян, 1958).

Эопалеозой (верхний докембрий—нижний палеозой) представлен комплексом разнообразных сложно дислоцированных метаморфических сланцев, прослаиваемых мрамором и доломитом и прорванных интрузивными породами различного состава—от ультраосновных до кислых. Выходы их закартированы в районе с. Арзакан, на Памбакском хребте, в осевой полосе Ераносской антиклинали, а также вскрыты скважинами в с. Тазагюх на глубине 520 м, в с. Паракар на глубине 1000 м и в с. Звартноц на глубине 1200 м. Мощность толщи в обнажениях составляет 3000 м.

Из данных табл. 1 следует, что метаморфические породы эопалеозойского субстрата подразделяются по плотности на три группы. Первая группа  $\sigma = 2,63 \text{ г/см}^3$  состоит из кварцитов, мраморов и гнейсов. Ко второй группе относятся метаморфические сланцы и роговики  $\sigma = 2,73 \text{ г/см}^3$ . Амфиболиты, которые относятся к третьей группе, характеризуются наиболее высокими значениями  $\sigma = 2,94 \text{ г/см}^3$ .

Среднее значение плотности горных пород эопалеозойского субстрата, вычисленное с учетом мощностей отдельных горизонтов и свит, составляет  $2,72 \text{ г/см}^3$ .

Из-за ограниченности фактических данных в настоящее время еще нельзя сделать уверенные выводы о характере изменения плотности пород эопалеозоя по площади, но следует отметить возможное региональное увеличение плотности с севера на юг от  $2,68 \text{ г/см}^3$  в районе с. Арзакан до  $2,78 \text{ г/см}^3$  по разрезам скважин Араратской котловины.

Вариационная кривая показывает, что плотность более чем 80% исследованных образцов эопалеозоя колеблется в пределах  $2,60—2,80 \text{ г/см}^3$  (фиг. 1). Разность плотностей между отдельными группами пород, достигающая  $0,3 \text{ г/см}^3$ , создает благоприятные условия для применения гравиразведки с целью картирования отложений эопалеозоя.

Магнитная восприимчивость метаморфических сланцев и гнейсов колеблется в значительных пределах от практически немагнитных  $\chi = 10 \cdot 10^{-6} \text{ сгс}^*$  до магнитных  $\chi = 5000 \cdot 10^{-6} \text{ сгс}$ , а амфиболиты, судя по ограниченному количеству образцов, практически немагнитны или слабомагнитны. Роговики в основном представлены слабомагнитными разновидностями.

Метаморфические сланцы у с. Бжни и г. Еранос практически немагнитны, тогда как в районе сс. Агверан и Анкаван они представлены магнитными и сильномагнитными разновидностями.

По всей вероятности, наблюдающийся большой диапазон изменения магнитной восприимчивости метаморфических пород эопалеозоя связан с петрографическими особенностями этих пород и влиянием на них регионального и контактового метаморфизма.

Отложения среднего-верхнего палеозоя (девон, карбон, пермь), обнажающиеся в крайней юго-восточной части Араратской котловины, в ядре Садаракской брахиантиклинали, в массивах гор Вели-даг и Дагна, в пределах бассейна р. Веди, в верховьях р. Чанахчи, на Урц-

\* Система сантиметр-грамм-секунда нами обозначена сгс.

Сводная таблица намагниченности и плотности горных пород Армянской ССР

| Возраст | Наименование породы | Плотность г/см <sup>3</sup>      |                     |                       | Намагниченность                  |                       |                       |                        |                       |
|---------|---------------------|----------------------------------|---------------------|-----------------------|----------------------------------|-----------------------|-----------------------|------------------------|-----------------------|
|         |                     | количес-<br>тво опре-<br>делений | средние<br>значения | предел изме-<br>нения | количес-<br>тво опре-<br>делений | x.10 <sup>6</sup> сгс |                       | In.10 <sup>6</sup> сгс |                       |
|         |                     |                                  |                     |                       |                                  | средние<br>значения   | предел из-<br>менения | средние<br>значения    | предел из-<br>менения |
| 1       | 2                   | 3                                | 4                   | 5                     | 6                                | 7                     | 8                     | 9                      | 10                    |

## 1. Эффузивные, осадочные и метаморфические породы

|                  |                               |  |     |      |           |     |      |           |      |           |
|------------------|-------------------------------|--|-----|------|-----------|-----|------|-----------|------|-----------|
| Третичный        | Четвертичный (перасчлененный) | Аллювиально-делювиальноозерные и другие отложения  | 200 | 2,00 | 1,32—2,25 | —   | —    | —         | —    | —         |
|                  |                               | Травертины, известковые туфы   | —   | —    | —         | 9   | 15   | 0—35      | —    | —         |
|                  | Верхний плиоцен               | Вулканические туфы-туфолавы и игнимбриты   | 286 | 1,90 | 1,06—2,32 | 33  | 2100 | 250—4500  | 7600 | 600—25000 |
|                  |                               | Базальты, андезито-базальты, андезито-дациты и дациты  | 145 | 2,54 | 2,19—2,74 | 400 | 2300 | 300—39000 | 600  | 400—3500  |
|                  |                               | Долеритовые и оливиновые базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты, андезито-дациты, липариты и туфы | 450 | 2,50 | 2,12—2,84 | 590 | 1800 | 250—90000 | 1500 | 460—25000 |
|                  |                               | Озерно-речные отложения  | 92  | 2,09 | 1,52—2,47 | —   | —    | —         | —    | —         |
|                  | Верхний миоцен                | Андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, липариты, туфобрекчий и др.                                | 65  | 2,54 | 1,99—2,73 | 3   | 1370 | 1350—1380 | —    | —         |
|                  |                               | Гипсоносные глины  | 288 | 2,22 | 1,84—2,76 | 28  | 23   | 2—136     | —    | —         |
|                  |                               | Каменная соль  | 75  | 2,20 | 2,10—2,33 | —   | —    | —         | —    | —         |
|                  | Нижний средний миоцен         | Пестроцветные глины, песчаники и конгломераты  | 316 | 2,31 | 1,55—2,79 | 24  | 340  | 100—700   | —    | —         |
| Верхний олигоцен |                               | Песчаники, глины и конгломераты  | —   | —    | —         | 113 | 250  | 20—540    | —    | —         |
|                  | Нижний олигоцен               | Туфогенные песчаники, глины с прослоями коралловых известняков и конгломератов                           | —   | —    | —         | 74  | 110  | 5—300     | —    | —         |

|                     |             | 1                       | 2   | 3         | 4          | 5         | 6         | 7       | 8         | 9     | 10        |   |
|---------------------|-------------|-------------------------|---|-----------|------------|-----------|-----------|---------|-----------|-------|-----------|---|
| Третичный           | Палеоген    | Средний олигоцен        | Туфогенные песчаники с прослоями коралловых известняков и конгломератов | 256       | 2,31       | 2,02—2,76 | 61        | 150     | 5—300     | —     | —         |   |
|                     |             | Верхний-средний эоцен   | Известняки  | 60        | 2,61       | 2,31—2,70 | 3         | 20      | 15—30     | —     | —         |   |
|                     |             |                         | Порфириты и туфы  | 187       | 2,65       | 2,38—2,89 | 283       | 500     | 0—2000    | 400   | 5—1250    |   |
|                     |             |                         | Туфогенные породы   | —         | —          | —         | 470       | 2350    | 230—11000 | 1500  | 100—17000 |   |
|                     |             |                         | Глины   | 46        | 2,43       | 2,29—2,71 | 440       | 70      | 6—2600    | 200   | 10—500    |   |
|                     | Песчаники   | 86                      | 2,41  | 2,21—2,59 | 413        | 430       | 0—400     | 40      | 0—400     |       |           |   |
|                     | Мезозойский | Мел                     | Верхний   | Песчаники | 190        | 2,63      | 2,33—2,80 | —       | —         | —     | —         | — |
|                     |             |                         | Известняки  | 60        | 2,65       | 2,37—2,87 | 34        | 40      | 5—160     | —     | —         |   |
|                     |             |                         | Глины   | 21        | 2,48       | 2,29—2,89 | 298       | 150     | 0—850     | 140   | 0—350     |   |
|                     |             |                         | Конгломераты  | 33        | 2,48       | 2,27—2,82 | —         | —       | —         | —     | —         |   |
| Мергели             |             |                         | 61  | 2,56      | 2,26—2,88  | —         | —         | —       | —         | —     |           |   |
| Порфириты и их туфы |             |                         | 45  | 2,64      | 2,42—2,82  | 36        | 600       | 0—5000  | 400       | 0—600 |           |   |
| Юра                 |             | Верхняя                 | Порфириты и туфы  | 8         | 70         | 40—100    | 5         | 1500    | 600—6800  | —     | —         |   |
|                     |             |                         |   | 6         | 1800       | 240—3600  | 800       | 400—120 |           |       |           |   |
|                     |             |                         |   | 8         | 1760       | 660—4800  | 700       | 500—100 |           |       |           |   |
|                     |             |                         |   | —         | —          | —         | —         | —       |           |       |           |   |
| Юра                 | Средняя     | Порфириты и туфы        | 500   | 2,70      | 2,48—3,06  | 7         | 70        | 55—120  | —         | —     |           |   |
|                     |             |                         | 140   | 350       | 0—1200     | 700       | 0—2800    |         |           |       |           |   |
|                     |             |                         | 88  | 6000      | 770—88000  | 20000     | 0—110000  |         |           |       |           |   |
|                     |             |                         | 17  | 2,64      | 2,44—2,71  | 15        | 40        | 0—70    | 50        | 0—40  |           |   |
|                     | Нижняя      | Песчаники и туфобрекчии | Туфобрекчии   | —         | —          | —         | 20        | 1700    | 170—3500  | 520   | 0—2150    |   |
|                     |             |                         | Кварцевые порфиры и туфы  | 137       | 2,72       | 2,42—2,92 | 50        | 330     | 0—1100    | 100   | 0—400     |   |
|                     |             |                         | Глинистые сланцы  | 14        | 2,62       | 2,42—2,98 | —         | —       | —         | —     | —         |   |
|                     |             |                         | Порфириты   | 150       | 2,69       | 2,51—3,02 | 229       | 550     | 0—5600    | 300   | 0—2900    |   |
| Юра                 | Нижняя      | Кератофиры и их брекчии | 47  | 5900      | 1500—48000 | 21000     | 0—150000  |         |           |       |           |   |
|                     |             |                         | 11  | 290       | 0—1430     | 60        | 0—290     |         |           |       |           |   |
|                     |             |                         | 64  | 500       | 0—1600     | 140       | 0—300     |         |           |       |           |   |
|                     |             |                         | 95  | 2,61      | 2,41—2,83  | —         | —         | —       | —         | —     |           |   |
| —                   | —           | —                       | 22  | 200       | 0—1100     | 130       | 0—880     |         |           |       |           |   |

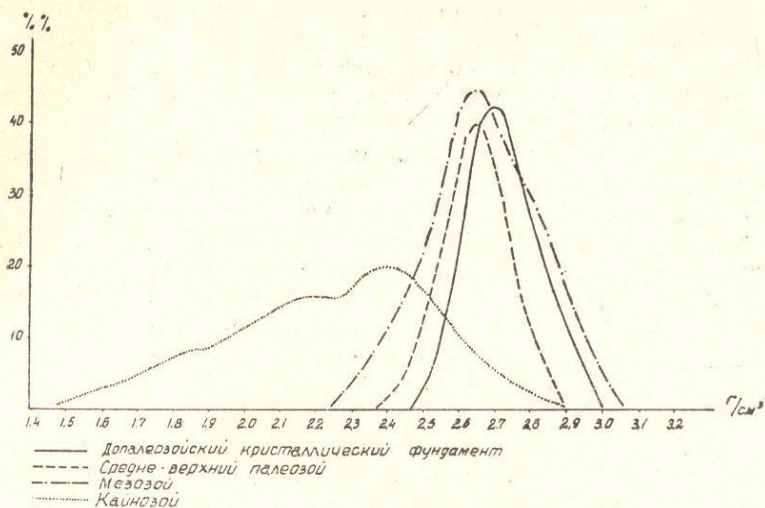
| 1            | 2          | 3  | 4          | 5         | 6         | 7         | 8         | 9      | 10     |         |
|--------------|------------|--|------------|-----------|-----------|-----------|-----------|--------|--------|---------|
| Палеозойский | Триас      | Песчаники                                      | 187        | 2,62      | 2,39—2,94 | —         | —         | —      | —      | —       |
|              |            | Глинистые сланцы                               | 86         | 2,64      | 2,41—2,85 | —         | —         | —      | —      | —       |
|              |            | Известняки                                     | 54         | 2,63      | 2,48—2,74 | —         | —         | —      | —      | —       |
|              | Пермь      | Песчанистые сланцы                             | 20         | 2,59      | 2,38—2,91 | —         | —         | —      | —      | —       |
|              |            | Аргелиты                                       | 15         | 2,70      | 2,60—2,95 | —         | —         | —      | —      | —       |
|              |            | Известняки                                     | 188        | 2,64      | 2,44—2,82 | 38        | 25        | 0—35   | —      | —       |
|              |            | Глинистые сланцы                               | 18         | 2,62      | 2,45—2,95 | 24        | 16        | 10—40  | —      | —       |
|              |            | Карбон   | Известняки | 115       | 2,65      | 2,46—2,93 | 45        | 40     | 0—400  | —       |
|              | Девон      | Песчано-глинистые сланцы                       | 35         | 2,65      | 2,45—2,75 | 14        | 190       | 0—1400 | 50     | 0—480   |
|              |            | Кварциты                                       | 27         | 2,63      | 2,47—2,78 | —         | —         | —      | —      | —       |
|              |            | Известняки                                     | 218        | 2,64      | 2,48—2,93 | 25        | 45        | 0—420  | —      | —       |
|              |            | Кварциты                                       | 62         | 2,63      | 2,48—2,87 | 6         | 25        | 5—50   | —      | —       |
|              |            | Песчано-глинистые сланцы                       | 37         | 2,64      | 2,45—2,92 | 32        | 17        | 7—55   | —      | —       |
|              |            | Порфириты                                      | 27         | 2,78      | 2,66—2,96 | 87        | 2150      | 6—7700 | 1450   | 0—10000 |
|              |            | Метаморфические сланцы                         | 275        | 2,74      | 2,49—3,10 | 17        | 65        | 10—180 | —      | —       |
|              |            | Эопалеозой (нижн. палеозой-кембрий до-кембрий) | Роговики   | 132       | 2,72      | 2,55—2,90 | 95        | 550    | 0—3350 | —       |
|              | Кварциты   | 130  | 2,64       | 2,48—2,87 | 8         | 5000      | 800—10000 | —      | —      |         |
|              | Мраморы    | 74   | 2,64       | 2,52—2,76 | 11        | 560       | 0—3700    | 330    | 0—1200 |         |
|              | Гнейсы     | 25   | 2,62       | 2,49—2,78 | —         | —         | —         | —      | —      |         |
|              | Амфиболиты | 24   | 2,94       | 2,49—3,15 | 4         | 35        | 15—50     | —      | —      |         |
|              |            |  |            |           |           | 1         | 2350      | —      | —      |         |
|              |            |  |            |           | 3         | 70        | 0—400     | —      |        |         |

## 2. Интрузивные породы

|           |   |     |      |           |           |      |           |          |          |        |
|-----------|---|-----|------|-----------|-----------|------|-----------|----------|----------|--------|
| Третичный | Щелочные и нефелиновые сиениты            | 22  | 2,72 | 2,58—2,85 | 25        | 600  | 30—2000   | —        | —        |        |
|           | Монзониты                                 | 16  | 2,65 | 2,43—2,71 | 53        | 400  | 0—2200    | —        | —        |        |
|           | Гранодиориты                              |     | 798  | 2,59      | 2,33—2,84 | 318  | 3300      | 200—6400 | 500      | 0—3600 |
|           |   |     |      |           |           | 266  | 550       | 80—1700  | 200      | 20—800 |
|           | Кварцевые диориты                         | 12  | 2,61 | 2,55—2,87 | 289       | 2200 | 170—9800  | 2200     | 100—8000 |        |
|           | Габбро-диориты и диорито-порфировые дайки | 235 | 2,86 | 2,50—3,05 | 487       | 2000 | 400—8500  | 1900     | 210—9900 |        |
|           |   |     |      |           | 350       | 3000 | 170—10000 | 1250     | 330—6600 |        |
|           |   |     |      |           | 98        | 850  | 660—1300  | 300      | 60—450   |        |

Продолжение таблицы 1

| 1            | 2                 | 3    | 4         | 5         | 6    | 7      | 8          | 9      | 10       |
|--------------|-------------------|------|-----------|-----------|------|--------|------------|--------|----------|
| Мезозойский  | Дуниты            | 7    | 2,79      | 2,59—2,88 |      |        |            |        |          |
|              | Перидотиты        | 16   | 2,83      | 2,57—2,98 | 130  | 5000   | 800—50000  | 1100   | 200—3000 |
|              | Сerpентиниты      | 34   | 2,82      | 2,61—2,98 |      |        |            |        |          |
|              | Пироксениты       | —    | —         | —         |      |        |            |        |          |
|              | Анортиты          | 50   | 2,92      | 2,60—3,20 | —    | —      | —          | —      | —        |
|              | Альбитофиры       | 291  | 2,52      | 2,30—2,68 | 44   | 630    | 170—1000   | 180    | 20—900   |
|              | Сленит-диориты    | 178  | 2,76      | 2,47—2,98 | 5    | 130    | 0—400      | 100    | 0—350    |
|              | Габбро-диориты    | 419  | 2,89      | 2,47—3,20 | 85   | 6000   | 1900—10000 | —      | —        |
|              | Кварцевые диориты | 100  | 2,69      | 2,58—2,83 | 59   | 3700   | 0—8500     | 450    | 65—1330  |
| Монцониты    | 398               | 2,70 | 2,40—2,94 | 16        | 1560 | 0—5000 | 370        | 0—1300 |          |
| Палеозойский | (Граниты)         | 19   | 2,56      | 2,39—2,72 | 110  | 120    | 0—400      | —      | —        |



Фиг. 1. Вариационные кривые плотности горных пород.

ском хребте, в осевой полосе Зангезурского антиклинория и в бассейне г. Аргичи, представлены перемежающейся толщей темно-серых известняков, песчаников, кварцитов, глин и песчано-глинистых сланцев, а в строении девонских отложений Зангезура принимают участие также порфириды и туфоконгломераты. Максимальная видимая мощность отложений среднего-верхнего палеозоя достигает до 5000 м (девон—3300 м, карбон—700 м, пермь—1000 м).

В палеозойском комплексе (табл. 1) выделяются две группы пород с различными значениями плотности: песчано-глинистые сланцы, известняки и кварциты, обладающие  $\sigma=2,64$  г/см<sup>3</sup>, и порфириды девона  $\sigma=2,78$  г/см<sup>3</sup>. Средняя плотность палеозойского комплекса пород, с учетом мощностей отдельных литологических разностей, равна 2,66 г/см<sup>3</sup>.

Поскольку средняя плотность пород девона (2,66 г/см<sup>3</sup>), карбона (2,64 г/см<sup>3</sup>) и перми (2,64 г/см<sup>3</sup>) мало отличается друг от друга, нами составлена единая вариационная кривая плотности для всего палеозойского комплекса (фиг. 1), из которой видно, что плотность более чем 80% исследованных пород колеблется в пределах 2,60—2,75 г/см<sup>3</sup>.

В магнитном отношении осадочные отложения от среднего девона до верхней перми включительно (за исключением некоторых песчаников) представлены практически немагнитными породами ( $\chi=30 \cdot 10^{-6}$  срс). Песчано-глинистые сланцы карбона характеризуются относительно повышенными значениями магнитной восприимчивости ( $\chi=190 \cdot 10^{-6}$  срс), а в некоторых случаях обладают и остаточной намагниченностью.

Порфириды девона представлены магнитными и сильно магнитными породами ( $\chi=2000 \cdot 10^{-6}$  срс,  $I_p=1500 \cdot 10^{-6}$  срс) и, как правило, обладают остаточной намагниченностью.

Пермские отложения переходят совершенно согласно в триасовые, которые представлены одной непрерывно пластующейся серией пород, широко развитых в юго-восточной части Армянской ССР в окрестностях сс. Дагнас, Советашен, Джерманис, Хачин, Гюлистан и в осевой зоне Айоцзорского хребта.

Отложения триаса представлены свитой песчаников, известняков, аргиллитов, глинистых и песчанистых сланцев с прослоями каменных

углей видимой мощностью более 2000 м. По плотности (табл. 1) породы триаса подразделяются на две группы: песчаники, известняки, глинистые и песчаные сланцы со средней плотностью  $2,62 \text{ г/см}^3$  и аргиллиты с плотностью  $2,70 \text{ г/см}^3$ . Средняя плотность триаса составляет  $2,65 \text{ г/см}^3$ , что соизмеримо с плотностью пород палеозоя.

Юрские отложения на территории Армянской ССР занимают значительные площади в бассейнах средних течений рек Дебед, Агстев, Ахум, Тавуш, Хндзоркут, Воротан, Вохчи, Хачин, а также в бассейнах рек Джагри и Веди. Главной областью их распространения являются северо-восточные склоны Малого Кавказа, где они представлены мощным комплексом вулканогенно-осадочных отложений, залегающих на толще метаморфических сланцев эопалеозоя, и бассейн среднего течения р. Аракс, где они, в отличие от первой области, выражены исключительно в нормально-осадочной фации.

Вулканогенная фация юры представлена порфиритами и их туфами, кварцевыми порфирами, кератофирами. Осадочная фация представлена известняками, глинистыми сланцами и песчано-глинистыми отложениями, туфопесчаниками. Порфириты нижней юры широко развиты в Алавердском, Шамшадинском и Кафанском рудных районах. Мощность порфиритов здесь достигает 1500 м, а суммарная мощность юрских отложений—7 км.

По плотности породы юрского возраста делятся на две группы: известняки, глинистые сланцы, кератофиры и их брекчии, средняя плотность которых равна  $2,63 \text{ г/см}^3$ ; порфириты и их туфы, песчаники и туфопесчаники, кварцевые порфиры и их туфы, характеризующиеся средней плотностью  $2,71 \text{ г/см}^3$ .

Известняки верхней юры относятся к практически немагнитным породам ( $\chi=40 \cdot 10^{-6} \text{ сгс}$ ), кварцевые порфиры и их туфы, песчаники и туфобрекчии, кератофиры и их брекчии, а также роговики средне-нижнеюрского возрастов—к слабوماгнитным породам ( $\chi=250\text{—}300 \cdot 10^{-6} \text{ сгс}$ ), а порфириты и их туфы и туфобрекчии, как правило, к магнитным и сильно магнитным породам ( $\chi=1700\text{—}6000 \cdot 10^{-6} \text{ сгс}$ ),  $I_n$ =до 20000 сгс.

Большой диапазон изменения намагниченности порфиритов юры обусловлен, предположительно, петрографическим составом, структурными и текстурными особенностями этих пород, а также условиями их образования.

Меловые отложения, слагающие значительные площади на северо-восточных склонах Малого Кавказа в системе Ширакского, Памбакского и Цахкуняцского хребтов, в бассейне оз. Севан, на Айоцзорском хребте, в междуречье Гарни и Веди, в бассейнах рек Дзорагет, Агстев, Тавуш, Вохчи и Воротан, представлены известняками, конгломератами, глинами, песчаниками, мергелями, порфиритами и их туфами. Общая мощность меловых отложений достигает 4 км.

В комплексе меловых отложений выделяются три группы пород с разными значениями плотности: глины, конгломераты с плотностью  $2,48 \text{ г/см}^3$ ; мергели с  $\sigma=2,56 \text{ г/см}^3$ ; известняки, песчаники, порфириты и их туфы со средней плотностью в  $2,62 \text{ г/см}^3$ . Средняя плотность пород мела равна  $2,60 \text{ г/см}^3$ .

В целом средняя плотность мезозойского комплекса пород равна  $2,66 \text{ г/см}^3$ , таким образом, она соизмерима со средней плотностью пород средне-верхнепалеозойского и даже эопалеозойского возрастов, что видно из вариационных кривых плотности (фиг. 1).

Осадочные отложения мела, представленные в основном песчани-

ками, известняками, глинами и частично конгломератами, практически немагнитны ( $\chi=40 \cdot 10^{-6}$  сгс) или слабомагнитны ( $\chi=150 \cdot 10^{-6}$  сгс).

Намагниченность эффузивных образований мела, представленных, в основном, порфиритами, их туфами и туфобрекчиями, колеблется в широких пределах, от очень слабомагнитных до сильномагнитных пород, характеризующихся также и остаточной намагниченностью.

Отложения палеогена покрывают значительные площади в бассейнах рек Дебед, Агстев, Ахурян, Касах, Раздан, Арпа, Гарни, Веди, Воротан, в бассейне оз. Севан и в краевых частях системы Зангезурского хребта, а также Базумского, Геджалинского, Мургузского, Ширакского и Памбакского хребтов. Представлены они комплексом вулканогенно-осадочных отложений, достигающих мощности до 5 км. Среди палеогеновых образований наибольшее распространение имеют эоценовые отложения, которые занимают около одной четверти территории республики и выражены как вулканогенно-осадочной, так и нормально осадочной фациями. Олигоценные отложения развиты в пределах Араратской котловины в бассейнах рек Веди, Шагап, Арпа, в морской фации, а в бассейнах рек Агстев, Ахурян—в озерной пресноводной фации.

Эоцен представлен в основном туфогенными породами и порфиритами суммарной мощностью 2500 м, а олигоцен—чередующейся толщей конгломератов, песчаников, коралловых известняков, глин и горючих сланцев суммарной мощностью около 2000 м.

По плотности породы эоцена (табл. 1) разделяются на три группы: глины и туфогенные породы со средней плотностью  $2,43$  г/см<sup>3</sup>; песчаники и туфопесчаники, средняя плотность которых составляет  $2,54$  г/см<sup>3</sup>; порфириты, их туфы и известняки со средней плотностью  $2,63$  г/см<sup>3</sup>.

Средневзвешенная плотность эоцена равна  $2,53$  г/см<sup>3</sup>, а олигоцен— $2,35$  г/см<sup>3</sup>. Как видно из табл. 1, породы олигоцен в целом имеют выдержанную плотность, которая в зависимости от литологического состава колеблется в пределах  $2,34$ — $2,37$  г/см<sup>3</sup>.

Намагниченность палеогеновых отложений колеблется в значительных пределах—от практически немагнитных до магнитных: карбонатные отложения относятся к практически немагнитным породам ( $\chi=20 \cdot 10^{-6}$  сгс), песчано-глинистые—к слабо магнитным ( $\chi=100$ — $200 \cdot 10^{-6}$  сгс), а вулканогенные породы, как правило,—к магнитным ( $\chi > 1000 \cdot 10^{-6}$  сгс). Палеогеновые песчаники, глины и конгломераты отличаются относительно высокой магнитной восприимчивостью по сравнению с однотипными породами более древних возрастов. Это обусловлено высоким процентом содержания магнетита в тяжелой фракции осадочных отложений палеогена.

Миоценовые отложения представлены осадочной и вулканогенной фациями. К нижнему и среднему миоцену относится комплекс конгломератово-песчано-глинистых и гипсоносных соленосных отложений мощностью 2000 м, широко распространенных в пределах Араратской котловины и окружающих ее предгорий. Верхний миоцен представлен двумя фациями—вулканогенной и осадочной, причем мощность вулканогенной фации 1000 м, а осадочной—3000 м. Вулканогенная фация имеет широкое распространение по всему Малому Кавказу в виде чередующейся толщи различных лав и пирокластических образований от базальтов до липаритов включительно. Эта толща слагает значительные площади в области Кечутских и Амасийских гор, Ширакского, Цахкуняцкого, Памбакского, Гегамского, Варденисского, Айоцдзорского, Зангезурского и Баргушатского хребтов.

К верхнему плиоцену относятся обширные покровы основных, средних и частично кислых лав Центрального вулканического нагорья Армении. Крупнейшие вулканы и экструзии—Большой Арарат, Арагац, Аладжа, Яглуджа, Аждаак, Араи-лер, Ишхансар, Езнасар, Атис, Артени и др. являются центрами излияний лав, распространенных в бассейнах рек Дзорагет, Дебед, Храми, Ахурян, Касах, Раздан, Воротан, Аракс и оз. Севан. Представлены они долеритовыми и оливиновыми базальтами, андезито-базальтами, трахиандезитами, дацитами, липаритами и обсидианами.

В миоценовых отложениях наблюдается существенная дифференциация пород по плотности: гипсоносные глины и каменная соль имеют плотность, равную  $2,21 \text{ г/см}^3$ , плотность песчаников и конгломератов равна  $2,31 \text{ г/см}^3$ , а андезиты, андезито-дациты, липариты и их обломочные разности характеризуются средней плотностью, равной  $2,54 \text{ г/см}^3$ . Средняя плотность пород миоцена равна  $2,31 \text{ г/см}^3$ .

По плотности породы плиоцена разделяются на две группы: озерно-речные отложения со средней плотностью  $2,10 \text{ г/см}^3$  и долеритовые базальты, андезито-базальтовые лавы и липариты— $2,50 \text{ г/см}^3$ . Средневзвешенная плотность плиоцена равна  $2,42 \text{ г/см}^3$ . В целом средняя плотность горных пород третичного возраста составляет  $2,40 \text{ г/см}^3$ .

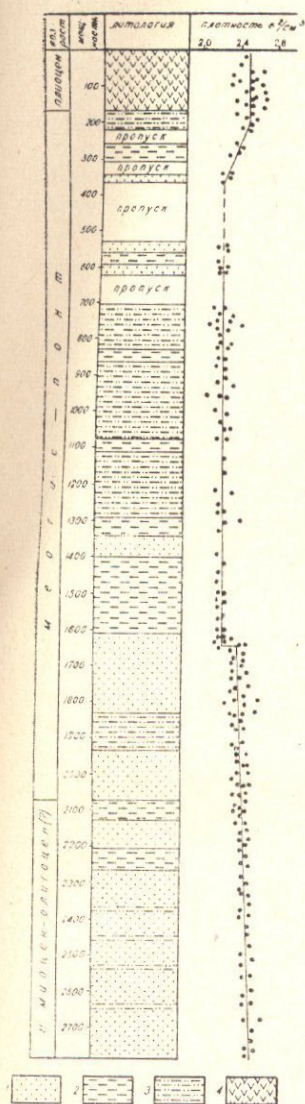
По намагниченности неогеновые отложения разделяются на три группы: гипсоносные глины с магнитной восприимчивостью  $23 \cdot 10^{-6} \text{ сгс}$ ; породы пестроцветной толщи среднего миоцена, которые представлены слабомагнитными разновидностями ( $\chi = 340 \cdot 10^{-6} \text{ сгс}$ ), эффузивные образования мио-плиоцена, представленные в основном долеритовыми базальтами, андезито-базальтами и андезито-дацитами и их туфами, относящиеся к группе магнитных пород, для которых намагниченность ( $\chi, I_n$ ) измеряется несколькими тысячами единиц.

В комплексе четвертичных отложений принимают участие породы разнообразных фаций: различного состава лавы, туфы, травертины, озерные глины, песчаники, аллювиальные и делювиальные наносы и др. Среди образований четвертичного времени особое место занимают лавы, образующие обширные покровы и потоки в районе массива г. Арагац, на Гегамском, Варденисском и Карабахском нагорьях и частично в бассейнах рек Вохчи и Кашуни, где они нивелируют на больших площадях древний рельеф, особенно речные долины, и скрывают под собой складчатые отложения и прорывающие их интрузивные породы. Мощность четвертичных отложений достигает 800 м.

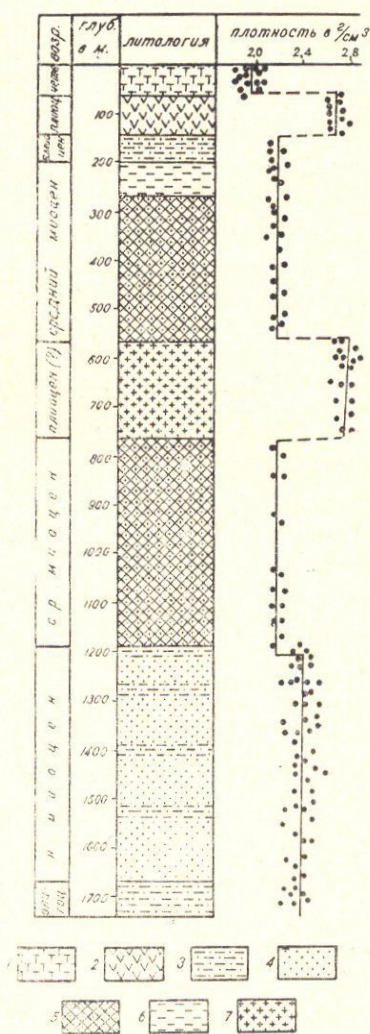
Как видно из табл. 1, для пород четвертичного возраста характерно колебание в значениях плотности в пределах до  $0,5—0,6 \text{ г/см}^3$ . Плотность андезито-базальтовых лав в среднем равна  $2,54 \text{ г/см}^3$ , а туфы и туфолавы, а также озерные отложения характеризуются средней плотностью, равной  $1,9—2,0 \text{ г/см}^3$ . Средняя плотность пород четвертичного возраста— $2,23 \text{ г/см}^3$ .

Характер вариационной кривой плотности кайнозойских пород и особенно широкий максимум отражает их весьма неоднородный литологический состав (фиг. 1).

Для отложений верхнетретичного возраста достаточно отчетливо наблюдается увеличение плотности с глубиной (фиг. 2, 3), причем увеличение плотности происходит не прямолинейно для всего разреза, а ступенчато. Например, в Аванской опорной скважине скачкообразное увеличение плотности на глубине 1200 м приурочено к границе гипсоносно-соленосных отложений среднего миоцена и песчано-глинистых отложений нижнего миоцена, а в Октемберянской опорной



Фиг. 2. Плотностная характеристика пород по разрезу Октемберьянской опорной скважины. 1—песчаники; 2—глины; 3—глины и песчаники; 4—андезито-базальты.



Фиг. 3. Плотностная характеристика пород по разрезу Аванской опорной скважины. 1—наносы и туфы; 2—андезито-базальты; 3—глины и песчаники; 4—песчаники; 5—соленосная толща; 6—глины с гипсом; 7—интрузивные базальты.

скважине—на глубине около 1600 м к границе между глинами и песчаниками меотис-понта.

Результаты определения намагниченности эффузивных пород четвертичного возраста приведены в табл. 1. Магнитная восприимчивость вулканических туфов колеблется в значительных пределах от слабомагнитных до магнитных, составляя в среднем  $2100 \cdot 10^{-6}$  сгс. Андезитобазальтовые лавы также характеризуются высокими значениями маг-

нитной восприимчивости. Травертины и известковые туфы четвертичного возраста практически немагнитны— $15 \cdot 10^{-9}$  сгс. Для вулканических туфов и андезито-базальтовых лав отношение остаточной намагниченности к индуцированной составляет несколько единиц, что указывает на решающую роль остаточной намагниченности в формировании аномального магнитного поля эффузивов. В результате палеомагнитных исследований кайнозойских эффузивных пород, изученных в основных районах развития отложений этого возраста (фиг. 4) в количестве 720 образцов (табл. 2), было установлено, что:

1. Эффузивные породы третичного и четвертичного возрастов, представленные в основном базальтовыми, андезито-базальтовыми и андезито-дацитовыми лавами, вулканическими туфами, порфиритами, их туфами и туфогенными породами, характеризуются не только высокой магнитной восприимчивостью, но и высокой остаточной намагниченностью, значительно (в 5—15 раз) превышающей индуцированную намагниченность.

Отношение  $I_n$  к  $I_i$  в среднем составляет 12, и это означает, что остаточная намагниченность эффузивных пород этого возраста является определяющим фактором формирования аномального магнитного поля.

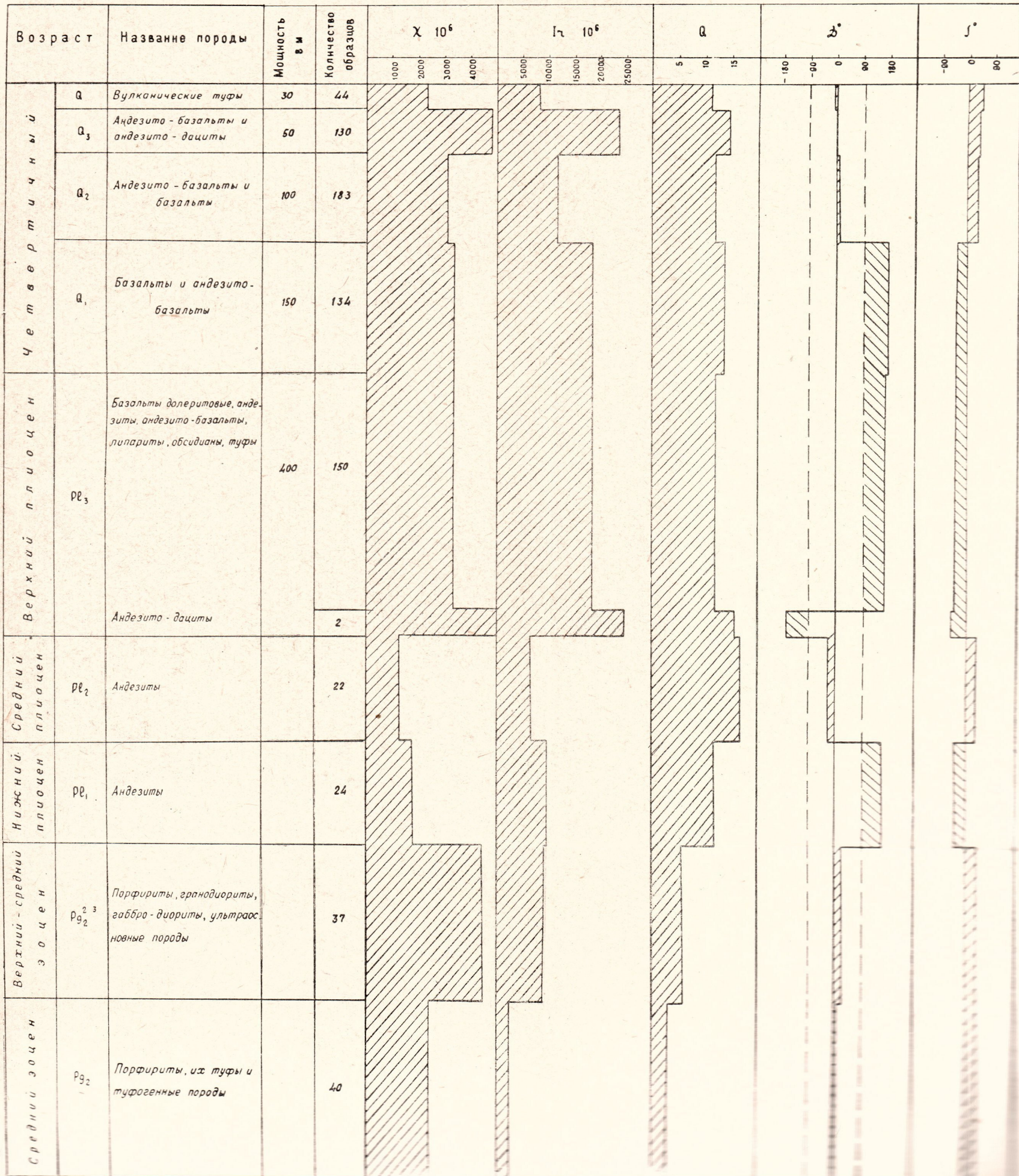
2. Как интенсивность намагниченности, так и параметр  $Q$  уменьшается по мере увеличения возраста породы. Так, для четвертичных эффузивных пород  $\chi$ , вычисленная из 430 образцов, составляет  $4000 \cdot 10^{-3}$  сгс, средняя остаточная намагниченность  $I_n = 17000 \cdot 10^{-6}$  сгс,  $Q = 13$ . Для пород неогенового возраста эти параметры (из 220 определений) составляют соответственно  $\chi = 3600 \cdot 10^{-6}$  сгс,  $I_n = 15000 \cdot 10^{-6}$  сгс,  $Q = 12,6$ , а для пород палеогена  $\chi = 2800 \cdot 10^{-6}$  сгс,  $I_n = 3400 \cdot 10^{-6}$  сгс,  $Q = 4,6$  (из 60 определений). Следовательно, наблюдается определенная закономерная связь между возрастом эффузивных пород и характером их намагниченности. Критериями для относительного возрастного расчленения служат следующие магнитные показатели: а) абсолютная величина естественной остаточной намагниченности ( $I_n$ ); б) отношение остаточной намагниченности к индуцированной ( $Q$ ); в) азимут вектора естественной остаточной намагниченности ( $D$ ); г) угол наклона вектора к горизонтальной плоскости ( $J$ ).

3. По перечисленным показателям изверженные породы, начиная от палеогена-среднего эоцена и кончая верхнечетвертичными, подразделяются на две группы: а) нормально намагниченные породы; б) обратно намагниченные породы. Для нормально намагниченных пород вектор  $I_n$  направлен сверху вниз (наклонение положительное), азимут вектора  $D$  находится либо в первой, либо в четвертой четверти (склонение меняется  $0 \pm 90^\circ$ ). Для обратно намагниченных пород вектор  $I_n$  направлен снизу вверх (наклонение отрицательное), азимут вектора  $D$  находится либо во второй, либо в третьей четверти (склонение меняется  $180 \pm 90^\circ$ ).

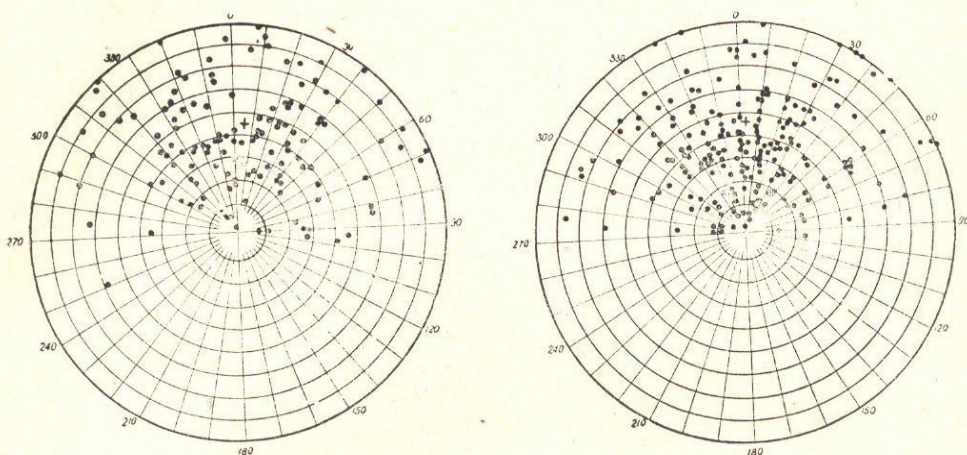
4. По стратиграфической колонке сверху вниз наблюдается следующая закономерность изменения намагниченности изверженных пород:

а) все образцы верхнечетвертичных и среднечетвертичных лав и вулканических туфов показывают согласные между собой значения намагниченности (фиг. 5), их средние значения составляют: 1) для верхнечетвертичных лав  $D = 7^\circ$ ,  $J = 44^\circ$ ,  $Q = 14,6$ ,  $\chi = 48 \cdot 10^{-4}$  сгс;  $I_n = 233 \cdot 10^{-4}$  сгс; 2) для среднечетвертичных лав  $D = 3^\circ$ ,  $J = 40^\circ$ ,  $Q = 11,8$ ,  $\chi = 31 \cdot 10^{-4}$  сгс;  $I_n = 115 \cdot 10^{-4}$  сгс; 3) для вулканических туфов  $D = 353^\circ$ ,  $J = 46^\circ$ ,  $Q =$

# СХЕМАТИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ПО СРЕДНИМ ЗНАЧЕНИЯМ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ КАЙНОЗОЙСКИХ ЛАВ АРМЯНСКОЙ ССР



$= 11$ ,  $\alpha = 23 \cdot 10^{-4}$ сгс;  $I_n = 78 \cdot 10^{-4}$ сгс. Современные значения магнитного склонения и наклонения для Армении ( $D = 5^\circ$ ,  $J = 58^\circ$ );



Фиг. 5. Стереограмма намагниченности среднечетвертичных (а) и верхнечетвертичных (б) андезито-базальтовых лав. • направления  $I_n$ , спроектированные на нижнюю полусферу; + среднее направление  $I_n$ .

б) нижнечетвертичные и верхнеплиоценовые лавы, в отличие от вышеупомянутых, характеризуются исключительно обратной намагниченностью (фиг. 6). Средние значения намагниченности составляют соответственно: 1) для нижнечетвертичных лав  $D = 185^\circ$ ,  $J = -40^\circ$ ,  $Q = 13,3$ ,  $\alpha = 34 \cdot 10^{-4}$ сгс,  $I_n = 185 \cdot 10^{-4}$ сгс; 2) для верхнеплиоценовых лав  $D = 182^\circ$ ,  $J = -43^\circ$ ,  $Q = 12$ ,  $\alpha = 33 \cdot 10^{-4}$ сгс,  $I_n = 186 \cdot 10^{-4}$ сгс;

в) породы среднего-нижнего плиоцена характеризуются нормальной намагниченностью  $D = 3^\circ$ ,  $J = 37^\circ$ ,  $Q = 17$ ,  $\alpha = 13 \cdot 10^{-4}$ сгс,  $I_n = 67 \cdot 10^{-4}$ сгс, а нижнего плиоцена, верхнего миоцена—обратной намагниченностью  $D = 184^\circ$ ,  $J = -36^\circ$ ,  $Q = 12,2$ ,  $\alpha = 18 \cdot 10^{-4}$ сгс,  $I_n = 99 \cdot 10^{-4}$ сгс;

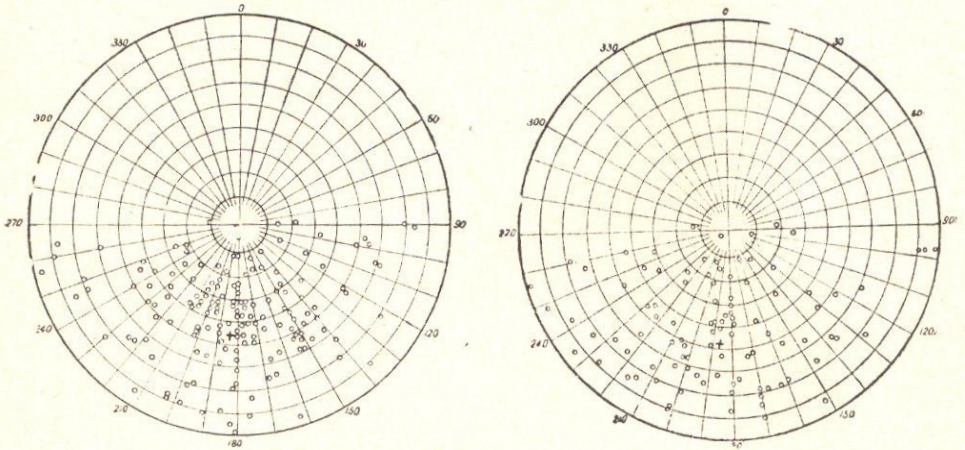
г) вулканогенные породы верхнего и среднего эоцена характеризуются нормальной намагниченностью, их средние величины составляют для порфиритов  $D = 351^\circ$ ,  $J = 46^\circ$ ,  $Q = 9,6$ ,  $\alpha = 22 \cdot 10^{-4}$ сгс,  $I_n = 50 \cdot 10^{-4}$ сгс; для туфогенных пород  $D = 24^\circ$ ,  $J = 37^\circ$ ,  $Q = 4,5$ ,  $\alpha = 23 \cdot 10^{-4}$ сгс,  $I_n = 33 \cdot 10^{-4}$ сгс;

д) интрузивные породы верхнего эоцена характеризуются нормальной намагниченностью  $D = 20^\circ$ ,  $J = 37^\circ$ ,  $Q = 1,8$ ,  $\alpha = 39 \cdot 10^{-4}$ сгс,  $I_n = 25 \cdot 10^{-4}$ сгс, а миоплиоцена—обратной намагниченностью  $D = 175^\circ$ ,  $J = -38^\circ$ ,  $Q = 24$ ,  $\alpha = 106 \cdot 10^{-4}$ сгс,  $I_n = 980 \cdot 10^{-4}$ сгс.

Таким образом, большой фактический материал по намагниченности эффузивных пород показывает, что породы средне-верхнечетвертичного возраста намагничены нормально, верхнеплиоценового—нижнечетвертичного возраста—обратно, среднего плиоцена—нормально, нижнего плиоцена-верхнего миоцена—обратно, среднего-верхнего эоцена—нормально. Такое закономерное чередование нормально и обратно намагниченных пород в пределах указанных возрастных подразделений с большей вероятностью связывается нами с ритмическими изменениями полярности магнитного поля Земли и местоположением геомагнитного полюса в данных эпохах.

Изучение химического состава и петрографических особенностей эффузивных пород в зависимости от их намагниченности показывает, что породы с различным петрографическим и химическим составами,

но одного возраста характеризуются одинаковой намагниченностью, а породы с одинаковым петрографическим и химическим составами, но различного возраста характеризуются различной намагниченностью.



Фиг. 6. Стереограмма намагниченности верхнеплиоценовых (а) и нижнечетвертичных (б) андезито-базальтовых лав.  $\circ$  направления  $I_p$ , спроектированные на верхнюю полу-сферу;  $\dagger$  среднее направление  $I_p$ .

Следовательно, одинаковая остаточная намагниченность указывает не на петрографический и химический составы, а на возраст породы.

Интрузивный магматизм проявился на территории Армении почти на протяжении всей истории ее геологического развития: в эопалеозое, палеозое, мезозое и кайнозое, вплоть до верхнего плиоцена включитель-

Намагниченность кайнозойских изверженных

| Наименование породы                              | Возраст                       | Количество образцов | $\chi \cdot 10^4$ сгс |              |             |
|--|-------------------------------|---------------------|-----------------------|--------------|-------------|
|  |                               |                     | среднее               | максимальное | минимальное |
| Андезито-базальты, андезито-дациты (лавы типа Е) | Верхнечетвертичные ( $Q_3$ )  | 130                 | 48                    | 1020         | 2           |
| Андезито-базальты, базальты (лавы типа Д)        | Среднечетвертичные ( $Q_2$ )  | 183                 | 31                    | 514          | 1           |
| Вулканические туфы                               | Четвертичные ( $Q_{2-3}$ )    | 44                  | 23                    | 82           | 3           |
| Базальты, андезито-базальты (лавы типа А)        | Нижнечетвертичные ( $Q_1$ )   | 104                 | 34                    | 320          | 2,5         |
| Базальты (долеритовые), андезиты, липариты       | Верхний плиоцен               | 150                 | 33,6                  | 290          | 2           |
| Андезиты   | Средний-нижний плиоцен        | 22                  | 13                    | 60           | 2           |
| Андезиты   | Нижний плиоцен-верхний миоцен | 24                  | 18                    | 170          | 2           |
| Порфириты  | Верхний эоцен                 | 12                  | 22                    | 40           | 4           |
| Туфогенные породы                                | Средний эоцен-палеоцен        | 26                  | 23                    | 83           | 2           |
| Габбро-диориты, гранодиориты и андезито-дациты   | Верхний плиоцен               | 8                   | 106                   | 290          | 4           |
| Габбро-пироксениты, габбро-диориты, гранодиориты | Верхний эоцен                 | 21                  | 39                    | 114          | 6           |

но. В результате образовались разнообразные магматические породы — от кислых до основных и ультраосновных, залегающих в форме различного типа интрузивных тел.

Плотность интрузивных пород (табл. 1) возрастает с уменьшением содержания кремнекислоты: кислые породы имеют плотность, в среднем равную  $2,58 \text{ г/см}^3$ , породы, занимающие промежуточное положение между кислыми и основными породами, имеют среднюю плотность порядка  $2,70 \text{ г/см}^3$ . Основные и ультраосновные породы, недосыщенные кремнекислотой, характеризуются высокими значениями плотности, достигающими до  $2,86 \text{ г/см}^3$ . Разность плотностей между отдельными группами интрузивных пород составляет от 0,12 до  $0,28 \text{ г/см}^3$ .

По намагнитченности интрузивные породы резко отличаются от эффузивных и осадочных пород. Для интрузивных пород характерно высокое значение как магнитной восприимчивости, так и остаточной намагнитченности, при этом оба эти параметра играют важную роль в формировании аномального магнитного поля интрузивных образований.

Граниты палеозоя и сиенит-диориты мезозоя характеризуются сравнительно пониженными значениями магнитной восприимчивости и остаточной намагнитченности ( $\chi$ ,  $I_n$  порядка  $100-120 \cdot 10^{-6} \text{ сгс}$ ). Щелочные и нефелиновые сиениты, а также монзониты третичного возраста относятся к магнитным породам, для них намагнитченность измеряется сотнями единиц сгс ( $400-600 \cdot 10^{-6} \text{ сгс}$ ). Остальные интрузивные породы мезозоя и кайнозоя, как правило, относятся к сильно магнитным породам, для них намагнитченность измеряется тысячами единиц сгс.

Следует отметить, что для интрузивных пород параметр  $Q$  измеряется долями единиц, редко достигает 1—2 единиц, в то время как для эффузивных пород  $Q$  обычно больше 5-ти.

Таблица 2

пород Армянской ССР

| In · 10 <sup>4</sup> сгс |                   |                  | Q            |                   |                  | D <sup>0</sup> |                   |                  | J <sup>0</sup> |                   |                  |
|--------------------------|-------------------|------------------|--------------|-------------------|------------------|----------------|-------------------|------------------|----------------|-------------------|------------------|
| сред-<br>нее             | макси-<br>мальное | мини-<br>мальное | сред-<br>нее | макси-<br>мальное | мини-<br>мальное | сред-<br>нее   | макси-<br>мальное | мини-<br>мальное | сред-<br>нее   | макси-<br>мальное | мини-<br>мальное |
| 233                      | 3870              | 4                | 14,6         | 90                | 0,3              | 7              | 270               | 90               | 44             | 90                | 0                |
| 115                      | 1510              | 4                | 11,8         | 47                | 0,4              | 3              | 275               | 90               | 40             | 90                | 0                |
| 78                       | 260               | 7                | 11           | 33                | 1,5              | 353            | 295               | 77               | 46             | 85                | 11               |
| 185                      | 2830              | 5                | 13,3         | 71                | 0,8              | 185            | 90                | 260              | -43            | -90               | 0                |
| 186                      | 2230              | 4                | 12           | 69                | 0,6              | 182            | 90                | 270              | -43            | -90               | 0                |
| 67                       | 150               | 5                | 17           | 100               | 0,8              | 3              | 276               | 90               | 37             | 90                | 0                |
| 99                       | 1280              | 3,5              | 12,2         | 120               | 0,5              | 184            | 90                | 270              | -36            | -77               | 0                |
| 50                       | 248               | 2                | 9,6          | 62                | 0,1              | 351            | 290               | 61               | 46             | 78                | 8                |
| 33                       | 325               | 1                | 4,5          | 17,8              | 0,3              | 24             | 265               | 90               | 37             | 90                | -10              |
| 980                      | 3120              | 4                | 24           | 44                | 0,5              | 175            | 90                | 260              | -38            | -69               | 0                |
| 25                       | 88                | 2                | 1,8          | 9,2               | 0,2              | 20             | 328               | 90               | 37             | 90                | 0                |

Сводные  
намагниченности кайнозойских

| Район исследования  | Название пород                          | Возраст                         | Количество образцов | × 10 <sup>4</sup> сгс |              |             |
|---------------------|---|---------------------------------|---------------------|-----------------------|--------------|-------------|
|                     |   |                                 |                     | среднее               | максимальное | минимальное |
| Джермукское плато   | Андезито-базальты (лавы типа Д)         | Среднечетвертичные              | 29                  | 20                    | 91           | 6           |
|                     | Базальты (лавы типа А)                  | Нижнечетвертичные               | 8                   | 20                    | 52           | 4           |
| Лорийское плато     | Андезито-базальты (лавы типа Д)         | Среднечетвертичные              | 13                  | 60                    | 280          | 20          |
|                     | Базальты долеритовые                    | Верхний плиоцен                 | 60                  | 40                    | 260          | 2           |
| Гегамский хребет    | Андезито-базальты (лавы типа Е)         | Верхнечетвертичные              | 59                  | 50                    | 427          | 6           |
|                     | Андезито-базальты (лавы типа А)         | Нижнечетвертичные               | 46                  | 34                    | 210          | 3           |
|                     | Андезиты                                | Средний - нижний плиоцен        | 7                   | 19                    | 60           | 2           |
|                     | Андезиты                                | Нижний плиоцен - верхний миоцен | 8                   | 39                    | 170          | 2           |
| Варденисский хребет | Андезито-базальты (лавы типа Е)         | Верхнечетвертичные              | 12                  | 13,4                  | 29           | 3           |
|                     | Андезито-базальты (лавы типа Д)         | Среднечетвертичные              | 36                  | 42,5                  | 514          | 1,3         |
|                     | Базальты (лавы типа А)                  | Нижнечетвертичные               | 32                  | 47                    | 318          | 4           |
|                     | Вулканические туфы                      | —                               | 2                   | 4                     | 4,4          | 3,4         |
|                     | Андезиты                                | Средний - нижний плиоцен        | 6                   | 11                    | 35           | 2           |
|                     | Андезиты                                | Нижний плиоцен - верхний миоцен | 8                   | 10,5                  | 67,5         | 1,7         |
| Массив г. Арагац    | Андезито-дациты (лавы типа Е)           | Верхнечетвертичные              | 15                  | 26                    | 160          | 2           |
|                     | Андезито-базальты (лава типа Д)         | Среднечетвертичные              | 26                  | 19                    | 55           | 3           |
|                     | Вулканические туфы                      | Четвертичные                    | 9                   | 17                    | 32           | 3           |
|                     | Андезито-базальты, долеритовые базальты | Верхний плиоцен                 | 23                  | 22,3                  | 64           | 2,2         |

Таблица 3

данные  
лав Армении

| П · 10 <sup>4</sup> сгс |                   |                       | Q            |                   |                       | D <sup>0</sup> |                        |                       | J <sup>0</sup> |                   |                       |
|-------------------------|-------------------|-----------------------|--------------|-------------------|-----------------------|----------------|------------------------|-----------------------|----------------|-------------------|-----------------------|
| сред-<br>нее            | макси-<br>мальное | мини-<br>маль-<br>ное | сред-<br>нее | макси-<br>мальное | мини-<br>маль-<br>ное | сред-<br>нее   | макси-<br>ма-<br>льное | мини-<br>маль-<br>ное | сред-<br>нее   | макси-<br>мальное | мини-<br>маль-<br>ное |
| 58                      | 364               | 7                     | 6,5          | 24,8              | 0,8                   | 9              | 275                    | 80                    | 43             | 83                | 0                     |
| 18                      | 200               | 5                     | 4,2          | 15,2              | 0,8                   | 182            | 90                     | 220                   | -52            | -90               | 0                     |
| 240                     | 1500              | 20                    | 38           | 43                | 2                     | 11             | 330                    | 34                    | 20             | 63                | 0                     |
| 130                     | 1480              | 12                    | 8,5          | 29                | 1                     | 187            | 121                    | 270                   | -49            | -90               | 0                     |
| 245                     | 1840              | 4                     | 16,4         | 90                | 0,4                   | 7              | 287                    | 98                    | 47             | 90                | 0                     |
| 196                     | 2830              | 11                    | 15,7         | 71                | 1,3                   | 190            | 97                     | 257                   | -35            | -82               | 0                     |
| 71                      | 150               | 22                    | 10           | 100               | 1,7                   | 12             | 294                    | 45                    | 41             | 59                | 0                     |
| 194                     | 1280              | 6                     | 26           | 32                | 3,1                   | 197            | 135                    | 225                   | -21            | -77               | 0                     |
| 66,5                    | 170               | 24                    | 17           | 66                | 4                     | 4              | 334                    | 27                    | 48             | 84                | 0                     |
| 77                      | 642               | 6                     | 8,8          | 29                | 1,1                   | 14             | 293                    | 90                    | 50             | 82                | 0                     |
| 225                     | 1320              | 8                     | 11,2         | 34                | 1,1                   | 184            | 95                     | 260                   | -41            | -78               | -8                    |
| 5                       | 6                 | 4                     | 3,3          | 4,4               | 2,1                   | 206            | 180                    | 232                   | -73            | -90               | -56                   |
| 21,5                    | 177               | 16                    | 8,4          | 25,4              | 1,2                   | 0              | 350                    | 27                    | 34             | 90                | 0                     |
| 13,2                    | 22,5              | 5,7                   | 8,8          | 14                | 4                     | 152            | 200                    | 135                   | -15            | -50               | 9                     |
| 91                      | 627               | 12                    | 15,3         | 52                | 2                     | 0              | 270                    | 70                    | 40             | 90                | 0                     |
| 71                      | 244               | 2                     | 11,6         | 47                | 0,4                   | 10             | 294                    | 75                    | 39             | 90                | 0                     |
| 54                      | 120               | 7                     | 8            | 15                | 4                     | 355            | 315                    | 60                    | 47             | 71                | 15                    |
| 122                     | 324               | 13                    | 19,2         | 65                | 0,3                   | 167            | 90                     | 265                   | -35            | -73               | 0                     |

**СХЕМАТИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ПО СРЕДНИМ ЗНАЧЕНИЯМ ФИЗИЧЕСКИХ  
СВОЙСТВ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД АРМЯНСКОЙ ССР**



Фиг. 8 Схематический разрез по физическим свойствам интрузивных пород Армянской ССР

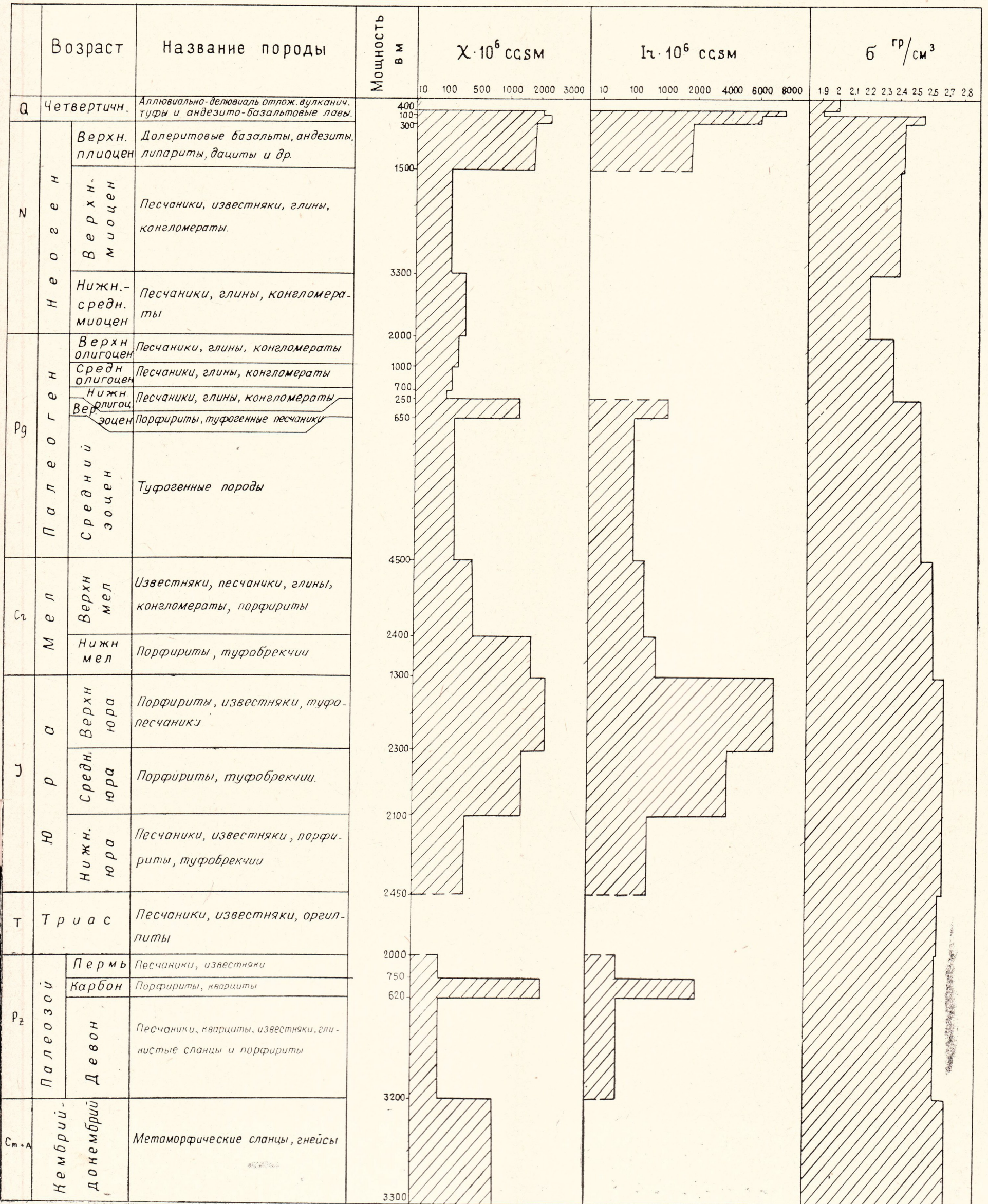
На фиг. 7 и 8 представлены схематические разрезы по средним значениям физических свойств горных пород.

**2. ХАРАКТЕРИСТИКА ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ  
ПОРОД И РУД ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ, МЕДНЫХ,  
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ И МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

К настоящему времени по отдельным рудным месторождениям Армянской ССР накопился обширный фактический материал по физическим свойствам горных пород — магнитным, электрическим и плотности, позволяющий оценить возможность применения геофизических методов в конкретных геолого-геофизических условиях.

Определение намагниченности  $\chi$ ,  $I_n$  образцов пород и руд, отобранных из железорудных месторождений Цакери-Дош, Мисхана и Капутан, производилось в Кавголове, на опытной геофизической станции ВИРГа с помощью астатического магнитометра Яновского-Черны-

# СХЕМАТИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ПО СРЕДНИМ ЗНАЧЕНИЯМ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ОСАДОЧНЫХ, ЭФфуЗИВНЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД АРМЯНСКОЙ ССР



Фиг. 7.

шова. Образцы подвергались исследованию без предварительной обработки их формы.

Определение намагниченности образцов пород и руд, отобранных из железорудных месторождений Агарцин, Судагян, Ахавнадзор, Анкаван, проводилось в магнитной лаборатории ИЗМИРАНа на астатическом магнитометре системы Долгинова. Измерялась магнитная восприимчивость на образцах, измельченных в порошок.

Образцы руд и вмещающих пород из месторождений Судагян, Ахавнадзор, Меградзор подверглись исследованию в полевых условиях с помощью магнитометра М-2. Измерения производились над грубообработанными образцами различных размеров. Измерялись  $\chi$  и  $I_n$ . Образцы во всех случаях отобраны без фиксации их пространственного расположения (без ориентировки), в результате чего определялась только величина вектора  $I_n$ , направление же его не определялось.

Определение физических свойств пород и руд медных, полиметаллических и медномolibденовых месторождений проводилось в основном в геофизической экспедиции Армянского геологического Управления.

Изучение магнитных свойств проводилось с помощью полевого магнитометра М-2 на образцах грубообработанной формы, а также на астатическом магнитометре системы Долгинова с приставкой ВНИИ-геофизика; плотность определялась на денситометре, а электрические свойства—путем параметрических вертикальных электрических зондирований на обнажениях и путем опробования образцов двухэлектродной установкой. Некоторое применение для оценки электропроводности пород и руд получил также способ определения сопротивления заземлений с помощью трех электродов (Тархов, Ванцян, 1961).

Наряду с этим проводилось также изучение поляризуемости пород и руд с использованием аппаратуры электроразведочной станции ВП-59.

Ниже приводятся результаты определения физических свойств пород и руд по отдельным типам рудных месторождений.

В табл. 4 приведены данные измерения намагниченности 155 образцов горных пород и руд железорудных месторождений.

Из рассмотрения данных по отдельным месторождениям видно, что магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность железных руд меняются в очень широких пределах, а отношение остаточной намагниченности к индуцированной ( $I_n:I_i$ ) также колеблется в больших пределах. В большинстве случаев для железных руд оно меньше единицы, однако очень часто значение остаточной намагниченности в 2—3 и более раза превышает индуцированную намагниченность (Арутюнян, 1958).

Наиболее высокими значениями  $\chi$  и  $I_n$  обладают магнетитовые руды месторождения Капутан. Магнетитовые, гематит-магнетитовые руды, а также скарны с гематит-магнетитовым оруденением месторождений Цакери-Дош, Судагян, Агарцин, Ахавнадзор и Меградзор характеризуются сравнительно менее высокой намагниченностью. Гораздо меньшей намагниченностью обладают гематит-магнетитовые, магнетит-гематитовые и магнетитовые руды месторождений Мисхана и Анкаван.

Таблица 4

Сводная таблица намагниченности горных пород и руд железорудных месторождений Армянской ССР

| Название пород и руд | Количество образцов | $\chi \cdot 10^6$ сгс |         | $I_n \cdot 10^6$ сгс |         |
|----------------------|---------------------|-----------------------|---------|----------------------|---------|
|                      |                     | пределы изменения     | среднее | пределы изменения    | среднее |
| 1                    | 2                   | 3                     | 4       | 5                    | 6       |

**Месторождение Цакери-Дош\***

(на астатическом магнитометре опытной ст. ВИРГа)

|                                   |    |                |        |              |       |
|-----------------------------------|----|----------------|--------|--------------|-------|
| Магнетитовая руда                 | 3  | 8900—150000    | 110000 | незн.—93000  | 37000 |
| Эпидот-магнетит-гематитовый скарн | 11 | 2300—110000    | 48000  | незн. 520000 | 63000 |
| Гематит-магнетитовая руда         | 3  | 8600—89000     | 60000  | 4000—51000   | 26000 |
| Гематитовая руда                  | 4  | оч. мал. • 700 | 340    | 500—1500     | 900   |
| Порфирит                          | 3  | 80—100         | 90     |              |       |
| Известняк                         | 3  | 60—80          | 70     | незн.—40     | незн. |

**Месторождение Мисхана\***

|                           |   |            |       |            |      |
|---------------------------|---|------------|-------|------------|------|
| Гематит-магнетитовая руда | 3 | 1400—36000 | 23000 | незн.—6300 | 2100 |
| Магнетит-гематитовая руда | 3 | малс—10000 | 5000  | незн.—2300 | 800  |
| Порфирит                  | 2 | 40—60      | 50    | незн.—20   | 10   |
| Известняк                 | 2 | 60—70      | 70    | незн.—70   | 40   |

**Месторождение Капутан**

|                   |   |              |        |               |        |
|-------------------|---|--------------|--------|---------------|--------|
| Магнетитовая руда | 7 | 70000—360000 | 150000 | 40000—4000000 | 146000 |
| Андезит-базальт   | 2 | 100—900      | 500    | 500—2100      | 1300   |

**Месторождение Агарцин**

(на астатическом магнитометре в ИЗМИРАНе)

|                   |    |            |      |   |   |
|-------------------|----|------------|------|---|---|
| Магнетитовая руда | 11 | 7300—84000 | 5400 | — | — |
| Песчаник          | 6  | 50—1700    | 600  | — | — |

**Месторождение Анкаван**

|                                  |   |             |       |   |   |
|----------------------------------|---|-------------|-------|---|---|
| Гематит-магнетитовая руда        | 2 | 30000—39000 | 34000 | — | — |
| Гранат-амфибол-гематитовый скарн | 4 | 90—2100     | 700   | — | — |

**Месторождение Ахавнадзор**

|                                       |   |             |       |         |         |
|---------------------------------------|---|-------------|-------|---------|---------|
| Магнетитовая руда                     | 4 | 25000—92000 | 45000 | —       | —       |
| Гранат-амфибол-магнетитовый скарн     | 2 | 400—16000   | 8200  | —       | —       |
| Гранодиорит (Ахавнадзорский интрузив) | 3 | 1300—2100   | 1700  | сильное | сильное |

| 1                                | 2 | 3           | 4     | 5 | 6 |
|----------------------------------|---|-------------|-------|---|---|
| <b>Месторождение Судагян</b>     |   |             |       |   |   |
| Магнетитовая руда                | 9 | 38000—99000 | 71000 | — | — |
| Гранат-эпидот-магнетитовый скарн | 2 | 20000—26000 | 23000 | — | — |
| Гранат-эпидотовый скарн          | 2 | 180—200     | 190   | — | — |
| Гранодиорит                      | 3 | 180—4300    | 2300  | — | — |
| Известняк                        | 3 | 8—250       | 100   | — | — |

**Месторождение Меградзор**

(на магнитометре М-2)

|                                     |    |              |       |             |        |
|-------------------------------------|----|--------------|-------|-------------|--------|
| Магнетитовая руда                   | 12 | 17000—120000 | 57000 | 5800—310000 | 110000 |
| Метаморфический сланец с магнетитом | 3  | 5000—10000   | 7500  | 800—10000   | 4000   |

## МЕДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

**Шамлуг**

Таблица 5

| Наименование пород                          | Количество определений | ρ омм (удельное электрическое сопротивление) |            |         |
|---|------------------------|--|------------|---------|
|   |                        | наименьшее                                   | наибольшее | среднее |
| Альбитофиры                                 | 18                     | 160  | 5000       | 1850    |
| Кератофиры                                  | 7                      | 190  | 450        | 300     |
| Туфопесчаники                               | 6                      | 370  | 470        | 420     |
| Порфириты                                   | 7                      | 570  | 750        | 650     |
| Рудная зона (медно-серно-колчедановая руда) | 3                      | 70   | 100        | 80      |

Результаты опробования двухэлектродной установкой 70 рудных образцов привели к выводу о наличии электрической связи между рудными минералами (халькопирит, пирит).

Лабораторное определение поляризуемости ( $\tau = \frac{\Delta U_{\text{вп}}}{\Delta U_{\text{пр}}} 100\%$ ) дало следующие значения:

кератофиры 3—4%;

оруденные порфириты (прожилково-вкрапленное оруденение) 10—30%;

богатая медно-колчеданная руда 20—60%.

Магнитная восприимчивость ( $\chi$ ) определена лишь для единичных

\* В тех случаях, когда  $Q > 10$ , в таблице численное значение меньшей величины не приводится, лишь указывается, что оно незначительно по сравнению с другой величиной.

При определениях на магнитометре М-2, в случаях, когда под действием образцов не наблюдались отклонения магнитной системы, а в таблице для величин  $\chi$  и  $I_n$  сделана отметка «незначительно», образцы рассматриваются нами как практически немагнитные.

образцов (с помощью аstaticкого магнитометра Долгинова), при этом получены следующие данные:

альбитофир— $400 \cdot 10^{-6}$ сгс

туфопесчаник— $100 \cdot 10^{-6}$ сгс

порфирит— $1500 \cdot 10^{-6}$ сгс

Более полно охарактеризована плотность ( $\sigma$ ) пород и руд. Соответствующие данные приводятся в табл. 6.

Таблица 6

| Наименование пород                  | Количество определений | $\sigma$ г/см <sup>3</sup> |            |         |
|-------------------------------------|------------------------|----------------------------|------------|---------|
|                                     |                        | наименьшее                 | наибольшее | среднее |
| 1. Альбитофиры                      | 49                     | 2,38                       | 2,60       | 2,49    |
| 2. Кератофиры                       | 50                     | 2,51                       | 2,65       | 2,58    |
| 3. Туфопесчаники                    | 50                     | 2,51                       | 2,70       | 2,62    |
| 4. Порфириты                        | 49                     | 2,47                       | 2,62       | 2,56    |
| 5. Гидротермально измененные породы | 48                     | 2,21                       | 2,52       | 2,35    |
| 6. Туфобрекчии порфиритов           | 50                     | 2,39                       | 2,65       | 2,56    |
| 7. Рудная зона                      | 97                     | 2,55                       | 4,3        | 3,06    |

### Кафан

По данным параметрических ВЭЗ получены следующие средние значения удельного электрического сопротивления:

Таблица 7

| Наименование породы            | $\rho$ ом              | Примечание                      |
|--------------------------------|------------------------|---------------------------------|
| Кварц-плагиоклазовые порфириты | 50                     | Общее количество определений 72 |
| Песчаники                      | 100                    |                                 |
| Оруденелые кварцевые порфириты | от 5 до 11, среднее—30 |                                 |

Как показывают измерения поляризуемости по параметрическому профилю над порфиритами,  $\eta$  имеет значение порядка 2—4%, в то время как над зоной вкрапленного оруденения  $\eta$  достигает 10—20%.

### Анкадзор (Шагали-Элиар)

Замеры двухэлектродной установкой в ряде случаев показывают наличие электрического соединения между зернами и прожилками халькопирита и пирита. В целом коренные породы характеризуются порядком сопротивлений  $10^4$ — $10^6$  ом, а рудная зона— $10$ — $10^3$  ом.

### Чибухли

По данному месторождению имеются лишь определения магнитной восприимчивости ( $\chi$ ) и остаточной намагниченности ( $I_n$ ), представленные в табл. 8.

Для Чибухлинского месторождения характерно резкое повышение

магнитных свойств габбро-пироксенитов, которые в виде дайки простираются по месторождению и контролируют оруденение.

Таблица 8

| Наименование пород                  | Количество определений | $x \cdot 10^6$ сгс |            |         | $I_n \cdot 10^6$ сгс |            |         |
|-------------------------------------|------------------------|--------------------|------------|---------|----------------------|------------|---------|
|                                     |                        | наименьшее         | наибольшее | среднее | наименьшее           | наибольшее | среднее |
| Гидротермально измененные порфириты | 7                      | 0                  | 1300       | 300     | 0                    | 200        | 50      |
| Известняки                          | 6                      | —                  | —          | 0       | —                    | —          | 0       |
| Габбро-пироксениты                  | 5                      | 200                | 9000       | 4000    | 200                  | 2000       | 800     |

## ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

## Ахтала

Как показывают данные параметрических замеров (электропрофилирование по штольне), удельное электрическое сопротивление порфиритов и кварцевых порфиров выражается величинами 400—600 ом. Рудная зона отмечается значениями 40—50 ом.

Параметрическими измерениями ВП (по штольне) установлено, что  $\gamma_k$  над полиметаллической линзой достигает величин 40—50%, причем над порфиритами  $\gamma_k$  характеризуется значениями 4—6%.

Данные по плотности выражаются табл. 9.

Таблица 9

| Наименование породы             | Количество определений | $\sigma$ г/см <sup>3</sup> |            |         |
|---------------------------------|------------------------|----------------------------|------------|---------|
|                                 |                        | наименьшее                 | наибольшее | среднее |
| Порфириты                       | 50                     | 2,52                       | 2,86       | 2,68    |
| Кварцевые порфиры               | 100                    | 2,23                       | 2,66       | 2,55    |
| Рудная зона (полиметаллическая) | 50                     | 2,66                       | 4,62       | 3,03    |

## ПРИВОЛЬНЕНСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

## Привольное

Результаты параметрических ВЭЗ приводят к следующим значениям удельного электрического сопротивления:

Таблица 10

| Наименование породы | Количество определений | $\rho$ ом  |            |         |
|---------------------|------------------------|------------|------------|---------|
|                     |                        | наименьшее | наибольшее | среднее |
| Туфопесчанки        | 50                     | 100        | 200        | 140     |
| Порфириты           | 50                     | 310        | 1100       | 620     |
| Туфобрекчии         | 50                     | 190        | 1000       | 250     |
| Рудная зона         | 50                     | 130        | 200        | 160     |

Данные опробования 150 рудных образцов свидетельствуют об отсутствии гальванической связи между рудными минералами (галенит, сфалерит, халькопирит, гематит).

Магнитные свойства наиболее распространенных пород месторождения характеризуются нижеприведенными величинами (табл. 11).

Таблица 11

| Наименование породы | Количество определений | $\chi \cdot 10^6$ сгс |            |         | $I_p \cdot 10^6$ сгс |            |         |
|---------------------|------------------------|-----------------------|------------|---------|----------------------|------------|---------|
|                     |                        | наименьшее            | наибольшее | среднее | наименьшее           | наибольшее | среднее |
| Туфопесчаники       | 5                      | 0                     | 400        | 50      |                      |            | 0       |
| Порфириты           | 2                      | 1500                  | 1700       | 1600    | 900                  | 1900       | 1400    |

### М о с с

На основании параметрических ВЭЗ получены следующие значения:

Таблица 12

| Наименование породы           | Пределы изменения $\rho$ омм | Примечание                      |
|-------------------------------|------------------------------|---------------------------------|
| Современные отложения         | 12—75                        | Общее количество определений 90 |
| Вулканогенно-осадочные породы | 30—150                       |                                 |
| Известняки и доломиты         | 300—5000                     |                                 |
| Кварцевые порфириты           | 20—100                       |                                 |
| Тектоническая глина           | 40                           |                                 |

Что касается проводимости самих рудных зон, то, как показало опробование образцов двухэлектродной установкой, в большинстве случаев было отмечено отсутствие электрической связи между включениями рудных минералов.

Измерения магнитной восприимчивости 400 образцов на астатическом магнитометре привели к следующим результатам (табл. 13):

Таблица 13

| Наименование породы           | $\chi \cdot 10^6$ сгс |            |         |
|-------------------------------|-----------------------|------------|---------|
|                               | наименьшее            | наибольшее | среднее |
| Вулканогенно-осадочные породы | 0                     | 1900       | 470     |
| Известняки                    | 0                     | 70         | 20      |
| Кварцевые порфиры             | 0                     | 40         | 20      |

### Г а з м а

Магнитная восприимчивость образцов, определенная на астатическом магнитометре, представляется следующими значениями (табл. 14):

Таблица 14

| Наименование породы | Число определений | $\rho \cdot 10^6$ сгс |            |         |
|---------------------|-------------------|-----------------------|------------|---------|
|                     |                   | наименьшее            | наибольшее | среднее |
| Интрузивные породы  | 13                | 10                    | 700        | 400     |
| Туффиты             | 28                | 0                     | 50         | 10      |
| Сульфидная руда     | 2                 | 0                     | 20         | 10      |

## Г ю м у ш х а н а

По рассматриваемому месторождению имеются данные единичных определений удельного электрического сопротивления с помощью параметрических ВЭЗ.

Довольно большой объем определений выполнен по определению магнитной восприимчивости на астатическом магнитометре.

Таблица 15

| Наименование породы                      | Пределы изменения $\rho$ в ом |
|--|-------------------------------|
| Андезиты и породы интрузивного комплекса | 400—500                       |
| Измененные андезиты                      | 150—200                       |
| Андезитовые туфы                         | 100—150                       |
| Каолинизированные заохранные породы      | 100—150                       |

Таблица 16

| Наименование породы                      | Количество определений | $\rho \cdot 10^6$ сгс |            |         |
|--|------------------------|-----------------------|------------|---------|
|  |                        | наименьшее            | наибольшее | среднее |
| Андезиты и породы интрузивного комплекса | 209                    | 800                   | 3700       | 2000    |
| Измененные андезиты                      | 23                     | 0                     | 600        | 100     |
| Андезитовые туфы                         | 27                     | 40                    | 2500       | 550     |
| Каолинизированные заохранные породы      | 32                     | 0                     | 170        | 30      |

## А з а т е к

Результаты определения удельного электрического сопротивления по единичным параметрическим ВЭЗ дают следующий порядок величин:

порфириты 250—300 ом

гидротермально измененные породы 120—170 ом.

Опробование 8 рудных образцов двухэлектродной установкой свидетельствует об их весьма низкой электропроводности.

Определения магнитной восприимчивости на астатическом магнитометре приводят к следующим значениям:

Таблица 17

| Наименование породы  | Количество определений | $\rho \cdot 10^6$ сгс |            |         |
|----------------------|------------------------|-----------------------|------------|---------|
|                      |                        | наименьшее            | наибольшее | среднее |
| Диориты              | 94                     | 450                   | 2900       | 1500    |
| Измененные порфириды | 50                     | 0                     | 800        | 200     |
| Туфопесчаники        | 136                    | 0                     | 70         | 30      |
| Порфириды            | 58                     | 150                   | 2400       | 1200    |

## Бабаджанская группа месторождений

В нижеследующих таблицах представлены результаты определения удельного электрического сопротивления с помощью измерения переходных сопротивлений заземлений, а также данные по магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности, определенные на магнитометре М-2.

Таблица 18

| Наименование породы  | Количество определений | $\rho$ ом  |            |         |
|--|------------------------|------------|------------|---------|
|  |                        | наименьшее | наибольшее | среднее |
| Туфы и туфобрекчии порфиритов                              | 27                     | 50         | 350        | 170     |
| Диабаз-порфириды, окварцованные карбонатизированные породы | 11                     | 100        | 600        | 320     |
| Полиметаллическая руда                                     | 58                     | 20         | 800        | 150     |

Таблица 19

| Наименование породы           | Количество определений | $\rho \cdot 10^6$ сгс |            |         | $I_n \cdot 10$ сгс |            |         |
|-------------------------------|------------------------|-----------------------|------------|---------|--------------------|------------|---------|
|                               |                        | наименьшее            | наибольшее | среднее | наименьшее         | наибольшее | среднее |
| Туфы и туфобрекчии порфиритов | 64                     | 0                     | 200        | 0       | 0                  | 200        | 50      |
| Диабаз-порфириды              | 174                    | 200                   | 9000       | 2700    | 200                | 4500       | 1000    |

## МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

## Каджаран

С помощью параметрических ВЭЗ получены следующие величины удельного электрического сопротивления:

Таблица 20

| Наименование породы | Количество определений | $\rho$ ом  |            |         |
|---------------------|------------------------|------------|------------|---------|
|                     |                        | наименьшее | наибольшее | среднее |
| Монциты             | 48                     | 140        | 1600       | 600     |
| Порфириды дайки     | 11                     | 570        | 1200       | 680     |
| Измененные монциты  | 30                     | 40         | 490        | 150     |

## Дастакерт

Данные параметрических ВЭЗ выражаются следующим образом:

Таблица 21

| Наименование породы     | Количество определений | Z Ом       |            |         |
|-------------------------|------------------------|------------|------------|---------|
|                         |                        | наименьшее | наибольшее | среднее |
| Порфириты               | 50                     | 100        | 900        | 300     |
| Гранодиориты            | 50                     | 50         | 470        | 180     |
| Медно-молибденовая руда | 11                     | 280        | 870        | 490     |

Опробование многочисленных рудных образцов двухэлектродной установкой свидетельствует об отсутствии гальванической связи между рудными минералами. В редких случаях отмечалась связь между медными минералами по образцам так называемой богатой зоны месторождения (брекчиевые руды).

Измерения в штольнях радиокомпаратором (прибор «Руда») с целью определения коэффициента поглощения дают следующие значения:

Таблица 22

| Наименование пород | Количество определений | Частота в мГц | в непер/м  |            |         |
|--------------------|------------------------|---------------|------------|------------|---------|
|                    |                        |               | наименьшее | наибольшее | среднее |
| 1. Гранодиориты    | 3                      | 0,193         | 0,017      | 0,028      | 0,023   |
|                    | 2                      | 0,221         | 0,058      | 0,089      | 0,024   |
|                    | 1                      | 0,363         |            |            | 0,065   |
| 2. Порфириты       | 1                      | 0,363         |            |            | 0,034   |

Определения магнитной восприимчивости (по единичным образцам) и остаточной намагниченности на магнитометре М-2 выражаются следующим образом:

Таблица 23

| Наименование породы                    | $\chi \cdot 10^6 \text{сгс}$ |
|--|------------------------------|
| Гранодиориты                           | 600                          |
| Гидротермально измененные гранодиориты | 200                          |
| Плагноклазовые порфириты               | 20                           |
| Пироксен-плагноклазовые порфириты      | 700                          |

Таблица 24

| Наименование породы | Количество образцов | In $10^6 \text{сгс}$ |            |         |
|---------------------|---------------------|----------------------|------------|---------|
|                     |                     | наименьшее           | наибольшее | среднее |
| Гранодиориты        | 50                  | 20                   | 630        | 310     |
| Порфириты           | 50                  | 70                   | 970        | 350     |
| Роговики            | 50                  | 0                    | 1600       | 330     |

## Личк — Джиндара

По рассматриваемому району имеются определения удельного электрического сопротивления пород и руд по способу измерения сопротивления заземлений.

Таблица 25

| Наименование породы     | Количество определений | $\rho$ омм |            |         |
|-------------------------|------------------------|------------|------------|---------|
|                         |                        | наименьшее | наибольшее | среднее |
| Гранодиориты и монциты  | 54                     | 200        | 2100       | 700     |
| Медно-молибденовая руда | 18                     | 80         | 1300       | 600     |

При опробовании 390 рудных образцов двухэлектродной установкой лишь в 25 случаях отмечено наличие электрической связи между рудными минералами, в остальных случаях такая связь отсутствовала.

Результаты определения физических свойств пород и руд отдельных месторождений не равнозначны как в отношении количества изученных параметров, так и объема определений.

Тем не менее, полученный материал позволяет в известной мере установить степень дифференцированности пород и руд, с одной стороны, и отдельных пород между собой, и тем самым оценить принципиальную возможность применения различных методов для прямых поисков оруденения и при геологическом картировании в конкретных условиях рассматриваемых месторождений.

## Общие выводы

В соответствии с приведенными в этой главе данными по плотности горных пород можно сделать следующие общие выводы.

1. Плотности пород значительно изменяются как в пределах отдельных стратиграфических горизонтов, так и в пределах небольших по мощности литологических разностей и свит, но общим для всех исследованных районов является увеличение плотности с возрастом и глубиной залегания пород.

2. На контакте кайнозойского комплекса с поверхностью мезозоя, палеозоя и эопалеозоя разность плотности составляет 0,2—0,3 г/см<sup>3</sup> (фиг. 1). Аномалия силы тяжести, обусловленная 100-метровой мощностью пород кайнозойского комплекса, достигает 0,8—1,2 мгл. При весьма значительных колебаниях мощности кайнозойского комплекса по площади влияние этой плотностной границы раздела местами может иметь отражение на аномальном гравитационном поле.

3. Разность плотностей между отдельными группами пород эопалеозойского кристаллического фундамента, доходящая до 0,3 г/см<sup>3</sup>, может создать благоприятные условия для применения гравиметрических съемок с целью картирования горных пород фундамента.

4. Мезозойские и средне-верхнепалеозойские отложения по плотности достаточно близки между собою, и в разрезе этих пород отсутствуют внутренние гравитационно-активные разделы плотности. Единственным таким разделом является граница между осадочными и эффузивными комплексами с разностью плотностей в 0,1—0,2 г/см<sup>3</sup>.

5. Разность плотности на границе эоцена и мела достигает 0,1—0,2 г/см<sup>3</sup>, которая обуславливает аномалию порядка 0,4—0,8 мгл на каждые 100 м мощности.

6. Разность плотности на границе олигоцена и осадочных пород эоцена достигает  $0,1 \text{ г/см}^3$ , а при контакте с эффузивными породами эоцена— $0,2 \text{ г/см}^3$ . Такая разность плотности при колебании мощности пород олигоцена до 2000 м создает аномалию порядка 8—16 мгл.

7. Из плотностных границ, приуроченных к породам эоценового комплекса, следует указать на контакт между породами осадочной и вулканогенной фаций с избыточной плотностью до  $0,2 \text{ г/см}^3$ . При значительных колебаниях мощности осадочного комплекса влияние этого отдела местами может иметь заметное отражение на аномальном гравитационном поле.

8. Границы раздела плотности внутри пород миоцена существуют между породами андезито-базальтовых лав и гипсоносно-соленосной свитой. Разность плотности равна  $0,3 \text{ г/см}^3$  и обуславливает аномалию порядка 1,2 мгл на каждые 100 м мощности андезито-базальтовых лав; между породами гипсоносно-соленосной толщи и песчаниками разность плотности на этом разделе до  $0,1 \text{ г/см}^3$  обуславливает аномалию силы тяжести порядка  $0,4 \text{ г/см}^3$  на каждые 100 м мощности.

9. Отчетливая разность плотности существует внутри пород четвертичного и верхнетретичного возрастов. Помимо широко распространенных андезито-базальтовых лав с плотностью  $2,5 \text{ г/см}^3$ , встречаются современные песчано-глинистые отложения с плотностью  $2,0 \text{ г/см}^3$ , ввиду чего колебания мощности этих отложений местами должны иметь значительное видимое отражение на аномальном поле силы тяжести. Разность плотности на этом разделе достигает  $0,5 \text{ г/см}^3$  и обуславливает аномалию силы тяжести порядка 2 мгл на каждые 100 м мощности.

10. Границы раздела плотности наблюдаются также в интрузивных породах в зависимости от петрографического состава последних. Дифференциация плотности здесь составляет до  $0,4 \text{ г/см}^3$ , а аномалия силы тяжести, обусловленная 100-метровой мощностью этих пород, достигает порядка 1,6 мгл.

При современном состоянии сведений о намагниченности горных пород не представляется возможным дать полную характеристику зависимости магнитных свойств от стратиграфического положения, литолого-петрографического и минералогического состава, структуры и текстуры, условий залегания, степени метаморфизма и т. д., но статистическая обработка имеющихся по намагниченности пород (табл. 1 и фиг. 7 и 8) данных позволяет наметить некоторые закономерности, сводящиеся к следующему:

1. Породы вулканогенной толщи кайнозоя по сравнению с породами более древних осадочных отложений характеризуются относительно высокой намагниченностью. При этом вулканогенные породы четвертичного возраста более магнитны, чем третичного возраста.

2. Песчано-глинистые отложения третичного возраста более магнитны, чем известково-мергелистые отложения третичного и более древних возрастов.

Известково-мергелистые отложения третичного и мелового возрастов, осадочные отложения палеозойского возраста, за исключением некоторых песчано-глинистых пород, практически немагнитны. Следует отметить повышенную намагниченность некоторых песчаников и глин третичного, мезозойского и палеозойского возрастов, что обусловлено относительно высоким процентным содержанием магнетита в тяжелой фракции этих пород.

3. Интрузивные породы почти всех возрастов представлены маг-

нитными и сильномагнитными разновидностями. Изверженные породы в целом характеризуются не только высокой магнитной восприимчивостью, но и обладают высокой остаточной намагниченностью, в несколько раз превышающей индуцированный магнетизм. В этом отношении резко выделяются четвертичные лавы и юрские порфириты, для которых параметр  $Q$  доходит до нескольких десятков единиц.

4. Установлено, что эффузивные образования третичного и четвертичного возрастов, характеризуясь высокой намагниченностью, как правило, показывают нормальную и обратную полярность, причем ось намагничения у верхнеплиоценовых и нижнечетвертичных андезитобазальтовых лав направлена снизу вверх, в то время как у эоценовых вулканогенных пород и средне-верхнечетвертичных эффузивных образований она направлена сверху вниз. Направление вектора естественной остаточной намагниченности, как правило, не совпадает с направлением вектора индуцированной намагниченности и часто эти два вектора имеют диаметрально противоположное направление.

5. По намагниченности горные породы можно подразделить на четыре группы: практически немагнитные, слабомагнитные, магнитные и сильно магнитные.

Установлено, что намагниченность пород возрастает от более древних геологических образований к более молодым, изменяясь при этом в довольно широких пределах внутри однотипных по возрасту и литолого-петрографическому составу горизонтов. Следовательно, в условиях большой мощности третичных отложений, на основании данных магниторазведки, нельзя подойти к выяснению структуры палеозойского фундамента, а в некоторых случаях, особенно на участках, где имеют широкое распространение излившиеся породы третичного и четвертичного возрастов—к выяснению структурных особенностей мезокайнозойской толщи.

6. Рассматривая физические свойства по рудным месторождениям, можно заключить, что для целей прямых поисков наиболее благоприятны руды колчеданных, магнетитовых, магнетит-гематитовых месторождений.

Руды большинства полиметаллических и медно-молибденовых месторождений характеризуются относительно низкой электропроводностью, практически мало отличающейся от вмещающих пород. Это обстоятельство резко ограничивает возможности электроразведки, по крайней мере, в форме метода сопротивлений для прямых поисков. С другой стороны, данные физических свойств свидетельствуют о целесообразности использования некоторых геофизических методов (магниторазведка, электропрофилирование и др.) для целей геологического картирования. При этом представляет интерес выделение рудовмещающих пород, контактовых зон, даек и других образований, к которым приурочено оруденение. Для проведения таких «косвенных поисков» благоприятны месторождения: Привольное, Мосес, Газма, Азатек, где с помощью магниторазведки (в некоторых случаях и электропрофилирования) возможно картирование рудовмещающих пород; Чибухли, Бабаджан, Каджаран, на которых целесообразно применение геофизических методов для прослеживания рудоконтролирующих даек; Гюмушхана—для картирования контактовой зоны, наиболее насыщенной оруденением и др.

## ГЛАВА III

### ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ И ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИСТОЛКОВАНИЕ

Сводная карта гравитационного поля составлена в редукции Буге со средней плотностью промежуточного слоя  $2,67 \text{ г/см}^3$  по материалам гравиметровых измерений, содержащимся в отчетах научных и производственных организаций.

Среднеквадратичная погрешность определения силы тяжести на опорных пунктах составляет  $\pm 0,4$  мгл, а на рядовых пунктах— $\pm 0,5$  мгл. Точность определения аномалий силы тяжести не ниже  $\pm 0,7$  мгл.

Нормальное поле вычислено по формуле Гельмерта 1901—1909 гг.

#### 1. О ПОПРАВКАХ ЗА РЕЛЬЕФ МЕСТНОСТИ

Анализ карты гравитационного поля и профилей в редукции Буге и Фая показал, что в горных областях рассматриваемой территории влияние рельефа превалирует над всеми другими влияниями: горные массивы, хребты и вершины в редукции Фая характеризуются положительными значениями аномалий силы тяжести, а равнинные районы и ущелья—отрицательными значениями аномалий силы тяжести; в редукции Буге горные районы характеризуются интенсивными отрицательными значениями, а межгорные впадины—менее интенсивными отрицательными значениями аномалий силы тяжести.

При вычислении поправок за рельеф местности мы пользовались топокартами масштаба 1:50000 с сечением горизонталей через 10 м, а также таблицами и номограммами, составленными П. П. Лукавченко (1951), которые обеспечивают высокую степень точности учета влияния рельефа, вполне соответствующего точности измерений силы тяжести современными гравиметрами.

После ряда испытаний была принята палетка с радиусом в 10 км, так как дальнейшее увеличение радиуса практически не изменяет полученные результаты, а расхождения в величинах поправки за рельеф, в зависимости от радиуса палетки, не превышают 0,3 мгл.

На основании проведенных методических работ и была составлена карта аномалий силы тяжести в редукции Буге с поправкой за рельеф местности, которая используется в настоящей работе при выявлении особенностей поля и его истолкования.

#### 2. О РАЗДЕЛЕНИИ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

Карта гравитационного поля рассматриваемой территории отражает сочетание интенсивного регионального поля-фона, обусловленного глубинным строением региона—неравномерным распределением воз-

мущающих масс на больших глубинах в земной коре и подкоровом слое, и местного поля, обусловленного геоструктурными элементами разного порядка, слагающими верхние части земной коры.

Особое значение имеет выделение по характеру гравитационного поля локальных структур в осадочной толще и выявление закономерностей их пространственного распределения на фоне региональных структурных элементов. Как известно, эта задача решается для конкретных геологических условий путем разделения аномального гравитационного поля, хотя это разделение носит в значительной мере относительный характер, ибо аномалии одинаковых масштабов могут рассматриваться в одних случаях как региональные, в других—как локальные.

Для решения этой задачи мы пользовались как графическими, так и аналитическими способами, но более эффективные результаты были получены путем использования аналитических методов, предложенных А. Н. Тихоновым и Ю. Д. Буланже (1945), Саксовым и Нигардом (1953).

После ряда испытаний была принята круговая палетка радиусом в 10 км в масштабе, одинаковом с масштабом гравиметрической карты. Она имеет 40 точек—пять concentрических кругов по восемь точек. Повороты палетки по азимуту, увеличение числа точек и радиуса практически не изменили полученные результаты. Расхождения в величинах средних значений силы тяжести не превышали 0,3—0,4 мгл. Так как выбор формы и радиуса палетки зависит, главным образом, от характера и глубины залегания аномальных масс, то применением круговой палетки радиусом в 10 км мы предположительно приняли сферическую форму залегания основных аномальных масс, центр тяжести которых находится на глубине от 2 до 3 км.

Карта региональных аномалий по методу А. Н. Тихонова и Ю. Д. Буланже строилась по осредненным значениям  $\Delta g$ , а карта локальных (местных) аномалий—по разностям значений  $\Delta g$  и осредненным.

Для вычисления остаточных аномалий мы пользовались способом, предложенным Саксовым и Нигардом, согласно которому остаточные аномалии силы тяжести в данной точке определялись как разность между средними аномалиями по двум concentрическим окружностям, центры которых находятся в данной точке, деленной на разность двух радиусов, т. е.

$$F(\Delta g) = \frac{\Delta g(r_1) - \Delta g(r_2)}{r_1 - r_2},$$

где:  $\Delta g(r_1)$  и  $\Delta g(r_2)$ —среднее значение силы тяжести на окружностях с радиусами  $r_1$  и  $r_2$ .

В нашем случае значения  $r_1$  и  $r_2$  были равны соответственно 1800 и 600 м. Вычисления  $F(\Delta g)$  производились по круговой палетке.

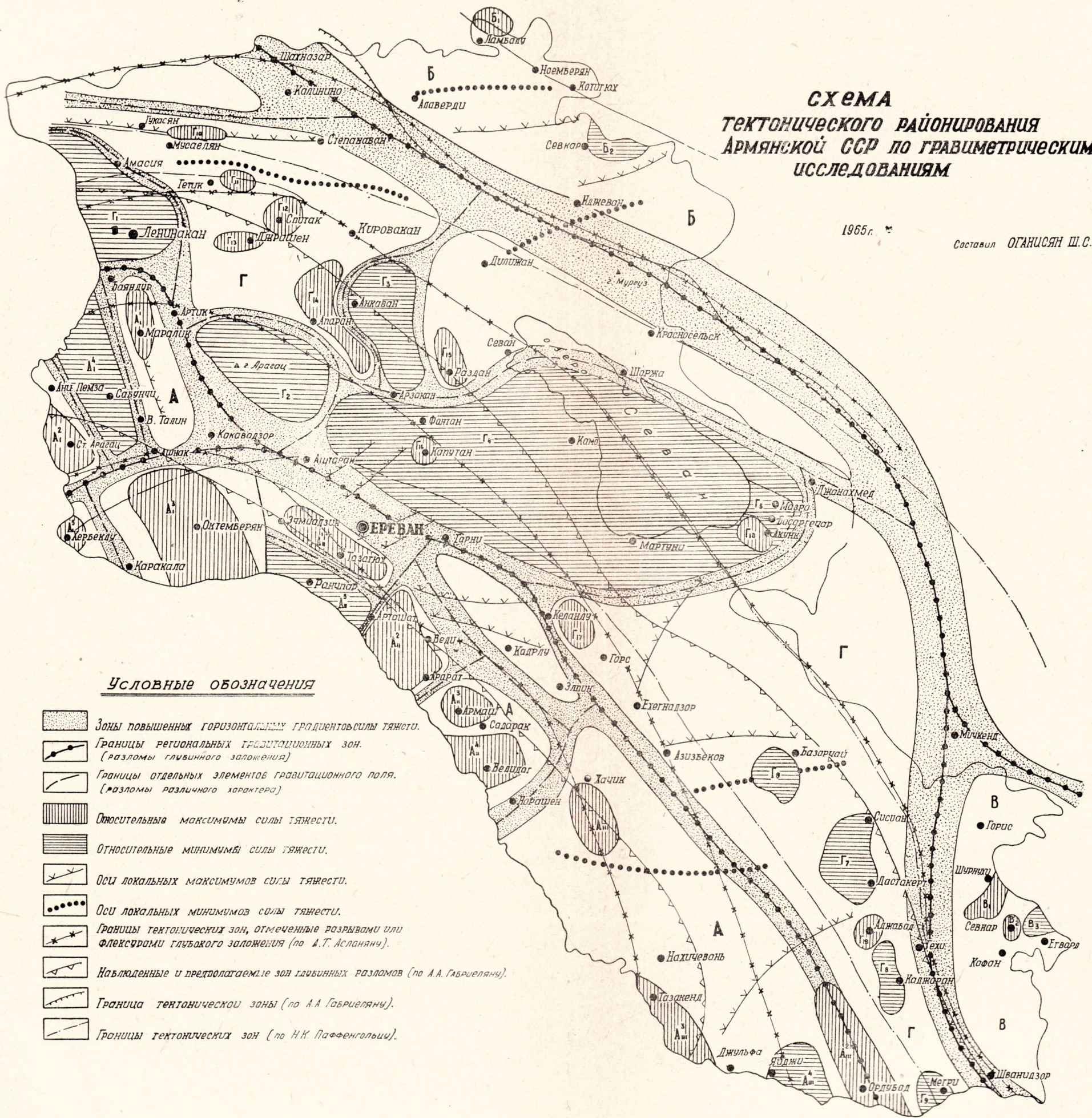
Следует отметить, что при переходе от кривых аномалий силы тяжести к кривым остаточных аномалий минимумам соответствуют максимумы  $F(\Delta g)$ , а максимумам—минимумы  $F(\Delta g)$ .

В результате сопоставления карты местного гравитационного поля и остаточных аномалий с исходными гравитационными картами было установлено, что после вычитания регионального фона отдельные искривления изолиний обратились в аномалии, оконтуренные замкну-












# СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ АРМЯНСКОЙ ССР ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ИССЛЕДОВАНИЯМ

1965 г.

Составил ОГАНИСЯН Ш.С.



## Условные обозначения

-  Зоны повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести.
-  Границы региональных гравитационных зон.  
(разломы глыбинного заложения)
-  Границы отдельных элементов гравитационного поля.  
(разломы различного характера)
-  Относительные максимумы силы тяжести.
-  Относительные минимумы силы тяжести.
-  Оси локальных максимумов силы тяжести.
-  Оси локальных минимумов силы тяжести.
-  Границы тектонических зон, отмеченные разрывами или  
флексурами глубокого заложения (по А.Т. Асланяну).
-  Наблюдаемые и предполагаемые зоны глубинных разломов (по А.А. Габриеляну).
-  Граница тектонической зоны (по А.А. Габриеляну).
-  Границы тектонических зон (по Н.К. Паффенгольцу).

тыми изолиниями, при этом простирание известных структур в осадочной толще совпадает с направлением локальных аномалий силы тяжести.

Для некоторых районов решалась прямая задача, а сопоставление кривой местной аномалии с вычисленной показало хорошее их совпадение, что указывает, вероятно, на правильность выбранного метода исключения регионального гравитационного фона.

Несмотря на ряд недостатков, которые должны учитываться при геологической интерпретации гравитационных данных, разделение полей целесообразно, так как соотношения между локальными аномалиями силы тяжести и известным геологическим строением на исследованной территории приобретают большую четкость по сравнению с обычными гравитационными картами (Оганисян, 1957).

### 3. ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

Гравитационное поле в редукции Буге на всей рассматриваемой территории характеризуется отрицательными значениями и зонами линейно-мозаичной формы различной интенсивности и ориентировки.

В региональном плане гравитационное поле характеризуется наличием нескольких зон относительных максимумов аномалий силы тяжести: а) Среднеараксинской, б) Алаверди-Иджеванской и в) Горис-Кафанской. Эти три зоны, соответствующие Араратской и Нахичеванской котловинам, центральной части Сомхето-Карабахского мегаантиклинория (Асланян, 1958) и Кафанскому сегменту (Габриелян, 1959), разделяются зоной обширного и интенсивного относительного минимума аномалий силы тяжести—зоной (г), охватывающей главнейшие возвышенности Армянского нагорья (фиг. 9) и совпадающей в границах своего развития со складчатой зоной Армении.

Перечисленные четыре региональные зоны существенно отличаются по интенсивности аномалий, их размерам, конфигурации, простиранию. Краткое описание этих зон дается ниже.

А. Среднеараксинская зона повышенных значений аномалий силы тяжести простирается от Ордубада на юго-востоке до села Баяндур на северо-западе на протяжении, в пределах государственных границ СССР, около 250 км при средней ширине—25 км. Северо-восточную границу зоны можно условно провести по линии Ордубад—Мартирос—Ереван—Аштарак—Артик—Баяндур вдоль региональной полосы больших градиентов силы тяжести. Юго-западная граница этой зоны расположена вне пределов государственной границы СССР на правом берегу реки Аракс, для которой мы не располагаем гравиметрическими данными.

Среднеараксинская зона максимума или зона повышенных значений аномалий силы тяжести не является однородной, в ней можно выделить три подзоны: Октемберьянскую, Центральную и Нахичеванскую, разделенные полосами повышенных градиентов силы тяжести второго порядка или «седловинами».

А<sub>1</sub>. Октемберьянская подзона выделяется прежде всего по характерному субмеридиональному простиранию и включает в себе совокупность относительных локальных максимумов и минимумов, разгра-

ниченных, как правило, узкими полосами относительно высоких градиентов\*.

В этой подзоне с севера на юг выделяются:

А<sub>I</sub><sup>1</sup>. Мараликский относительный максимум площадью около 90 кв. км с осью субмеридионального простиранья.

А<sub>I</sub><sup>2</sup>. Арагацкий относительный максимум площадью около 100 кв. км субмеридионального простиранья.

А<sub>I</sub><sup>3</sup>. Октемберянский обширный относительный максимум субмеридионального простиранья площадью около 400 кв. км. С запада, юго-запада он ограничен полосой относительно повышенных градиентов протяженностью 25 км при средней ширине 7 км. С севера он ограничен также полосой относительно высоких градиентов дугообразной формы между населенными пунктами Кармрашен и Воскеваз, протяженностью 30 км и шириной 5 км, и сочленяется на востоке с региональной полосой, а на западе—с Каракалинской полосой повышенных градиентов. С востока, северо-востока этот максимум ограничен так называемым Магкара-Зейтунским гравитационным «заливом» протяженностью 30 км при ширине до 10 км. Этот гравитационный «залив» является границей между Октемберянской и Центральной подзонами.

А<sub>I</sub><sup>4</sup>. Сабунчинский относительный минимум площадью 100 кв. км субмеридионального простиранья. Он расположен между Арагацким и Мараликским относительными максимумами. С востока, северо-востока ограничен Талинской полосой относительно повышенных градиентов протяженностью 40 км и шириной 5 км. Эта полоса сочленяется с Кармрашенской полосой в районе села Ашнак и с региональной полосой в районе села Баяндур. Сабунчинский минимум ограничен с запада, юго-запада Анипемзинской полосой повышенных градиентов протяженностью 30 км при средней ширине 5 км.

А<sub>I</sub><sup>5</sup>. Хербеклинский, небольшой по площади и интенсивности относительный минимум площадью 30 кв. км (в пределах территории Армянской ССР) расположен на стыке рек Аракс и Ахурян.

АII. Центральная подзона характеризуется интенсивными повышенными значениями аномалий силы тяжести, преимущественно общекавказского и субширотного простиранья. Границами относительных максимумов и минимумов являются полосы относительно высоких горизонтальных градиентов.

С северо-запада на юго-восток в этой подзоне выделяются:

АII<sup>1</sup>. Тазагюхский относительный максимум с осью общекавказского простиранья. Общая площадь максимума равна 200 кв. км. Он ограничен с северо-востока региональной полосой повышенных градиентов, а с юго-запада Масисской полосой больших градиентов протяженностью 30 км. Последняя сочленяется на юго-востоке с Арташатской полосой высоких градиентов, а на северо-западе—Маркара-Зейвинским гравитационным «заливом».

АII<sup>2</sup>. Вединский относительный максимум площадью около 300 кв. км. Простиранье максимума определить трудно, так как его значительная часть расположена на правом берегу р. Аракс. Максимум ограничен с северо-востока региональной полосой, с юго-востока—Аратской и с северо-запада—Арташатской полосой повышенных гра-

\* Октемберянская подзона, возможно, составляет часть самостоятельной, региональной, субмеридиональной Октемберян-Ленинаканской зоны.

диентов силы тяжести. Протяженность Араратской полосы небольшая, всего 15 км, а ширина 5 км. Арташатская полоса повышенных градиентов протягивается с юго-запада на северо-восток на протяжении 20 км при средней ширине 4 км.

$A_{II}^3$ . Армашский относительный максимум площадью около 100 кв. км. Простирается максимум широтное.

$A_{II}^4$ . Велидагский относительный максимум площадью (в пределах территории Нахичеванской АССР) около 200 кв. км. Простирается максимум также широтное.

Армашский и Велидагский относительные максимумы ограничены с северо-востока региональной полосой повышенных градиентов силы тяжести, с северо-запада—Араратской полосой, а с юго-запада—Норашенской полосой повышенных градиентов. Последняя одновременно является границей между Центральной и Нахичеванской подзонами.

$A_{II}^5$ . Ранчпарский минимум расположен к юго-западу от Тазагюхского максимума, за Масисской полосой повышенных градиентов площадью (в пределах территории Армянской ССР) 75 кв. км.

Простирается Ранчпарского минимума северо-запад—юго-восточное. Тазагюхский максимум и ранчпарский минимум разграничены полосой повышенных градиентов силы тяжести.

$A_{III}$ . Нахичеванская подзона представляет собой сравнительно однородную зону с небольшими осложнениями, где нарушается параллельность отдельных изоаномал силы тяжести.

Для этой зоны характерно региональное уменьшение силы тяжести в северо-восточном направлении в среднем на 2 мгл/км.

В пределах этой подзоны расположены:

$A_{III}^1$ . Хачикский относительный максимум с осью, проходящей с юго-востока на северо-запад, площадь его около 100 кв. км.

$A_{III}^2$ . Ордубадский относительный максимум площадью около 300 кв. км общекавказского простираения.

$A_{III}^3$ . Тазакендский максимум площадью 150 кв. км общекавказского простираения.

$A_{III}^4$ . Лейджинский неинтенсивный минимум площадью порядка 150 кв. км меридионального простираения.

Б. Алаверди-Иджеванская зона максимума, или зона повышенных значений аномалий силы тяжести, охватывает небольшую северо-восточную часть территории Армянской ССР и характеризуется монотонным нарастанием аномалий силы тяжести в северо-восточном направлении. Отличительной чертой этой зоны является линейная вытянутость аномалий силы тяжести общекавказского простираения.

Алаверди-Иджеванская зона максимума представляет собою однородную зону с небольшими осложнениями в ее периферических частях, где нарушается параллельность отдельных изоаномал силы тяжести.

Убывание интенсивности аномалий силы тяжести в пределах этой зоны составляет в среднем 2 мгл/км, а местами доходит до 5 мгл/км.

В этой зоне выделяются:

$B_1$ . Ламбалинский относительный максимум площадью 40 кв. км общекавказского простираения.

$B_2$ . Севкарский минимум площадью 60 кв. км (в пределах территории Армянской ССР). Он ограничен с юго-запада, северо-запада и

северо-востока полосами относительно повышенных градиентов силы тяжести.

Кроме вышеуказанных элементов гравитационного поля, в пределах Алаверди-Иджеванской зоны наблюдается локальный минимум с осью, проходящей по линии Алаверди—Ахтала—Котигех протяженностью 45 км широтного простирания.

В. Горис-Кафанская зона максимума, или повышенных значений аномалии силы тяжести, находится в юго-восточной части рассматриваемой территории, в области так называемого Кафанского сегмента (Габриелян, 1959). Западная граница зоны проходит через населенные пункты: Шванидзор—Гехи—западнее Гориса протяженностью 100 км. Зона этого максимума характеризуется нарастанием аномалий силы тяжести в восточном направлении со средним градиентом 2 мгл/км. Простирание зоны меридиональное.

Характер изменения гравитационного поля и направление изоаномал силы тяжести дают возможность предполагать, что Горис-Кафанская зона повышенных значений силы тяжести является продолжением Алаверди-Иджеванской зоны повышенных значений.

На общем фоне регионального гравитационного поля на смену линейно-протяженным аномалиям приходит другой тип аномалий, так называемый мозаичный, представленный часто замкнутыми изоаномалами изометрической формы при неправильных очертаниях.

Эти элементы гравитационного поля представлены в виде локальных максимумов и минимумов, распространяющихся на небольших площадях и имеющих малую интенсивность. К таким аномалиям относятся:

В<sub>1</sub>. Шурнухский относительный максимум (субмеридионального простирания) площадью около 50 кв. км.

В<sub>2</sub>. Севкарский относительный максимум площадью 20 кв. км (меридионального простирания).

В<sub>3</sub>. Егвардский относительный минимум площадью 30 кв. км.

Вышеуказанные элементы гравитационного поля окаймлены с запада и северо-запада полосами повышенных градиентов силы тяжести.

Г. Центральная зона пониженных значений аномалий силы тяжести или зона центрального минимума, охватывающая горные сооружения и межгорные впадины Армянского нагорья, простирается от Мегри на юго-востоке до Ленинакана на северо-западе протяженностью около 320 км при средней ширине 60 км. Ее северо-восточную границу можно условно провести по линии Шахназар—г. Мургуз, восточную границу Шванидзор—Гехи—западнее Гориса. Юго-западная граница зоны в значительной мере находится в пределах территории Нахичеванской АССР при плавном увеличении силы тяжести от оси минимума к юго-западу, где гравитационное поле осложняется локальными аномалиями и рядом изгибов изоаномал. Значительная часть юго-западной границы находится в пределах территории Армянской ССР и протягивается по линии Мартирос—Элпин—Ереван—Аштарак—Баяндур.

Характерным для этой зоны является региональное убывание значения силы тяжести с юго-запада и северо-востока к осевой части минимума. Более интенсивными отрицательными аномалиями характеризуется центральная часть исследованной территории и Ленинаканская котловина, т. е. этим участкам земной коры соответствуют региональные гравитационные минимумы, приуроченные к высокогорным

районам (массив г. Арагац, Гегамский и Варденисский хребты) и межгорным впадинам (оз. Севан, Фонтанский район, Ленинанканская котловина).

Простираание изоаномал силы тяжести центрального минимума в основном общекавказское, т. е. северо-запад—юго-восточное, но на общем региональном фоне появляются мозаичной формы аномалии, в значительной степени меняющие облик линейного типа регионального минимума.

В пределах зоны Центрального минимума выделяются локальные аномалии в виде относительных максимумов и минимумов, разделяющихся друг от друга узкими полосами относительно высоких градиентов или «седловинами».

Наиболее существенными элементами гравитационного поля зоны Центрального минимума являются (с северо-запада на юго-восток):

Г<sub>1</sub>. Ленинанканский минимум, охватывающий большую часть Ширакской котловины площадью около 500 кв. км. Простираание минимума определить трудно, так как его значительная часть расположена на правом берегу р. Ахурян. В пределах территории Армянской ССР он ограничен полосой относительно высоких градиентов дугообразной формы протяженностью 80 км при средней ширине 7 км.

К северо-востоку от Ленинанканского минимума за полосой повышенных градиентов расположены разно ориентированные—Мусаелянский, Гетикский, Спитакский и Джрашенский относительные максимумы.

Г<sub>2</sub>. Арагацкий минимум площадью 250 кв. км протягивается с запада на восток. Осевая часть Арагацкого минимума несколько смещена к северо-западу относительно вершины г. Арагац. Следует, однако, отметить, что сводовая часть г. Арагац почти не покрыта гравиметрической съемкой.

Арагацкий минимум окаймлен полосой высоких градиентов кольцеобразной формы общей протяженностью 100 км и шириной от 5 до 10 км.

Г<sub>3</sub>. Анкаванский минимум—площадь 250 кв. км с простираанием, совпадающим с направлением Кавказской складчатой зоны.

Г<sub>4</sub>. Фонтанский обширный минимум площадью около 2500 кв. км является наиболее важным и в то же время достаточно полно выявленным элементом гравитационного поля центрального минимума. Простираание минимума субширотное.

Фонтанский минимум ограничен с севера Арзаганской полосой повышенных градиентов, которая в районе Раздана разветвляется на две части: одна—простирается на северо-восток и сочленяется с Севанской полосой в районе села Цовагюх, другая—простирается в близширотном направлении и протягивается до оз. Севан, где она, возможно, сочленяется с Камо-Мартунинской полосой в пределах оз. Севан. С юго-запада он окаймлен региональной полосой, а с востока—Камо-Мартунинской полосой высоких градиентов.

Г<sub>5</sub>. Басаргечарский минимум, охватывающий всю Мазринскую котловину, занимает площадь около 120 кв. км. Ось минимума протягивается с востока на запад.

Г<sub>6</sub>. Базарчайский минимум площадью 150 кв. км. К северу от этого минимума протягивается относительный локальный максимум, который является продолжением Велидагского относительного максимума и в пределах полосы повышенных градиентов теряет свою четкость и направленность.

Г<sub>7</sub>. Сисиан-Дастакертский минимум площадью 300 кв. км меридионального простирання.

Г<sub>8</sub>. Каджаранский минимум площадью 150 кв. км меридионального простирання.

Г<sub>9</sub>. Мегринский минимум площадью 100 кв. км с осью, имеющей субмеридиональное простирание.

Г<sub>10</sub>. Мусаелянский относительный максимум площадью 40 кв. км широтного простирання ограничен с севера Гукасянской полосой высоких градиентов протяженностью 50 км. Она на западе сочленяется с региональной полосой, а на востоке—Шахназар-Мургузской региональной полосой и протягивается на восток до сел. Котигюх. Максимум с юга также ограничен полосой относительно высоких градиентов, сочленяясь на западе и на востоке с соответствующими полосами повышенных градиентов.

Г<sub>11</sub>. Гетикский относительный максимум площадью 30 кв. км.

Г<sub>12</sub>. Спитакский относительный максимум площадью 40 кв. км.

Г<sub>13</sub>. Джрашенский относительный максимум площадью 25 кв. км.

Г<sub>14</sub>. Апаранский относительный максимум расположен между Анкаванским и Арагацским минимумами с осью, проходящей с юго-востока на северо-запад и совпадающей с общим простиранием гравитационного поля региона. Общая площадь Апаранского максимума составляет 200 кв. км. Как Анкаванский минимум, так и Апаранский относительный максимум ограничены со всех сторон узкими полосами относительно высоких градиентов силы тяжести.

Г<sub>15</sub>. К северу от Фонтанского минимума, за полосой повышенных градиентов, расположен Разданский относительный максимум площадью 70 кв. км субмеридионального простирання и Севанский относительный максимум площадью 20 кв. км.

Г<sub>16</sub>. К юго-востоку от Фонтанского минимума расположен Капутанский относительный максимум площадью 60 кв. км.

Г<sub>17</sub>. К северу от широты Кадрлу—Горс на стыке полос повышенных градиентов расположен относительный максимум площадью около 70 кв. км меридионального простирання.

Г<sub>18</sub>. К югу от Басаргечарского гравитационного минимума расположен Акунский относительный максимум площадью 50 кв. км.

Г<sub>19</sub>. Между Сисиан-Дастакертским и Каджаранским минимумами расположен небольшой по площади (30 кв. км) относительный максимум.

Вышеуказанные региональные зоны разделяются между собой полосами относительно повышенных горизонтальных градиентов, протяженностью в несколько десятков и даже сотен километров, отражая границы между различными структурными элементами.

Баяндур-Артик-Ереван-Ордубадская полоса повышенных градиентов протяженностью около 300 км находится между зонами Среднеараксинского относительного максимума и Центрального минимума. Вдоль указанной полосы наблюдается значительная гравитационная ступень, в пределах которой горизонтальные градиенты силы тяжести достигают 6 мгл/км. Ширина полосы колеблется от 5 до 15 км.

На участке Баяндур—Артик полоса имеет широтное простирание. Она на участке Артик—Какавадзор приобретает субмеридиональное направление, а затем—общекавказское.

В районе села Гарии полоса градиентов разветвляется на две ветви: первая—шириной 7 км со средним градиентом 4 мгл/км простира-

ется на восток, другая—протягивается до села Элпин при средней ширине 7 км со средним градиентом 3 мгл/км. На участке Элпин—Орду-бад полоса градиентов осложняется локальными аномалиями и рядом изгибов изоаномалий. Средний градиент на этом участке небольшой и составляет 1 мгл/км.

Шахназар-Мургузская полоса относительно повышенных градиентов с осью общекавказского простирания протяженностью до 120 км, при средней ширине 25 км, является границей между зонами Центрального минимума и Алаверди-Иджеванского относительного максимума. Вдоль этой полосы наблюдается интенсивный «уступ», в пределах которого градиенты силы тяжести имеют различные величины.

В районе гор. Дилижана полоса градиентов разветвляется на две части: первая (основная) часть полосы, не меняя прежнего направления, простирается на северо-восток, другая приобретает сперва меридиональное направление протяженностью 10 км при ширине 50 км со средним градиентом 3 мгл/км, а затем снова приобретает общекавказское направление и, параллельно первой, протягивается вдоль северного берега оз. Севан на расстоянии 100 км (в пределах территории Армянской ССР).

Шванидзор-Горисская полоса больших градиентов является границей Горис-Кафанского относительного максимума и Центрального минимума. Ось этой полосы имеет дугообразную форму близ меридионального направления. На участке Шванидзор—Банк протяженностью 20 км она простирается с юго-востока на северо-запад при средней ширине 7 км со средним градиентом 3,5 мгл/км. От села Банк до широты Дастакерт—Шурнух ось полосы приобретает меридиональное простирание протяженностью 40 км при ширине от 10 до 20 км. Средний градиент на этом участке равен 3 мгл/км. В дальнейшем ось протягивается в юго-запад—северо-восточном направлении. Ширина полосы на этом участке сильно расширяется и достигает до 30 км, средний градиент, наоборот, уменьшается до 1,5 мгл/км.

#### 4. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИСТОЛКОВАНИЕ АНОМАЛЬНОГО ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

При описании гравитационного поля отмечалось, что оно на всей рассматриваемой территории характеризуется отрицательными значениями аномалий силы тяжести, объяснить которые для горных областей является весьма сложным вопросом. Существуют разные мнения о причинах, вызывающих отрицательные аномалии.

Здесь мы не будем останавливаться на обзоре литературы по этому вопросу и сошлемся лишь на опубликованные работы (Оганисян, 1958, 1966).

Анализируя возможные причины развития региональных отрицательных аномалий силы тяжести, мы приходим к выводу, что главнейшими факторами, обуславливающими отрицательные аномалии силы тяжести на рассматриваемой территории, являются или увеличение мощности гранитного слоя, следовательно, менее плотного слоя по сравнению с базальтовым и перидотитовым слоями, или процессы, происходящие в подкоровом слое и приводящие к разуплотнению вещества в зонах поднятия. Такая неопределенность обусловлена тем, что данные о мощности и структуре земной коры в пределах Армении еще недостаточно подкреплены фактическими материалами и высказанные предположения являются гипотезой.

В дальнейшем затронутый вопрос может быть выяснен при специальных комплексных гравиметрических и сейсмометрических (глубинных сейсмических зондированиях) исследованиях по отдельным профилям вкрест простираивая геотектонических зон. Это позволит обоснованно подойти к решению вопроса о природе наблюдаемых гравитационных аномалий рассматриваемой территории.

Перейдем к геологическому истолкованию гравитационного поля по отдельным зонам.

### СРЕДНЕАРАКСИНСКАЯ ЗОНА

В пределах Среднеараксинской зоны относительного максимума палеозойские породы обнажаются в ядре Садаракской брахиантиклинали, в массивах гг. Велидаг и Дагна, а также в пределах бассейна р. Веди и на Урцском хребте. С обнажениями палеозоя в этих районах, являющимися поперечными поднятиями каледонского субстрата, пространственно связаны Велидагский, Армашский и Вединский относительные максимумы.

Садаракская мульда, находящаяся между Армашским и Велидагским относительными максимумами и заполненная мезокайнозойскими отложениями, характеризуется относительным минимумом силы тяжести. Сопоставление расчетных данных с наблюдаемыми величинами силы тяжести показывает, что основная роль в формировании относительного минимума в районе Садарака принадлежит рельефу палеозойского фундамента. При избыточной плотности между палеозойскими и перекрывающими породами— $0,2 \text{ г/см}^3$ , глубина залегания палеозоя составляет около 1,5 км.

Погружение пород палеозоя в направлении к Арташату, под толщу более молодых отложений, характеризуется убыванием аномалий силы тяжести, а высокий градиент убывания указывает на относительно крутое погружение поверхности палеозоя, сопровождающееся увеличением мощности менее плотных пород кайнозойских и мезозойских отложений. Не исключена возможность, что такое крутое погружение происходит по дизъюнктивному нарушению сбросового типа субмеридионального направления. Если принять среднюю разность плотностей между породами палеозоя и перекрывающими их отложениями равной  $0,2 \text{ г/см}^3$ , то погружение первых под вторые составит в районе Арташата 4 км. Гравиметрические данные о погружении палеозойских отложений в районе Арташата на такую глубину находят некоторое подтверждение в данных бурения, проведенного в связи с изучением геологического разреза этого района. Скважина, расположенная в районе Арташата, прошла 500 м в современных отложениях, 1300 м в третичных отложениях, (1000 м—Зангинская толща, 150 м—гипсоносно-соленосная толща и 150 м—пестроцветная толща), 130 м в палеоцене и 600 м в отложениях мелового возраста. Не исключена возможность, что мощность вулканогенно-осадочной фации мела колеблется в пределах 1500—2000 м.

К юго-западу от Арташата, в направлении Хорвираба, мощность мезозойских отложений резко уменьшается до нуля. Выпадают из разреза кайнозойские отложения мощностью в 2 км и, вероятно, меловые отложения мощностью в 2 км. В этом же районе в субмеридиональном направлении протягивается полоса повышенных градиентов силы тяжести, которая, по-видимому, является границей между двумя блоками. (Таким образом, существует тесная связь между

полосой повышенных градиентов и зоной уменьшения мощности мезокайнозойских отложений). По данным гравиметрии с учетом материалов бурения следует, что послепалеозойские отложения, имеющие в Арташате мощность 4 км, в районе Хорвираба отсутствуют. Можно предполагать, что в этих районах имели место интенсивные вертикальные движения, которые привели к резкому уменьшению мощности мезокайнозойских отложений. Об этом свидетельствует полоса высоких градиентов силы тяжести, отражая разлом в палеозойском субстрате.

За Арташатской полосой повышенных градиентов силы тяжести, в центральной части Среднеараксинской зоны фундаментом являются метаморфические сланцы эопалеозоя, вскрытые на глубине 520 м в селе Тазагюх (к югу от Еревана). В остальных районах центральной части кристаллический фундамент залегает глубже, чем на Тазагюхском своде, и до настоящего времени вскрыт лишь в двух пунктах: в районе с. Паракар на глубине 1050 м и в районе сов. Звартноц на глубине 970 м. В этих районах над фундаментом непосредственно залегают маломощные отложения третичного возраста, и из разреза выпадают палеозойские отложения.

Выявленный в центральной части Среднеараксинской зоны Тазагюхский относительный максимум, имеющий северо-запад—юго-восточное простирание, тесно связан с поднятием плотных метаморфических пород эопалеозоя.

Убывание интенсивности аномалии к северо-востоку и юго-западу от Тазагюхского максимума является следствием погружения на значительную глубину поверхности кристаллического фундамента и накопления мощных толщ менее плотных осадочных отложений, включая и соленосную толщу. Переход от Тазагюхского максимума к Ранчпарскому относительному минимуму на юго-западе сопровождается большими градиентами силы тяжести, что свидетельствует о резком погружении фундамента в этом направлении и пространственно совпадает с зоной повышенных градиентов изменения мощности третичных отложений. Скважина, расположенная на юго-западном крыле максимума в районе с. Неджрлу, под современными озерно-речными отложениями вскрыла соленосную толщу на глубине 300 м и пестроцветную толщу на глубине 1660 м, породы палеоцена—2500 м. Забой этой скважины находится в интрузивных породах основного состава на глубине 2900 м. Другая скважина, расположенная ближе к центру Ранчпарского минимума на расстоянии 4 км к югу от ст. Масис, под валунно-галечными отложениями вскрыла зангинскую толщу на глубине 230 м, соленосную—на глубине 375 м, пестроцветную—1670 м, породы палеоцена—2410 м и на глубине 2610 м вскрыла породы мела. Забой этой скважины находится в породах мелового возраста на глубине 2830 м.

На основании изучения плотности горных пород, слагающих геологический разрез Тазагюх-Ранчпарского района, можно принять, что избыточная плотность пород верхнетретичной системы (неоген) по сравнению с плотностью пород палеозойского кристаллического фундамента составляет порядка  $0,4 \text{ г/см}^3$ , палеогена— $0,2 \text{ г/см}^3$ , а породы вулканогенно-осадочной фации мела— $0,1 \text{ г/см}^3$ . Исходя из этого и учитывая гравиметрические и геологические данные, можно предполагать, что мощность осадочного чехла в пределах Ранчпарского гравитационного минимума составляет порядка 5000 м, причем мощность неогеновых отложений, вскрытых буровыми скважинами, 2400 м, а мощность меловых отложений, по всей вероятности, 2600 м.

В районе Ранчпарского минимума результаты гравиметрических

исследований хорошо согласуются с данными электроразведки: по данным ВЭЗ, в этом районе выделяется один опорный электрический горизонт высокого электрического сопротивления, залегающий в районе с. Ранчпар на глубине 4500 м и, по всей вероятности, относящийся к поверхности эопалеозоя.

Переход на СВ от Тазагюхского максимума к Фонтан-Спитаксарскому минимуму также сопровождается большими градиентами силы тяжести, отражающими погружение кристаллического фундамента. Эта зона повышенных градиентов является и зоной наиболее резкого изменения геологических условий, так как северо-восточнее этой границы распространены мощные толщи кайнозойских отложений Котайкского района. Эта зона больших градиентов обусловлена Ереванским глубинным разломом—границей двух крупных тектонических комплексов Малого Кавказа: среднеараксинского на юго-западе и армянского—на северо-востоке (Асланян, 1958).

Различие в мощностях третичных отложений по обе стороны от разлома составляет, вероятно, около 5000 м на расстоянии нескольких километров. В среднеараксинской зоне эоценовые отложения по мощности в 10 раз меньше, чем в Армянской зоне, олигоценые—в 5 раз, миоценовые—в 6 раз. Кроме того, к зоне этого разлома приурочены интрузии габбро-перидотитовой формации, обнажающиеся в бассейнах рек Веди и Джагри-чай, относящиеся к турон-коньякскому возрасту, а также ряд субвулканических интрузий миоценового возраста и большое количество минеральных источников, откладывающих большие массы травертина (Асланян, 1958).

Таким образом, особенностью геологического строения в районе Тазагюхского относительного максимума является резкое выклинивание кайнозойских и мезозойских отложений в осевой зоне максимума и резкое увеличение таковых на северо-востоке и юго-западе, сопровождающиеся резким погружением пород эопалеозойского кристаллического фундамента на периферии максимума. Тазагюхский максимум соответствует приподнятому блоку фундамента типа горста, который разделяет Ранчпарский и Аванский соленосные бассейны.

Количественные расчеты, выполненные по кривой силы тяжести, показывают, что наблюдаемый на Тазагюхском участке гравитационный эффект полностью объясняется гипсометрией поверхности эопалеозойского кристаллического фундамента, который имеет несколько асимметричный характер, что выражается в относительно повышенных средних градиентах к юго-западу от осевой линии этого максимума (фиг. 10).

В Нахичеванском сегменте (фиг. 10) Среднеараксинской зоны фундамент сложен догерцинским метаморфическим комплексом, на котором залегают осадочные отложения раннегерцинских структурных этажей.

В Нахичеванском сегменте выделяются следующие плотностные границы: кровля эоцена, кровля мела и поверхности догерцинского метаморфического комплекса. Однако, как показывают расчеты, решающее влияние на формирование гравитационного поля оказывает все-таки рельеф поверхности догерцинского метаморфического фундамента, хотя здесь пока не известны выходы этих пород. Отрицательные значения аномалий силы тяжести увеличиваются с юго-запада на северо-восток и в этом же направлении увеличивается мощность осадочных отложений, которая оценивается, примерно, в 5 км.

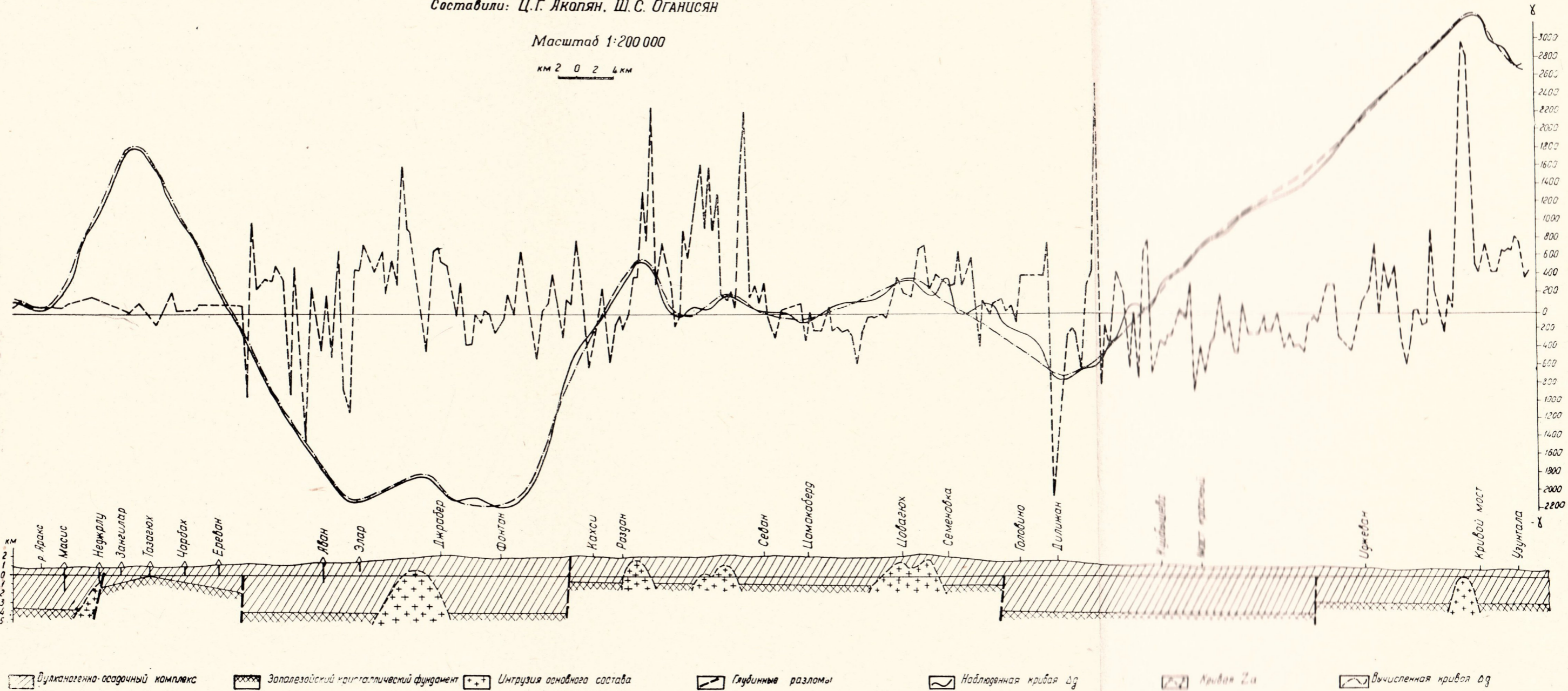
Исходя из наблюдаемых значений аномалий силы тяжести и распределения плотности пород, можно предположить, что относитель-

# Схематический геолого-геофизический разрез по профилю р. Яракс - г. Ереван - г. Дилижан - с. Узунтала

Составили: Ц.Г. Якобян, Ш.С. Оганисян

Масштаб 1:200 000

км 2 0 2 4 км



Фиг. 10.

ный максимум в районе Ордубада обусловлен интрузией пород кислого и среднего состава, в пределах Ордубадского неогенового прогиба. Мощность неогеновых отложений в прогибе равна 1,5 км, а средняя плотность—2,4 г/см<sup>3</sup>. Кислые и средние интрузивные породы, представленные граносиенитами, сиенит-порфирами и их разностями, характеризуются по отношению к неогеновым породам повышенной плотностью (2,65 г/см<sup>3</sup>). Избыточная плотность составляет 0,25 г/см<sup>3</sup>, которая может обусловить наблюдаемые аномалии. Относительный минимум силы тяжести, расположенный западнее Ордубадского максимума в районе с. Лейджи, объясняется синклинальным прогибом, заполненным третичными, следовательно, неплотными породами.

Таким образом, имеющийся гравиметрический материал свидетельствует о достаточном соответствии наблюдаемых аномалий силы тяжести тектоническому строению палеозойского и эопалеозойского фундамента Центральной и Нахичеванской подзон. Гравитационный эффект связан с рельефом поверхности палеозойского и эопалеозойского фундамента. Относительные максимумы отображают положительные структурные элементы фундамента, а относительные минимумы—впадины.

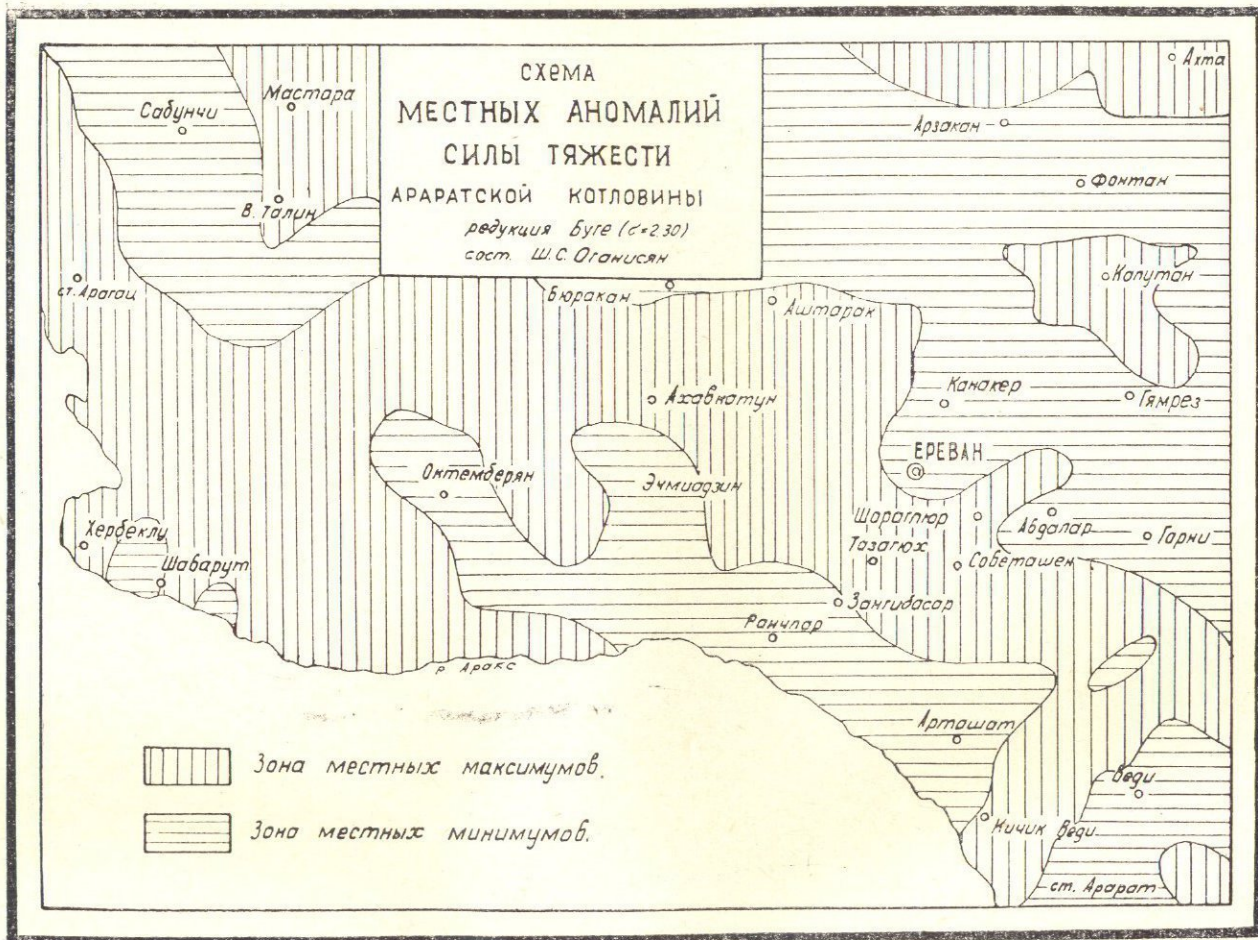
Общий вывод, который можно сделать для этих районов на основании анализа гравитационного поля, материалов бурения, а также выполненных расчетов сводится к тому, что фундамент состоит из отдельных блоков с различной глубиной залегания. Эти блоки представляют главные тектонические элементы, которые оказывали влияние на строение осадочного покрова. Границами блоков фундамента являются разломы, которые отражаются в форме гравитационных ступеней и совпадают с контурами главных тектонических элементов.

По сравнению с центральной частью среднеараксинской зоны в Октемберянском районе эопалеозойский кристаллический фундамент залегает на глубине более 3 км, так как самая глубокая скважина (№ 4, Лукашин) на глубине около 2,9 км вскрыла лишь пестроцветную толщу миоцена. Лукашинский прогиб второго порядка на общей гравиметрической карте отражается нечетко и находится в пределах Октемберянского обширного максимума. На гравиметрической карте, со снятием регионального фона, этот прогиб находит свое отражение в виде локального минимума (фиг. 11).

Большинство пробуренных скважин в Октемберянском районе, и в том числе опорная скважина, расположены в пределах полосы больших градиентов силы тяжести, где опорный горизонт—допалеозойский кристаллический фундамент резко погружается на большую глубину.

Поскольку большая часть Октемберянского района покрыта современными отложениями, лавами и туфами четвертичного возраста, маскирующих структуру погребенных под ними третичных и более древних отложений, большое значение для геологического истолкования гравитационных аномалий приобретают результаты пробуренных скважин, расположенных в пределах максимума и к юго-западу и северо-востоку от него.

К западу от Тазагюхского максимума мощность осадочных отложений увеличивается. Скважина № 8 (Зейва) после покровных базальтов вскрыла Зангинскую толщу (сармат) на глубине 360 м, солонсно-гипсоносную толщу—890 м, пестроцветную толщу—1570 м, породы мезозоя—2210 м. Забой этой скважины находится на глубине 2240 м в породах мезозоя. Однако в этом же направлении нарастают значенные отрицательные аномалии. При избыточной плотности 0,25 г/см<sup>3</sup>



Фиг. 11. Карта местных аномалий силы тяжести Араратской котловины.

глубина залегания пород, создающих наблюдаемый гравитационный эффект в районе скв. № 8 составит 2600 м. К юго-западу и западу от линии скважин 3 и 8 осадочные отложения моноклинально погружаются, а значения отрицательных аномалий силы тяжести уменьшаются, т. е. наблюдается обратная зависимость между мощностями осадочных отложений и значениями силы тяжести. Для того чтобы при разности плотностей  $0,25 \text{ г/см}^3$  объяснить наличие таких колебаний аномалий, нужно было предположить погружение эопалеозойского кристаллического фундамента в пределах Октемберянского относительного максимума под менее плотные мезокайнозойские породы, достигающие мощности 1000 м, что, по-видимому, невозможно.

Действительно, скважина № 4, расположенная в пределах максимума в совхозе им. Лукашина, вскрыла пестроцветную толщу на глубине 2600 м и забой скважины находится в породах этой толщи на глубине 2900 м. Другая скважина, расположенная в районе Герань-совхоза, вскрыла пестроцветную толщу на глубине 2000 м.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что величина аномалий силы тяжести находится в противоречии с поверхностной геологией. Тогда возникает вопрос, какие геологические причины могут обусловить выявленный здесь характер гравитационного поля. В настоящий момент, при скудости фактического материала, мы еще не можем дать определенное геологическое истолкование этого явления, и поэтому наши суждения носят в значительной степени характер гипотезы. Можно предположить, что фундамент в районе Октемберянского максимума сложен менее плотными породами, свойственными более кислым породам, соответствующим формациям древних гранитоидов, чем фундамент в районе Тазагюхского максимума, который сложен более уплотненными породами.

По-видимому, по разлому, соответствующему Маркара-Зейвинскому гравитационному «залливу», который является границей между Октемберянской и Тазагюхской подзонами, происходит уменьшение плотности пород фундамента в западном направлении. Следует отметить, что основное направление Октемберянского относительного максимума субмеридиональное, а направление основных структурных отложений, выявленных по результатам бурения,—близширотное. Но, как уже отмечалось, близширотное простираие имеет также полоса повышенных градиентов силы тяжести, в пределах которой расположены эти третичные структурные элементы. Такое явление, на наш взгляд, объясняется тем, что в третичный период развитие района, когда уже была сформирована субмеридиональная структура фундамента, имели место интенсивные тектонические движения близширотного направления. С полосой повышенных градиентов силы тяжести связаны близширотные движения и формирование третичных структур.

Что касается Алагезского и Мараликского относительных максимумов и расположенного между ними Сабунчинского относительного минимума среднеараксинской зоны, можно утверждать, что основным фактором, обуславливающим характер гравитационного поля этого района, является глыбовое строение допалеозойского фундамента, о чем свидетельствуют полосы повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести, окаймляющие относительные максимумы и минимумы.

В полосах повышенных градиентов силы тяжести, соответствующих разломам, по-видимому, имеются резкие плотностные и петрографические неоднородности внутри фундамента, что связано с внедрением

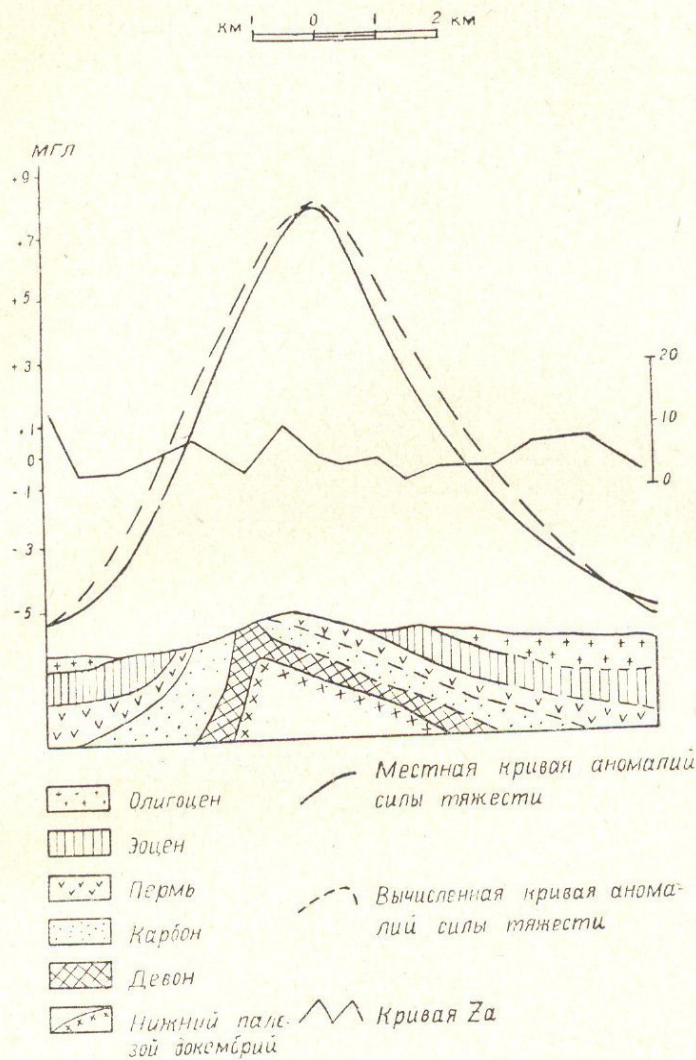
в верхнюю часть кристаллической толщи по расколам менее плотных интрузивных пород. Действительно, скважина, расположенная на ст. Ани в пределах полосы больших градиентов силы тяжести, вскрыла на глубине 700 м интрузивные породы гранодиоритового состава. Забой этой скважины находится в этих породах на глубине 850 м. Другая скважина (№ 5-р), расположенная к юго-западу от Октемберянского относительного максимума в пределах полосы интенсивных градиентов силы тяжести, вскрыла на глубине 1300 м дайки гранодиоритового состава мощностью 35 м. Средняя плотность пород гранодиоритов по 15 определениям составляет  $2,56 \text{ г/см}^3$ , т. е. на  $0,16 \text{ г/см}^3$  меньше средней плотности пород, слагающих допалеозойский кристаллический фундамент центральной части Среднеараксинской зоны максимума.

Таким образом, характер гравитационного поля свидетельствует о сложном блоковом строении фундамента прогибов, выполненных мощной толщей осадочных отложений, среди которых широкое развитие имеют меловые и верхнетретичные отложения, включая и соленосные отложения миоцена. Вскрытая мощность миоцена, представленная чистой солью, нередко превышает 1300 м, однако соляные структуры не нашли своего отражения в гравитационном поле исследованной территории. Это обусловлено отсутствием плотностных границ между соленосными и вмещающими отложениями.

На фоне регионального гравитационного поля Араратской котловины и сопредельных районов представляется возможным выделить характерные локальные аномальные зоны и установить их связь с геологическим строением. Известные локальные антиклинальные структуры, сложенные породами палеозоя, мезозоя и палеогена, отмечаются в виде локальных максимумов, а разделяющие эти поднятия синклинальные структуры отмечаются локальными минимумами силы тяжести.

Наиболее отчетливые прямые соотношения между гравитационными аномалиями и структурами осадочного покрова наблюдаются в юго-восточных районах исследованной территории, где унаследованность в развитии мезокайнозойских структур от структурно-морфологических элементов эопалеозойского фундамента проявляется наиболее резко. На востоке, юго-западе и в Приереванском районе, где эопалеозойский фундамент залегает на сравнительно большой глубине, мезокайнозойские дислокации в меньшей степени наследуют черты строения фундамента. Поэтому здесь между гравитационным полем и структурой осадочного покрова наблюдаются менее определенные соотношения и некоторые локальные структуры верхнетретичного возраста характеризуются не положительными, а отрицательными значениями аномалий силы тяжести. Локальный максимум пространственно совпадает с Урцской антиклиналью, сложенной в ядре плотными породами палеозойского возраста. Южное крыло этой складки имеет почти вертикальное падение, о чем свидетельствует большой градиент аномалий силы тяжести, достигающий  $5 \text{ мгл/км}$ . Северное крыло крутое и по геологическим данным составляет  $30-40^\circ$ . Средний градиент аномалий силы тяжести в этом направлении составляет  $3 \text{ мгл/км}$ . Для участка Урцской антиклинали решена прямая задача, исходя из предпосылки, что отложения палеозоя обладают по отношению к перекрывающим мезозойским и кайнозойским отложениям избыточной плотностью  $0,2 \text{ г/см}^3$ . Сопоставление кривой локальной и вычисленной аномалии показывает их полное совпадение (фиг. 12).

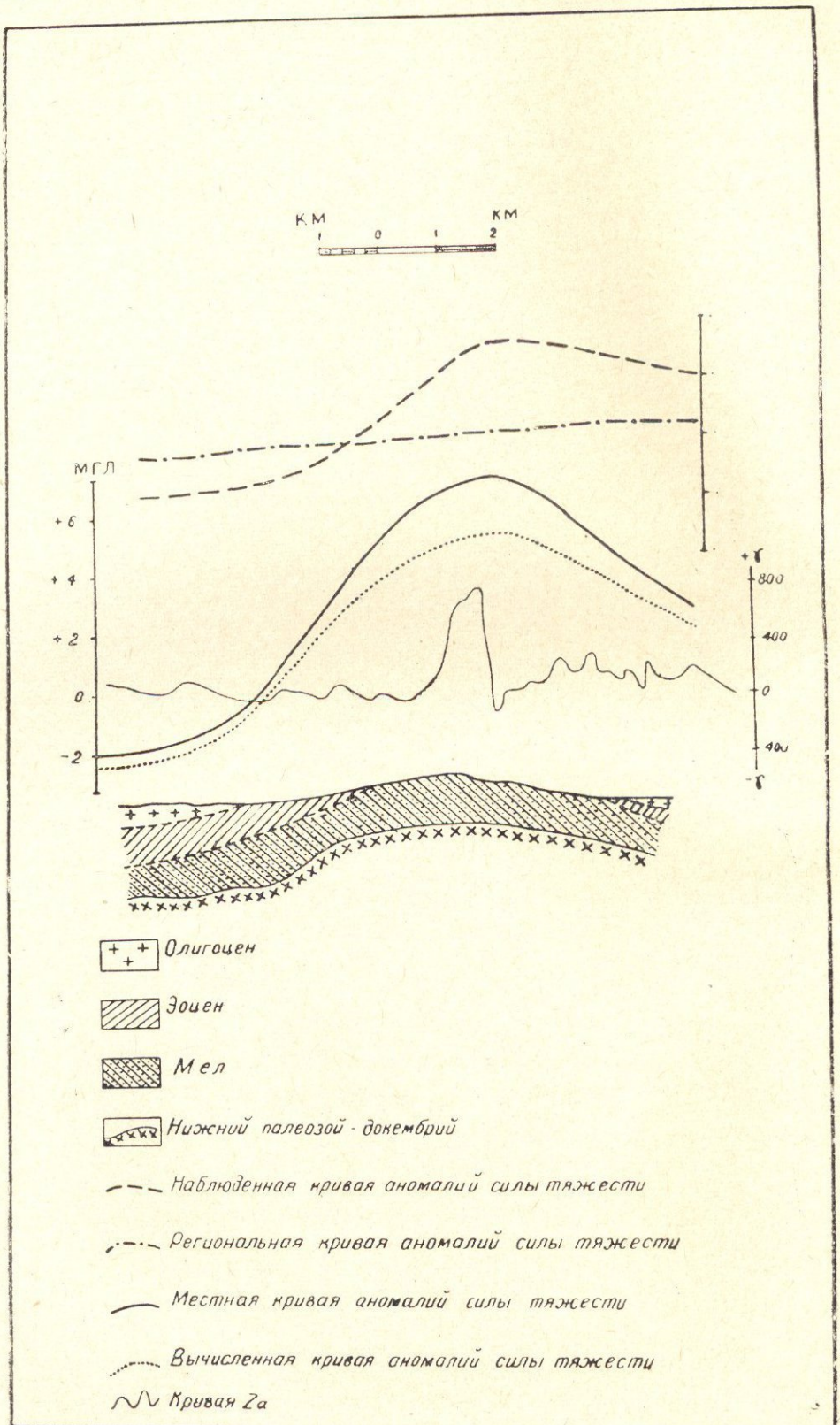
Возбурусский локальный максимум соответствует одноименной



Фиг. 12. Наблюдаемая и вычисленная кривые  $\Delta g$  над Урцкой антиклиналью.

антиклинальной складке. Наиболее поднятая часть этой антиклинали характеризуется интенсивной положительной аномалией силы тяжести, а с погружением шарнира антиклинальной складки на восток интенсивность максимума уменьшается. Как видно из кривых наблюдаемой локальной и вычисленной аномалий (фиг. 13), на сводовой части складки они не совпадают, т. е. вычисленная кривая находится ниже кривой наблюдаемой локальной аномалии, что объясняется, по-видимому, влиянием интрузивных пород, повышенная плотность которых не была учтена при расчете.

Минимум силы тяжести, расположенный между Урцким и Бозбурнским максимумами аномалий силы тяжести, обусловлен выявленной геологической съемкой Шаганской синклиналию, сложенной породами эоцена и олигоцена. На основании изучения плотности пород этого района можно принять, что избыточная плотность допалеозойского фундамента по сравнению с плотностью покрывающей его толщи



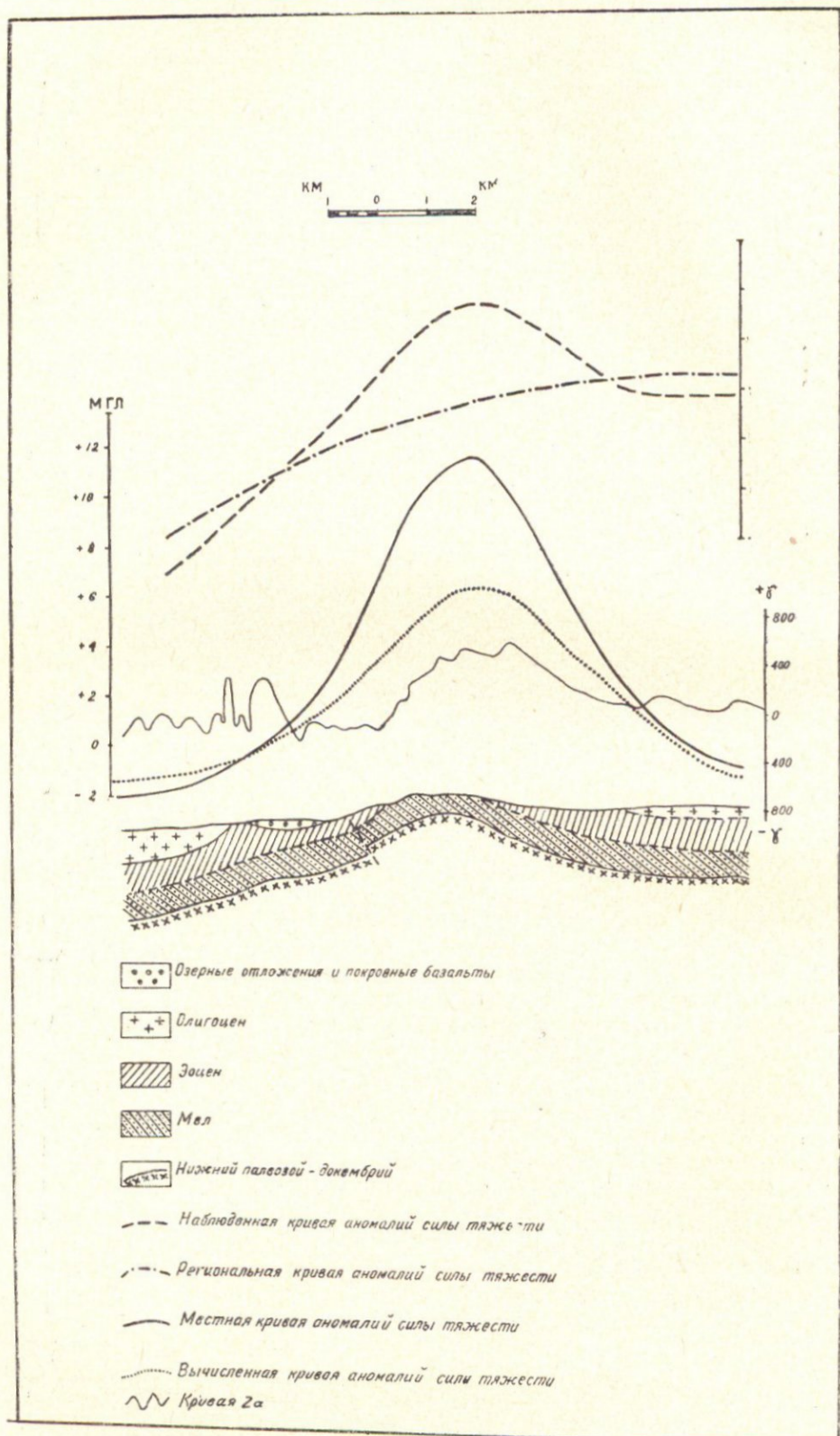
Фиг. 13. Наблюденная и вычисленная кривые  $\Delta g$  над Бозбурунской антиклиналью.

в среднем составляет  $0,2 \text{ г/см}^3$ , а изменению силы тяжести на  $1 \text{ мгл}$  соответствует изменение глубины кровли более плотных пород допалеозойского возраста на  $1200 \text{ м}$ . Исходя из этих данных и учитывая интенсивность локального минимума, можно предположить, что в Шаганской синклинальной полосе породы допалеозойского возраста залегают на глубине порядка  $4 \text{ км}$ .

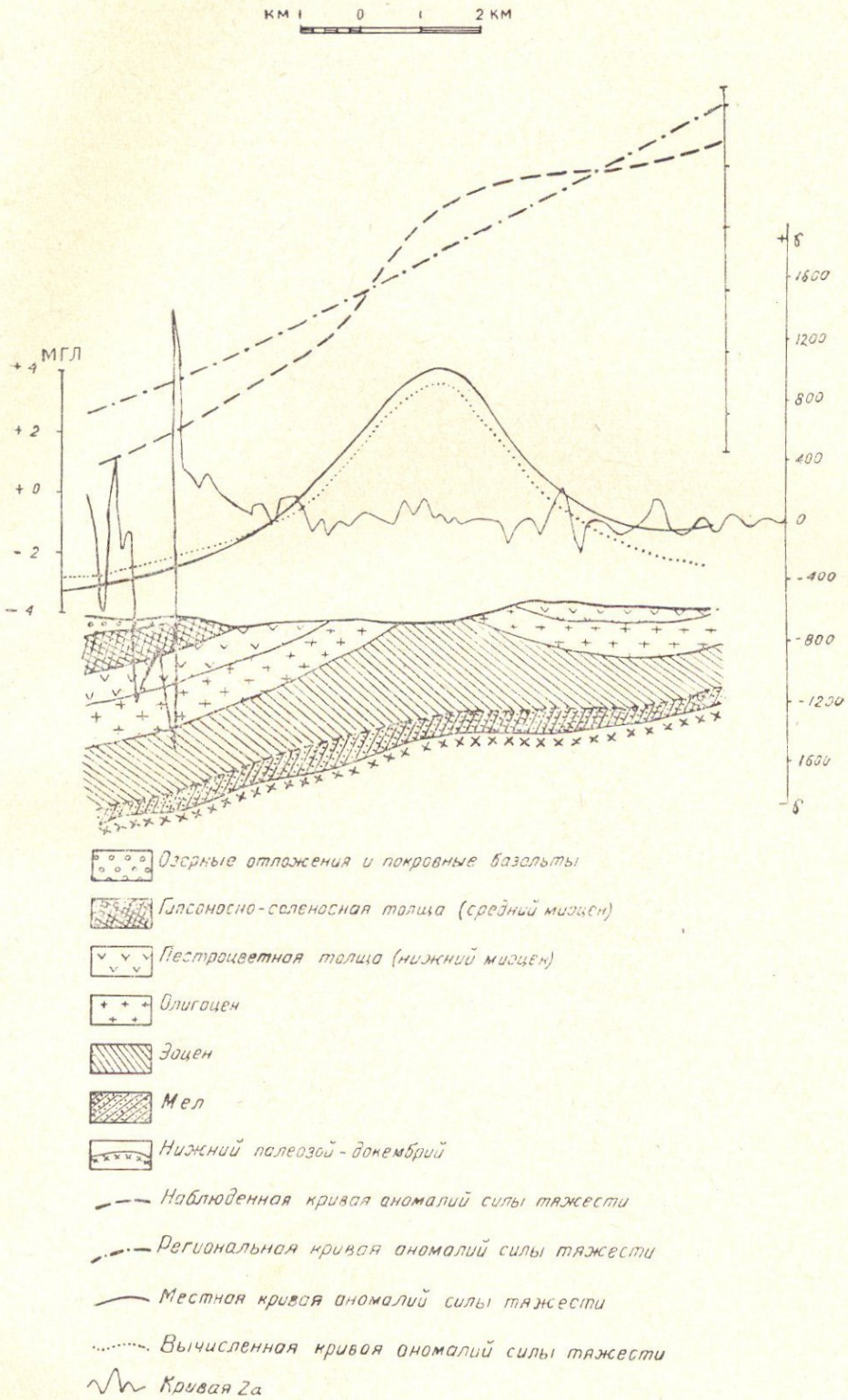
Ерансская интенсивная зона положительных аномалий обусловлена одноименной антиклинальной складкой, сложенной в ядре верхнемеловыми отложениями, окаймленными эоценовыми породами. Согласно новым данным, в осевой полосе Ераносской антиклинали на небольшой площади обнажаются метаморфические сланцы, сходные с метаморфическими сланцами нижнего палеозоя-докембрия Арзаканского массива. Как видно из вычисленной кривой аномалий силы тяжести (фиг. 14), гравитационный эффект Ераносского поднятия меньше, чем величина локальной аномалии. Это, по-видимому, объясняется тем, что выбранная единая для всей исследованной территории средняя плотность пород палеозойского и эопалеозойского фундамента не отражает в полной мере всех особенностей изменения плотности, существующих в действительности. Но учесть все особенности пространственного изменения плотности фундамента практически невозможно. С этой целью нами были перевычислены аномалии для избыточной плотности  $0,4 \text{ г/см}^3$ . Сопоставление локальной и вычисленной аномалий показывает полное их совпадение. Следовательно, отсутствие совпадения на этом участке вызвано применением пониженной плотности фундамента. Минимум силы тяжести, наблюдаемый между Бозбурунским и Ераносским максимумами, связан с синклинальной зоной, сложенной отложениями третичного комплекса. При избыточной плотности  $0,2 \text{ г/см}^3$  меловые породы погружаются на глубину порядка  $2 \text{ км}$ . Действительно, по геологическим представлениям, в этих районах мощность третичных отложений оценивается в  $2-2,5 \text{ км}$ .

Максимум силы тяжести в районе с. Шорахбюр пространственно совпадает с известной одноименной антиклиналью, сложенной третичными породами. При решении прямой задачи для этого участка мы исходили из предпосылки, что отложения эоцена обладают по отношению к перекрывающим олигоценным и миоценовым отложениям избыточной плотностью  $0,1 \text{ г/см}^3$ . Сопоставление кривой локальной и вычисленной аномалии показывает хорошее их совпадение (фиг. 15). Авдаларская (Ацаванская) синклинальная зона, заполненная породами пестроцветной толщи, характеризуется относительным гравитационным минимумом.

Таким образом, гравиметрическими исследованиями было установлено, что антиклинальные поднятия характеризуются относительными максимумами силы тяжести в виде локальных аномалий на общем фоне гравитационного поля. Однако из вышеуказанного нельзя делать вывода о повсеместном существовании этого соотношения. Из этого типа соотношений составляют исключение локальные поднятия верхнетретичного возраста (Зангинская, Шаварутская, Асарская, Аванская—предполагаемая и др.), которые не получили четкого отражения в гравитационном поле, что, по-видимому, объясняется небольшой амплитудой этих поднятий, их весьма ограниченными размерами, а также недостаточной детальностью гравиметрических исследований. Этот вывод подтвердился в результате исследований на Егвардском плато, которое находится в пределах зоны больших градиентов Приереванского района.



Фиг. 14. Наблюденная и вычисленная кривые  $\Delta g$  над Ераносской антиклиналью.



Фиг. 15. Наблюденная и вычисленная кривые  $\Delta g$  над Шоракхбурской антиклиналью.

Приереванская зона больших градиентов силы тяжести—область интенсивной тектонической деятельности, вдоль которой происходило взаимное перемещение блоков кристаллического фундамента, обусловившее формирование локальных структур в осадочной толще, отражающихся в гравитационном поле в виде локальных аномалий, которые совпадают как с простиранием складчатости антикавказского направления, так и с отдельными интрузивными массивами и мелкими складками, связанными с соляной тектоникой. Выяснение связи локальных аномалий с тектоникой третичных и более древних осадочных отложений имеет важное значение в отношении поисков нефти и газа.

Для геологической характеристики локального гравитационного максимума с осью, проходящей по линии Аван—Маяковский, необходимо использовать результаты бурения. Скважины в районе с. Аван обнаружили отложения гипсоносной толщи на глубине 100 м. Это обстоятельство, в дальнейшем подтвержденное многочисленными скважинами, дало основание предположить наличие в этом районе какого-то поднятия. Такая же картина наблюдается и в районах сс. Маяковский и Арамус, где скважины 13 и 23 обнаружили гипсоносную толщу на глубине соответственно 210 и 480 м вместо предполагаемых 800—900 м. Опорная скважина в районе с. Аван также выявила поднятие в отложениях гипсоносной толщи, в соленосной свите на глубине 500 м и были вскрыты весьма плотные базальты мощностью около 200 м. Таким образом, по данным бурения между Шорахбюрской и Зангинской антиклинальными складками устанавливается поднятие в гипсоносной толще.

Возникает вопрос, чем обусловлен Аван-Маяковский локальный максимум силы тяжести? Можно, например, предположить, что он обусловлен поднятием в гипсоносной толще, но изучение плотности горных пород этого района показывает, что средняя плотность пород гипсоносной толщи соизмерима со средней плотностью пород остальных толщ неогена, а различие в плотностях находится в пределах точности определения плотности и, следовательно, это поднятие не может создать аномалии до 3 мгл. Возможно, что максимум обусловлен плотными породами андезито-базальтового состава, так как эти породы мощностью в 200 м при избыточной плотности  $0,5 \text{ г/см}^3$  могут создать аномалии порядка 3 мгл.

Сопоставление кривой локальной аномалии с вычисленной показывает хорошее их совпадение. Возможно, эти андезито-базальты являются корнями вулкана г. Атис, так как Аван-Маяковский локальный максимум продолжается далее на северо-восток в сторону г. Атис, через гравитационную седловину, находящуюся между Эларским и Гямрезским гравитационными минимумами силы тяжести. Зангинской антиклинали соответствует относительный минимум силы тяжести, а бурение подтвердило высказанное нами в 1954 году предположение о несовпадении сводов антиклинальных структур по различным стратиграфическим горизонтам, как это видно на геологическом разрезе. Скважина № 4, расположенная на своде антиклинали, вскрыла гипсо-носно-соленосную толщу миоцена на глубине 200 м, а скважины 2 и 3 на крыльях антиклинали вскрыли гипсоносно-соленосную толщу на глубине 700—750 м. Эти данные свидетельствуют о наличии поднятия в гипсоносно-соленосных отложениях. Под гипсоносно-соленосной толщей непосредственно залегают пестроцветная толща миоцена и шорахбюрская толща олигоцена, которые вскрыты вышеуказанными скважи-

нами почти на одинаковой глубине, т. е. они залегают горизонтально. Эоценовая толща также залегает практически горизонтально на глубине 2035 м (скв. № 4). Рельеф поверхности эоцена не соответствует рельефу поверхности гипсоносно-соленосной толщи, наоборот, отмечается погружение эоценовых отложений. Скважина 3, расположенная на Егвардском плато на расстоянии 1200 м, вскрыла эоценовые отложения на глубине 1885 м. На этом участке имеется поднятие в эоценовых отложениях. В связи с этим на зангинской антиклинальной складке наблюдается локальный гравитационный минимум, а на расстоянии 1200 м к юго-западу, в районе скв. 3, наблюдается локальный максимум силы тяжести антикавказского простирания.

Таким образом, локальный максимум силы тяжести с осью, проходящей по линии Спандарян—Кетран вдоль реки Раздан, фиксирует рельеф поверхности эоценовых отложений, избыточная плотность которых по отношению к вышележащим породам составляет 0,2—0,3 г/см<sup>3</sup>. Амплитуда изменения поверхности эоценовых отложений составляет около 250 м. При такой мощности и избыточной плотности приподнятая часть эоцена может создать аномалии до 3 мгл.

Такая закономерность существует также между рельефом поверхности эоценовых отложений и относительным локальным максимумом, являющимся наиболее интенсивным из всех локальных максимумов силы тяжести, наблюдаемых в этом районе. Этот локальный максимум начинается в районе с. Спандарян и протягивается на северо-восток до с. Нор-Гехи. Скважина 13, заложенная на сводовой части этого локального максимума, вскрыла породы эоцена на глубине около 1000 м и подтвердила правильность нашего предположения о том, что наблюдаемый гравитационный эффект обусловлен приближением к дневной поверхности более плотных пород. В разрезе скважины 13 отсутствуют породы олигоценового возраста. После пестроцветной толщи миоцена скважина вскрыла породы эоцена, средняя плотность которых на 0,3 г/см<sup>3</sup> больше, чем средняя плотность вышележащих пород. При такой избыточной плотности породы эоцена могут создать аномалии до 10 мгл. Эта величина соизмерима с величиной, полученной при наблюдении.

Этими примерами достаточно убедительно доказывается, что для исследованной территории существует прямая зависимость между рельефом поверхности эоценовых пород, отличающихся заметной избыточной плотностью относительно перекрывающих их отложений, и локальными аномалиями силы тяжести. Поднятия поверхности эоцена соответствуют локальные гравитационные максимумы и опускания—минимумы силы тяжести.

Следует отметить, что наиболее удовлетворительное соответствие между вычисленной по гравиметрическим данным и установленной бурением глубиной до поверхности эоцена получается в том случае, если принять разность плотностей на границе раздела между отложениями эоцена и перекрывающим его осадочным комплексом постоянной и равной 0,3 г/см<sup>3</sup>.

Детальными гравиметрическими работами была захвачена также шаварутская антиклинальная складка (к юго-западу от Октемберяна), которая не нашла отражения на общем гравитационном поле. Отсутствие локального максимума на этой антиклинальной складке связано, вероятно, с тем, что крылья этой складки перекрыты более плотными андезито-базальтовыми лавами, а в осадочном комплексе нет прямого соответствия сводов антиклинальных структур на различных стратиграфических горизонтах. Возможна и другая причи-

на, которая может частично объяснить наблюдаемые несоответствия гравитационного поля с тектоникой района. Эти локальные структуры расположены на фоне интенсивного регионального минимума, влияние которого настолько велико, что поднятия более древних и, следовательно, более плотных пород не может полностью компенсировать общего уменьшения силы тяжести.

Таким образом, между локальными аномалиями силы тяжести и элементами тектоники наблюдаются сложные соотношения: не всегда антиклинальным структурам соответствуют гравитационные максимумы, а синклинальным структурам—минимумы. Наиболее отчетливые прямые соотношения между гравитационными аномалиями и структурами осадочного покрова наблюдаются в тех районах, где унаследованность в развитии неогеновых структур от структурных элементов палеогенового и более древнего возраста проявляется наиболее резко.

В результате произведенных геологопоисковых и гравиметрических работ были получены новые данные, позволяющие вывести некоторые заключения об оценке исследованных площадей с точки зрения возможности нефтегазоносности. Наиболее перспективными районами считались Егвардо-Дзорахбюрское плато, район с. Фонтан и западная часть Октемберянского района, где имеется по геологическим и гравиметрическим данным мощный 4—6-километровый комплекс осадочных отложений, содержащих большое количество хороших коллекторов. Наличие в этих районах локальных поднятий в третичных и более древних отложениях являются факторами, благоприятствующими аккумуляции нефти и газа.

Кроме вышеуказанных районов в осевой зоне Араратской депрессии выделяются массивы допалеозойских отложений, окаймленных отложениями третичного возраста, закрытые части которых с геологической точки зрения могут быть благоприятны для формирования нефтяных залежей типа запечатанных пластов. Изложенное выше свидетельствует о больших возможностях детальной гравиметрической съемки в условиях Араратской котловины и сопредельных с ней районов, которые необходимо продолжать в комплексе с другими геофизическими методами.

Алаверди-Иджеванская зона повышенных значений силы тяжести охватывает Алавердскую (Сомхето-Карабахскую) мегаантиклинальную зону и прилегающую часть Прикуринской мегасинклинальной зоны, которые в основном соответствуют областям развития юрских, частично меловых вулканогенно-осадочных отложений, залегающих на отложениях перми и эопалеозоя, а также интрузивных породах кислого и частично основного состава.

На графике силы тяжести (фиг. 10) отчетливо фиксируется региональное увеличение аномалий силы тяжести в северо-восточном направлении. Однако в этом направлении увеличивается мощность менее плотных пород мелового возраста и перекрывающих их третичных и четвертичных отложений. Следовательно, наблюдается обратное соотношение между поведением границ раздела плотности и характером изменения значений силы тяжести.

Здесь, по-видимому, основная роль в создании характерных особенностей гравитационного поля принадлежит тем крупным аномальным массам, которые расположены в земной коре на значительных глубинах. Возможно, массы приподнятого субстрата, особенно «базальтового слоя», компенсируют дефицит масс в осадочных слоях или имеет место уменьшение мощности земной коры в области Куринской низ-

менности. Первое предположение было высказано Б. К. Балавадзе, который считал, что возрастание силы тяжести в Куринской депрессии обусловлено уменьшением мощности «гранитного слоя» и увеличением мощности «базальтового слоя» (Балавадзе, 1956).

На фоне регионального убывания гравитационного поля в юго-западном направлении выделяются Ламбалинский относительный максимум и Севкарский минимум. Ламбалинский максимум пространственно совпадает с Локским антиклинорием широтного простирания, в ядре которого обнажаются метаморфические сланцы эопалеозоя. Севкарский минимум обусловлен прогибом юрских отложений, заполненным верхнемеловыми и эоценовыми отложениями.

Менее отчетливые соотношения наблюдаются между антиклинальными (Чатындагский, Кечалдагский и др.), синклинальными (Лалварский, Иджеванский и др.) структурами и наблюдаемым гравитационным полем: они создают весьма слабые локальные аномалии, которые почти полностью затушевываются влиянием регионального поля. Описанные А. Т. Асланяном антиклинальные и синклинальные структуры в пределах Алаверди-Иджеванской зоны (Асланян, 1958) имеют антикавказское простирание и по мере приближения к полосе повышенных градиентов силы тяжести приобретают общекавказское простирание.

Указанная связь аномалий силы тяжести с геологическим строением объясняется движением кристаллического ложа. Полосы резких изменений аномалий силы тяжести отображают участки нарушений кристаллического фундамента, вдоль которых имело место взаимное перемещение отдельных блоков, находящих свое отражение в деформации осадочного чехла.

Как отмечает А. Т. Асланян, «эти соотношения представляют значительный теоретический интерес, поскольку существует представление, что локальные структуры в своем простирании контролируются простиранием вмещающей структурно-фациальной зоны, между тем в рассматриваемом случае имеются значительные отклонения от этого положения» (Асланян, 1957).

Горис-Кафанская зона максимума или повышенных значений силы тяжести, которая охватывает кафанскую полого-складчатую моноклиналию зону (Асланян, 1958), или Кафанский сегмент (Габриелян, 1956, 1959), в основном соответствует области развития юрских отложений. Мощность мезозойских и частично кайнозойских отложений, доходящая местами до 2500 м, не оказывает решающего влияния на гравитационное поле. Это объясняется тем, что породы мезокайнозойского комплекса представлены порфиритами и их брекчиями, андезитобазальтовыми лавами, плотность которых почти соизмерима со средней плотностью пород более древнего возраста, а также подстилающих их эопалеозойских отложений.

В пределах рассматриваемой зоны, на фоне закономерного нарастания силы тяжести, четко выделяются Шурнухский и Арцванский относительные максимумы, которые обусловлены поднятиями отложений мезозойского и более древнего комплексов. К северо-востоку от Кафана, в районе села Егвард, расположен относительный минимум силы тяжести, который, по-видимому, соответствует области развития менее плотных пород кайнозойского, возможно, мелового комплекса.

Отмеченные выше две зоны максимума: Алаверди-Иджеванская и Горис-Кафанская сходны не только по геологическому строению, но и по истории развития. Эти две зоны в течение герцинского этапа имели геантиклинальную тенденцию развития и представляли область раз-

мыва. Об этом свидетельствует почти полное отсутствие отложений среднего и верхнего палеозоя и частично триаса. С начала альпийского этапа развития эти зоны испытывают геосинклинальное прогибание и превращаются в глубоко прогнутую первичную геосинклинальную область с накоплением громадной мощности пород кератофиристо-порфировой формации юры. После небольшого перерыва и поднятия, имевших место в неокоме, описываемые зоны вновь вовлекаются в опускание, продолжающееся до маастрихта включительно. Начиная с датского времени, а более отчетливо с олигоцена, они приобретают режим поднятия, который почти непрерывно сохраняется до современной геологической эпохи.

Учитывая геологическое строение, историю развития, а также направление и интенсивность гравитационного поля, мы считаем возможным эти две зоны объединить в единую зону.

Зона центрального минимума соответствует области развития новейших тектонических движений, проявившихся в плиоцене и постплиоцене и игравших исключительную роль в создании современного высокогорного, сильно расчлененного рельефа Армянского нагорья. В первом приближении области развития интенсивных отрицательных аномалий силы тяжести приурочены к районам складчатых сооружений, окаймляющихся с юго-запада Араратским, с северо-востока—Куринским депрессиями.

Многие высокие хребты, горные массивы и впадины Армянского нагорья своим современным морфогенезом обязаны новейшим тектоническим движениям, которые обусловили воздымание массива горы Арагац, Цахкуняцкого, Гегамского, Варденисского, Кечутского, Ишхансарского и др. хребтов и формирование Севанской, Ленинанканской, Памбакской, Воротанской и др. впадин. Эти дифференциальные движения второго порядка происходили на фоне общего сводообразного воздымания всего Малого Кавказа (Габриелян, 1963).

Наиболее важным и в то же время достаточно полно выявленным элементом гравитационного поля зоны центрального минимума является обширный гравитационный минимум, соответствующий зоне Фонтан-Севанского прогиба, образовавшегося в результате плиоцен-четвертичных тектонических движений. Понижение гравитационного поля, по-видимому, связано со значительным погружением кристаллического фундамента и возрастанием мощности менее плотных пород кайнозойского и, частично, мезозойского комплексов. Значительную роль в образовании интенсивных отрицательных аномалий силы тяжести играет соленосная толща, которая имеет широкое распространение. По данным многочисленных скважин, пробуренных в пределах этой депрессии, над пестроцветной толщей миоцена залегают соленосные отложения мощностью до 700 м. Последние перекрываются гипсоносными слоями мощностью до 100 м.

Средняя плотность пород кристаллического фундамента, обнажающегося в районе Раздана и представленного метаморфизованными сланцами различного состава, гнейсами и гнейсовыми сланцами, составляет  $2,7 \text{ г/см}^3$ . Для той части эопалеозойского фундамента, в которой развиты основные и ультраосновные породы, средняя плотность фундамента возрастает примерно до  $2,9 \text{ г/см}^3$ . Избыточная плотность на границе осадочного покрова с поверхностью фундамента составляет  $0,3 \text{ г/см}^3$ , а для случая широкого развития в составе фундамента основных и ультраосновных пород— $0,5 \text{ г/см}^3$ .

Влияние этого раздела плотности обуславливает в основном характер аномального поля силы тяжести, наблюдаемого в Фонтан-Севанской зоне, т. е. характер гравитационного поля отражает в первую очередь погребенный рельеф поверхности эопалеозойского кристаллического фундамента. Для определения глубины залегания поверхности эопалеозойского кристаллического фундамента допустим, что изменение аномалий создается только за счет рельефа поверхности кристаллического фундамента при его однородном строении. Тогда из неравенства Фишера при избыточной плотности  $0,3 \text{ г/см}^3$  получим глубину порядка 5 км. Полученная величина сходится с существующим представлением о геологическом строении района, согласно которому вся мощность комплекса осадочных отложений оценивается величиной 4,5 км (четвертичная—0,5 км, третичная—3,5 км, мезозойская—0,5 км). Такая мощность осадочных отложений нами была получена также при расчетах с применением формул, предложенных А. К. Маловичко (1959). Рассмотренный способ обеспечивает определение глубин фундамента с максимальной ошибкой 5%.

При выполнении расчетов было сделано предположение, что наблюдаемая гравитационная аномалия целиком вызвана изменением рельефа эопалеозойского кристаллического фундамента. Однако не исключена возможность, что изменение силы тяжести обусловлено не только этим единственным фактором, а является следствием суммарного воздействия нескольких геологических факторов, вследствие этого результат расчета следует рассматривать как ориентировочный. Действие других факторов, как, например, наличие в разрезе четвертичных и третичных лавовых покровов, имеющих плотность большую, чем вмещающие их нормальные осадочные породы, приводит к незначительному изменению поля силы тяжести, наблюдаемому на дневной поверхности, и расчеты показывают, что влияние аномальных эффектов этих тел не превышает 4 мгл.

Таким образом, убывание аномалий силы тяжести от Разданского относительного максимума до осевой линии Фонтан-Севанского минимума объясняется погружением поверхности эопалеозойского кристаллического фундамента на значительную глубину и накоплением мощных толщ более легких осадочных отложений, включая и соль.

Главнейшим фактором, обуславливающим Мазринский минимум на фоне Фонтан-Севанского интенсивного отрицательного гравитационного поля, является контактная поверхность между породами мелового возраста и вышележащими менее плотными отложениями с избыточной плотностью  $0,5 \text{ г/см}^3$ . Породы мелового возраста, представленные порфиритами, известняками, песчаниками и другими плотными породами, которые характеризуются средневзвешенной плотностью порядка  $2,6 \text{ г/см}^3$ , обнажаются в районе с. Джанахмед в пределах зон повышенных градиентов силы тяжести. Среди указанных пород встречаются значительные интрузивные массивы ультраосновного и основного состава, как, например, дуниты, перидотиты, характеризующиеся плотностью порядка  $2,8 \text{ г/см}^3$ .

Погружение пород мелового возраста в направлении к центру Мазринской котловины под толщу современных и третичных отложений характеризуется убыванием аномалий силы тяжести, а высокий градиент убывания (до 6 мгл/км) указывает на относительно крутое погружение, что, очевидно, не может происходить без нарушения сбросового типа.

Если принять среднюю разность плотностей между породами мела и перекрывающими их отложениями равной  $0,5 \text{ г/см}^3$ , то глубина залегания пород мела в центральных районах Мазринской котловины составляет 1,2 км (Оганисян, 1959).

В пределах Фонтан-Севанской гравитационной зоны расположен Спитакасарский (Гегамский хребет) минимум общекавказского простиранья. Наблюдаемое гравитационное поле отличается значительной интенсивностью и не отражает сложной складчатости этого района, что, по-видимому, обусловлено недостаточной детальностью и точностью выполненных гравиметрических работ. Анализ имеющихся данных позволяет предположить, что в сводовой части Гегамского хребта не происходит такого значительного уменьшения глубины залегания кровли эопалеозойского кристаллического фундамента, как это предполагают некоторые исследователи (Габриелян, 1956).

Интенсивность и площадь Спитакасарского гравитационного минимума указывает на то, что здесь глубинные факторы имеют, несомненно, значительное влияние, так как мощность менее плотных образований достигает здесь 5 и более километров. Следует отметить, что мощность осадочного комплекса под Гегамским хребтом (к югу от г. Камо), определенная по сейсмологическим данным, равна 6 км (Твалтвадзе, 1963).

Возможен и другой вариант: под мощным чехлом плиоценовых и постплиоценовых вулканических образований кровля эопалеозойского кристаллического фундамента приподнята, тогда интенсивный гравитационный минимум отражает уменьшение плотности пород фундамента, т. е. фундамент сложен более кислыми породами типа формаций древних гранитоидов.

В пределах Фонтан-Севанского гравитационного минимума выявлен Капутанский относительный максимум силы тяжести, обусловленный железорудным месторождением, выявленным магниторазведкой, причем железорудные залежи буровыми скважинами вскрыты на глубине 40—60 м, а их мощность достигает 70 м. Не исключено, что железо генетически связано с интрузивными телами, однако до сего времени они не вскрыты буровыми скважинами.

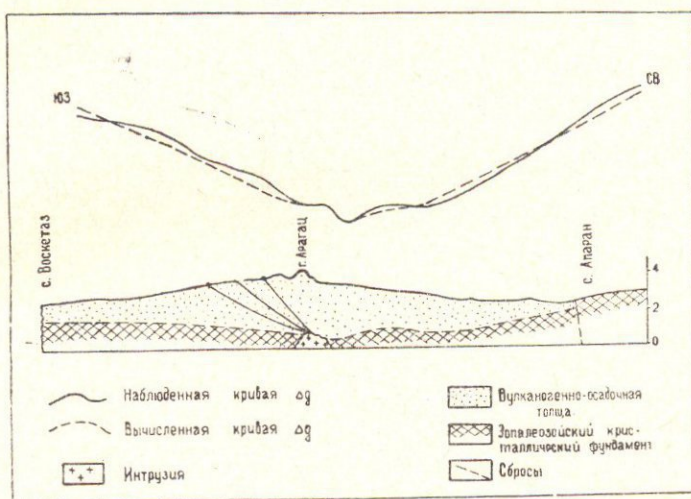
Кроме Капутанского относительного максимума в пределах этой же зоны в районе Басаргечара расположен другой относительный максимум, природа которого пока не выяснена. Возможно, что он обусловлен интрузивными телами, покрытыми мощным слоем третичных и четвертичных базальтовых лав.

К северо-западу от Фонтан-Севанской гравитационной зоны расположен Арагацкий относительный минимум силы тяжести, окаймленный кольцевой полосой повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести, обусловленной системой сбросов. Гравитационная ступень к северу и северо-востоку от Арагаца вызвана подъемом эопалеозойского кристаллического фундамента в направлении Апарана, где обнажаются метаморфические сланцы, гнейсы и гнейсовидные породы, а также интрузивные тела различного состава.

По вопросу генезиса массива горы Арагац существуют различные представления. Первая группа исследователей считает Арагац четвертичным потухшим вулканом. Вторая группа — рассматривает массив горы Арагац как крупную брахиантиклинальную складку, расположенную в северо-западной части обширного синклиналия, сложенного третичными и четвертичными породами.

Гравиметрические исследования массива горы Арагац могли бы способствовать выяснению некоторых спорных вопросов, связанных с его генезисом. Однако уместно отметить, что структурные особенности этого района не получили четкого отражения в гравитационном поле. Это объясняется недостаточной детальностью и точностью выполненных гравиметрических работ. Следовательно, в настоящий момент при скудости фактического материала мы еще не можем дать окончательное геологическое истолкование аномального гравитационного поля, и поэтому наши суждения пока носят в значительной степени характер гипотезы.

С целью выяснения причин, обуславливающих гравитационное поле массива горы Арагац, была проведена приближенная количественная интерпретация данных гравиметрических исследований по профилю с. Воскетаз—г. Арагац—с. Апаран методом подбора (фиг. 16). Наиболее удовлетворительное соответствие между вычисленной и наблюдаемой кривыми силы тяжести получается в том случае, если принять разность плотностей на границе раздела между эопалеозойским кристаллическим фундаментом и мезокайнозойским вулканогенно-осадочным комплексом постоянной и равной около  $0,2 \text{ г/см}^3$ .



Фиг. 16. Гравиметрический профиль по линии с. Воскетаз — г. Арагац — с. Апаран.

Если под лавовым покровом привершинной зоны Арагаца непосредственно залегает метаморфическая толща эопалеозоя, то в общем региональном плане наблюдается обратное соотношение между поведением поверхности эопалеозойского кристаллического фундамента и характером изменения значений силы тяжести, т. е. с поднятием кровли фундамента значение силы тяжести уменьшается. Если это так (фундамент приподнят), то можно сделать вывод о существенном влиянии на гравитационное поле некоторых других факторов, связанных с вещественным составом фундамента, вследствие чего уменьшается средняя плотность пород фундамента и, следовательно, уменьшаются значения силы тяжести.

Основываясь на том, что было сказано выше, мы считаем возможным дать геологический разрез массива г. Арагац на основании имеющихся фактических материалов в виде схемы, в которой доминирующи-

ми действующими факторами являются кровля эопалеозойского кристаллического фундамента и дифференциация плотности в толще метаморфических пород, связанная с петрографическим составом последних. Как следует из фиг. 16, вычисленная и наблюдаемая кривые силы тяжести почти совпадают. Несмотря на это, мы пока не считаем возможным рекомендовать эту схему как законченную гипотезу, ибо в дальнейшем этот вопрос должен быть выяснен при специальных комплексных гравиметрических (детальных и высокоточных), сейсмометрических и магнитотеллурических исследованиях по отдельным профилям, пересекающим привершинную зону массива горы Арагац. Это позволит более обоснованно подойти к решению вопроса о генезисе массива г. Арагац.

Наконец, необходимо заметить, что Фонтан-Севанский гравитационный минимум со всех сторон ограничен узкими полосами больших горизонтальных градиентов силы тяжести, четко выделяющимися на фоне регионального гравитационного поля и отражающими соответственно ее взаимоотношения с областями, где догерцинский фундамент резко вздымается к дневной поверхности, и сочленение с Севанской ультраосновной полосой. Эта депрессионная зона совпадает с областью развития соленосной толщи под лавовыми покровами четвертичного и третичного возрастов. Фонтан-Севанская гравитационная зона ограничена на северо-востоке Севанским ультрабазитовым поясом, который характеризуется зоной больших горизонтальных градиентов силы тяжести. Она прослеживается под чехлом современных и четвертичных отложений далеко на северо-запад и определяет положение глубинного разлома древнего заложения.

Ленинаканский относительный минимум силы тяжести совпадает с контурами одноименной котловины, которая по типу структур представляет собою типичную наложенную впадину. Ленинаканская котловина образовалась в нижнечетвертичное время и была заполнена толщей глинистых осадков мощностью до 400 м. Структурная скважина в с. Ахурик, после 400 м озерно-речных отложений, вскрыла долеритовые базальты верхнего плиоцена мощностью 30 м и толщу андезитовых туфобрекчий верхнего миоцена—нижнего плиоцена, мощностью 800 м. Скважина на глубине 1400 м вошла в гранодиориты. Судя по обнажениям на окраинах котловины, под толщей лав мощностью до 800 м можно допустить наличие миоценовых и олигоценых осадочных отложений, вулканогенно-осадочных отложений эоцена и верхнего мела (фиг. 17).

На основании изучения плотности горных пород, слагающих геологический разрез Ленинаканской котловины и сопредельных с ней районов, можно принять, что избыточная плотность пород озерно-речных отложений по сравнению с плотностью пород эопалеозойского кристаллического фундамента составляет  $0,5 \text{ г/см}^3$ , неогена— $0,3 \text{ г/см}^3$ , палеогена— $0,2 \text{ г/см}^3$  и мела— $0,1 \text{ г/см}^3$ . Исходя из этих данных и учитывая гравиметрические и геологические данные, можно предположить, что мощность вулканогенно-осадочной толщи в пределах Ленинаканского гравитационного минимума составляет 4000 м. Из них мощность озерно-речных отложений и лавовых потоков, вскрытых буровыми скважинами, составляет 1200 м. Остальные 2800 м, по всей вероятности, составляют мощности неогеновых, палеогеновых и меловых отложений.

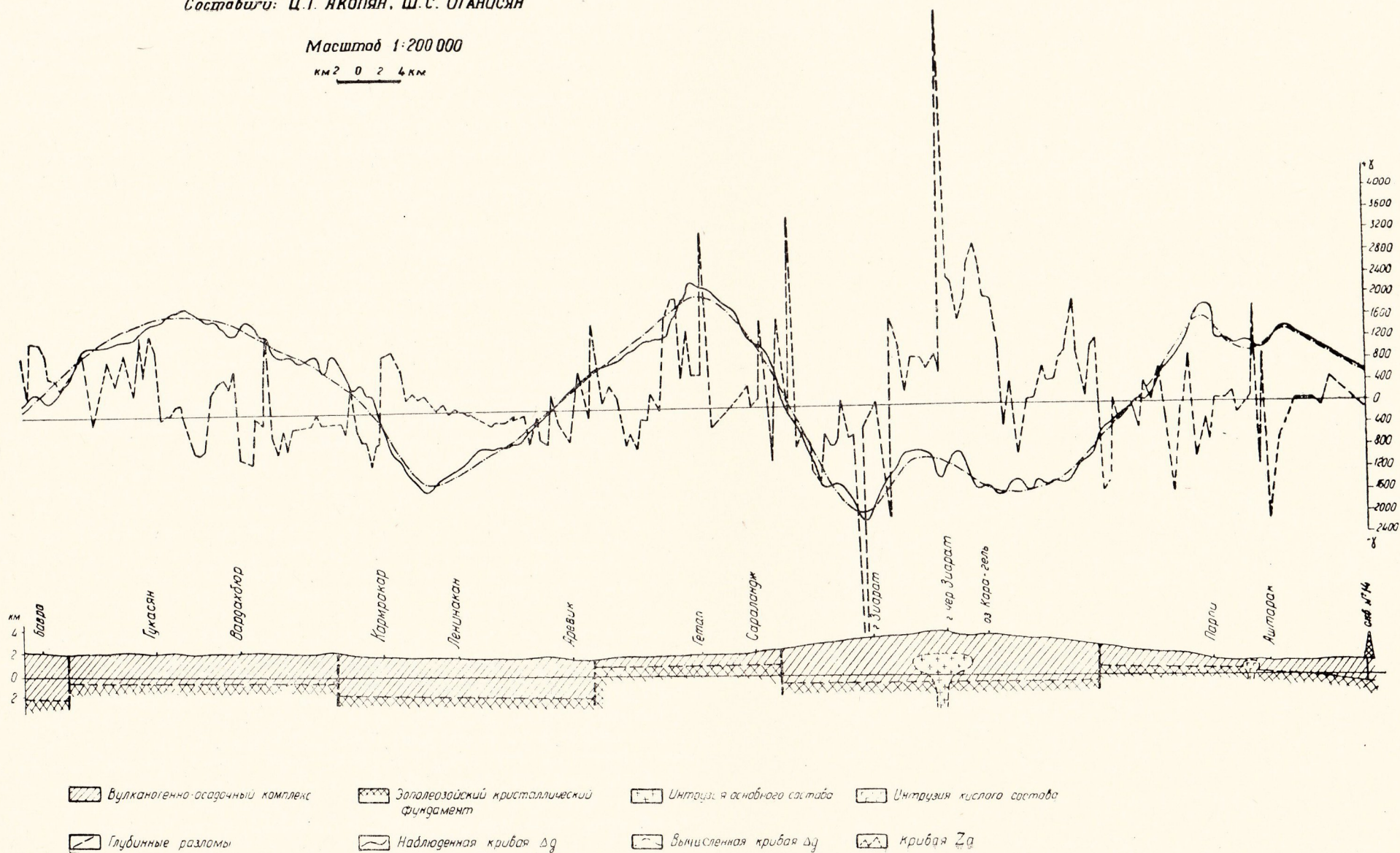
Согласно данным гравиметрических исследований, этот прогиб характеризуется асимметричным строением. Более крутым является его южное крыло. Это, по-видимому, объясняется тем, что в крайней

# Схематический геолого-геофизический разрез по профилю с. Бавра - г. Ленинакан - гор. Зиярат - г. Яштарак

Составили: Ц.Г. Якопян, Ш.С. Оганисян

Масштаб 1:200 000

км 2 0 2 4 км



Фиг. 17.

южной части котловины (по данным буровых скважин) озерные отложения переслаиваются андезито-базальтовыми и базальтовыми лавами вулкана Голгат. Скважина в с. Бениамин прошла по базальтам около 40 м, далее 33 м по серым глинам и вновь вошла в базальты, в которых была остановлена на глубине 122 м (Асланян, 1958).

К северо-востоку от Ленинаканского относительного минимума расположен Мусаелянский относительный максимум, который пространственно совпадает с выходами пород юрского возраста и интрузивными телами гипербазитового состава. Восточнее Ленинаканского минимума наблюдаются небольшие по площади и слабые по интенсивности относительные максимумы, которые, по-видимому, обусловлены породами мелового возраста и интрузивными телами основного состава. Между Ленинаканским и Арагацским относительными минимумами силы тяжести расположен небольшой относительный максимум, который, по всей вероятности, обусловлен интрузивными телами, не вскрытыми эрозией.

Небольшие размеры этих максимумов указывают на небольшую глубину и малые размеры аномальных тел.

Зона повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести, окаймляющая Ленинаканский относительный минимум, является границей между двумя участками, имеющими различное геологическое строение.

В пределах центрального минимума расположен Арзаканский кристаллический массив, представляющий крупную брахиантиклинальную складку близмеридионального простирания, сложенную различными метаморфическими породами эопалеозойского возраста. С этим обнажением территориально связан наблюдаемый в этом районе интенсивный относительный максимум субмеридионального простирания. Он со всех сторон ограничивается полосой больших градиентов силы тяжести, вероятно обусловленной разрывными нарушениями. Широкое распространение травертинов и выходы минеральных источников (в ущелье р. Раздан) можно связать с разломом.

Другой выход пород метаморфического комплекса эопалеозоя из-под вулканогенного эоцена в районе гор. Раздан обуславливает относительный максимум силы тяжести в этом же районе. Наконец, третий выход среднего и верхнего палеозоя в бассейне р. Аргичи создает относительный максимум силы тяжести меридионального простирания.

Несмотря на то, что выходы пород палеозойского и эопалеозойского возрастов обуславливают относительные максимумы силы тяжести на фоне интенсивного регионального минимума, все же значения аномалий силы тяжести на этих выходах значительно меньше, чем в зонах Среднеараксинского, Алаверди-Иджеванского и Горис-Кафанского максимумов, где, как уже отмечалось, выходы эопалеозойского кристаллического фундамента отсутствуют, а на Вединском, Арташатском и Велидагском участках, где обнаруживаются породы среднего и верхнего палеозоя, наблюдаются относительные гравитационные максимумы, значения которых в несколько раз больше, чем в бассейне р. Аргичи.

Это объясняется, во-первых, тем, что они находятся в пределах разных гравитационных зон, у которых региональный фон отличается и связан с более глубинными факторами. Изменение аномалий силы тяжести нельзя объяснить только особенностями строения верхних слоев земной коры, его необходимо связать с иными более общими причинами. Плотность разновозрастных пород значительно выше в пре-

делах Приараксинской зоны, чем в Центральной. Отсюда вытекает, что на характер распределения гравитационных аномалий Центрального минимума оказывает основное влияние вещественный состав, т. е. плотностная неоднородность пород эопалеозойского кристаллического фундамента, тогда как влияние рельефа фундамента или мощность осадочных отложений имеет подчиненное значение. Так, интрузивные массивы гранодиоритов, плотность которых ниже плотности вмещающих пород, всюду и независимо от их гипсометрического положения характеризуются относительными гравитационными локальными минимумами (Агверанский, Анкаванский, Базарчайский, Сисиан-Дастакертский, Каджаранский, Мегринский и др.).

Таковы в общих чертах те представления о крупном структурно-морфологическом расчленении тектоники исследованной территории, которые отражены на гравитационной карте Армянской ССР.

Приведенными соображениями не исчерпываются возможности геологической интерпретации гравиметрических исследований. Дальнейшее углубленное истолкование потребует привлечения большего дополнительного как детального геофизического, так и геологического материала.

## 5. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ ПРИ ТЕКТЕНИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ АРМЕНИИ

Тектонические построения для Армении и сопредельных с ней районов Малого Кавказа основывались на материалах геологических наблюдений. Ввиду недостаточности геологических материалов для районов, покрытых новейшими отложениями и лавами, тектоническое районирование носило схематический характер. Различными авторами тектонические зоны выделялись по-разному.

В последние годы представилась возможность использовать для изучения тектоники данные гравиметрических и других геофизических исследований, оказавшихся весьма эффективными при установлении современных структурных границ и построении палеотектонических схем. Прежде всего по результатам гравиметрических исследований выявились главнейшие геоструктурные зоны, крупные структурно-морфологические элементы осадочной толщи, тектонические нарушения кристаллического фундамента и осадочного покрова, интрузивные тела разных составов и локальные структуры.

Одна из первых попыток сопоставления геофизических данных с тектонической схемой Армении принадлежит А. Т. Донабедову (1945). Он пришел к выводу, что закономерное зональное изменение интенсивности физических полей обусловлено крупными региональными геоструктурными элементами исследованной территории.

Вопросы изучения тектоники Армении и ее отдельных областей по геофизическим данным освещены в работах ряда исследователей (Акопян, 1959; Асланян, 1958; Габриелян, 1956, 1959; Оганисян, 1958, 1959; Татевосян, 1961). Существенно важные данные региональной тектоники содержатся в работе Э. Б. Аджимамудова (1957).

Однако низкая точность гравиметрических исследований и редкое сечение изоаномал не позволили тогда достаточно определенно очертить гравитационные зоны и сделать по ним соответствующие выводы. В последующие годы, благодаря широкому применению гравиметрических съемок, накопился дополнительный фактический материал, позволяющий внести значительные изменения в существующие

представления о гравитационном поле территории Армянской ССР. После этих работ гравитационные зоны стали отчетливо выявляться и оконтуриваться во многих районах.

Ставя своей целью дать схему тектонического районирования территории Армянской ССР, мы обратились к обобщению результатов гравиметрических исследований с использованием данных буровых скважин и соответствующих тектонических карт.

По форме, простираению и интенсивности гравитационных аномалий на территории Армянской ССР можно наметить 4 зоны (фиг. 9). Центральную, представляющую собой область развития крупных отрицательных аномалий силы тяжести, Среднеараксинскую, Алаверди-Иджеванскую и Горис-Кафанскую, обрамляющие с юго-запада, северо-востока и востока Центральную и характеризующиеся менее интенсивными гравитационными аномалиями. Эти зоны, соответствующие крупным геоструктурным элементам как кристаллического фундамента, так и осадочного покрова, отделяются друг от друга полосами повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести и отличаются не только геологическим строением, но и историей геологического развития.

Зона Центрального минимума соответствует Армянскому тектоническому комплексу (Паффенгольц, 1946), или складчатой зоне Армении (Габриелян, 1959), Среднеараксинская зона максимума—Приараксинской мегаантиклинальной зоне (Асланян, 1958), или Нахичеванской складчатой зоне (Паффенгольц, 1946), Алаверди-Иджеванская зона максимума пространственно совпадает с Алавердской (Сомхето-Карабахской) мегаантиклинальной зоной (Асланян, 1958), или Сомхето-Ганджинской пологоскладчатой зоной (Паффенгольц, 1946), Горис-Кафанская зона максимума охватывает Кафанскую пологоскладчатую моноклинальную зону (Асланян, Паффенгольц, 1958, 1946), или Кафанский сегмент (Габриелян, 1959).

Переход от одной гравитационной зоны к другой характеризуется повышенными горизонтальными градиентами силы тяжести, обусловленными разломами глубокого заложения.

Полоса повышенных градиентов, расположенная между зонами Среднеараксинского максимума и Центрального минимума, обусловлена Ереванским глубинным разломом и является границей распространения мощных толщ кайнозойских отложений, развитых в Котайкском районе.

Границей между Алаверди-Иджеванской зоной максимума и зоной Центрального минимума служит так называемый «Главный надвиг Малого Кавказа», по которому отложения юрской системы надвинуты на вулканогенно-осадочные отложения эоцена (Паффенгольц, 1946). В пределах зон полосы больших горизонтальных градиентов на южном склоне Иджеванского хребта намечается глубинный разлом, ограничивающий распространения меловых отложений на юг (Асланян, 1958).

Полоса повышенных градиентов силы тяжести, расположенная между гравитационными зонами Горис-Кафанского максимума и Центрального минимума, совпадает с Южно-Зангезурским глубинным разломом, который является границей двух различных геотектонических и металлогенических зон (Магакьян, Мкртчян, 1957). Большинство крупных медно-молибденовых месторождений южного Зангезура (Каджаранское, Агаракское, Дастакертское) располагается в пределах полосы больших горизонтальных градиентов силы тяжести.

Следует отметить, что характер изменения гравитационного поля

и направление изоаномал силы тяжести дают нам возможность предполагать, что Южно-Зангезурский глубинный разлом прослеживается не по юго-западному побережью или через оз. Севан, как это предполагают некоторые исследователи (Габриелян 1959, 1956, 1963; Магакьян и Мкртчян, 1957), а по северо-восточному побережью озера. Имеются и другие существенные несовпадения гравиметрических границ с геологической. Это объясняется тем, что на гравитационном поле находят свои отражения суммарные влияния всех факторов, находящихся на большой глубине в земной коре и верхней мантии, а геологические структуры проводятся, как правило, на основании морфотектонических данных.

Наряду с основными региональными глубинными разломами находят четкое отражение в гравитационном поле и второстепенные разломы в виде гравитационных ступеней с различной интенсивностью. Как правило, второстепенные разломы ограничивают структуры второго и более низкого порядка. Наличие такого рода дизъюнктивной тектоники придает блоковый характер внутреннему строению исследованной территории. На самом деле, если посмотреть на характер гравитационного поля, то можно видеть наличие зон повышенных горизонтальных градиентов аномалий силы тяжести относительно повышенного и пониженного поля. Такими аномальными зонами, отвечающими разломам второго и более низкого порядка, являются: Ани-Пемзенская, Талинская, Каракалинская, Зангибасарская, Арташатская, Араратская, Норашенская, Гукасянская, Амасинская полосы больших горизонтальных градиентов силы тяжести, а также кольцеобразные полосы, окаймляющие Арагацский, Анкаванский и Фонтан-Севанский интенсивные гравитационные минимумы. Следует, однако, отметить, что в случае, если крылья структуры сложены одинаковыми породами с близкими значениями по плотности и поверхность структуры сглажена эрозией, то такие тектонические элементы не выделяются в гравитационном поле. Примерами такого типа структур могут являться те элементы, которые расположены в пределах Алаверди-Иджеванской и Горис-Кафанской гравитационных зон.

Разрывные нарушения могут также проявляться в гравитационном поле по отображению в них тел и массивов интрузивных пород. Эти тела и массивы, как правило, отличаются по плотности от вмещающих их пород. Так, тела и массивы основных и ультраосновных пород обладают повышенной плотностью и поэтому отражаются повышенными гравитационными аномалиями. Примерами такого типа районов могут являться Мусаелянский, Разданский и др. Приуроченные к разломам интрузивные массивы дунитов, серпентинитов и др. иногда создают полосовые гравитационные аномалии (Басаргечарский район).

Интрузивные массивы гранодиоритов, плотность которых ниже плотности вмещающих пород, всюду и независимо от их гипсометрического положения, отмечаются относительными минимумами силы тяжести. интенсивностью до нескольких десятков миллигал (Анкаванский, Базарчайский, Сисиан-Дастакертский, Каджаранский, Мегринский и др. массивы).

Все интрузивные массивы, отличающиеся по плотности от вмещающих пород, независимо от состава, характеризуются относительными гравитационными минимумами (Капутанский массив, Спитакская группа интрузивных массивов).

По гравиметрическим данным оказалось возможным подразделить гравитационные зоны на ряд относительных максимумов и минимумов,

соответствующих выступам и впадинам в кристаллическом фундаменте, охарактеризовать их границы и в отдельных случаях выявить локальные структуры в третичных и более древних осадочных отложениях, возможно, перспективных в отношении нефти и газа.

Арзаканский кристаллический массив отмечается в целом повышенным гравитационным полем. С востока он ограничивается зоной интенсивных градиентов силы тяжести из-за большой разности в плотностях пород, слагающих его восточную часть и периферию. В юго-западном направлении поле резко убывает в связи с меньшим развитием отложений фундамента.

Районы с неглубоким залеганием и большой мощностью палеозоя (девон, карбон, пермь) характеризуются общим высоким гравитационным полем, интенсивными локальными аномалиями и высокими горизонтальными градиентами. Характерными областями такого типа являются: Велидагский, Вединский, Хачикский и Горисский районы.

Районы, в которых палеозой отсутствует и породы мезозоя или кайнозоя непосредственно налегают на древний кристаллический фундамент, характеризуются повышенным гравитационным полем и большими горизонтальными градиентами, обусловленными особенностями рельефа поверхности фундамента. Характерным районом такого типа является Тазагох-Эчмиадзинский.

Районы с глубоким залеганием древних кристаллических и палеозойских пород характеризуются пониженным гравитационным полем со слабыми локальными аномалиями, обусловленными структурами третичных и более древних осадочных отложений с интенсивными повышенными горизонтальными градиентами силы тяжести. Типичными примерами такого рода являются Фонтан-Севанский, Арагацский, Ленинканский, Сабунчинский и Ранчпарский районы.

Наибольший интерес в настоящее время представляет Октемберянская депрессия, где гравиметрическими работами закартированы зоны ее максимальных прогибов и валообразные поднятия, а также выявлен ряд локальных структур, перспективных для поисков нефти и газа. Октемберянской структуре соответствует относительно слабый максимум силы тяжести. Наиболее глубокие скважины, расположенные в пределах зоны больших горизонтальных градиентов силы тяжести, вскрыли комплекс верхнечетвертичных отложений на глубине 3 км. Есть основание полагать, что мощность этих отложений резко увеличивается на юго-запад вдоль гравитационной ступени.

Сопоставление данных гравиметрии и геологии показывает, что ряд известных локальных антиклинальных структур, сложенных породами палеозоя, мезозоя и палеогена отмечается в виде локальных максимумов, а разделяющие их синклиналильные структуры—локальными минимумами силы тяжести. При этом наиболее отчетливые прямые соотношения между гравитационными аномалиями и структурами осадочного покрова наблюдаются в тех районах, где унаследованность в развитии мезокайнозойских структур от структурно-морфологических элементов эопалеозойского фундамента проявляется наиболее резко (Урцская, Бозбурунская, Ераносская, Шорахбюрская и др.).

На основе обобщений, выполненных к настоящему времени гравиметрических исследований, сделана лишь первая попытка произвести районирование территории Армении по характеру и особенностям гравитационного поля в увязке с геологическим строением. По мере завершения детальных исследований в дальнейшем эти представления будут уточнены и дополнены.

## ГЛАВА IV

### АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ И ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИСТОЛКОВАНИЕ

#### 1. ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, ОБУСЛОВЛИВАЮЩИЕ АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ

Карты аномального магнитного поля  $Z_a$  и  $\Delta T_a$  составлены по материалам полевых работ Института геологических наук АН Армянской ССР, Института геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР, Конторы морской геофизической разведки Министерства нефтяной промышленности Азербайджанской ССР и Геофизической экспедиции Управления геологии Совета Министров Армянской ССР.

Наземная магнитная съемка проводилась магнитометром М-2 вдоль маршрутов, приуроченных к существующей дорожной сети, но, по возможности, вкрест простирания основных геоструктурных элементов.

Для целей передвижения использовался автотранспорт, а непроходимые для автотранспорта маршруты по тропам и бездорожью отрабатывались пешком с ручной переноской приборов. Расстояния между пунктами наблюдения вдоль маршрутов определялись по показаниям спидометров и геодезическим способом. Расстояния между маршрутами 2—5 км. Пункты наблюдения на маршрутах располагались согласно характеру изменения магнитного поля, на расстояниях от 500 до 1000 м, а на наиболее интересных в геологическом отношении участках—на расстоянии от 25 до 100 м.

Результаты магнитной съемки приведены к основному контрольному пункту в городе Ереване (у Комсомольского парка), расположенному на участке развития немагнитных пород. Абсолютная величина контрольного пункта ( $Z_{\text{абс}}=40030$  гамм для эпохи 1950 г.) была вычислена достаточно надежно путем непосредственной увязки его с магнитной обсерваторией в гор. Душети (Грузинская ССР) пятью приборами (Акопян, 1960). Так как магнитная съемка производилась на большой площади, то вводилась поправка за нормальный градиент геомагнитного поля с использованием карт нормального поля эпохи 1950 г., составленных ИЗМИРАНом. Средняя квадратическая ошибка отдельного измерения, вычисленная по результатам повторных наблюдений, составляет  $\pm 20$  гамм. Точки с большими аномальными значениями для вычисления средней квадратической ошибки не использовались. На точность измерения могли существенно повлиять погрешности ряда поправок: за температуру, за вариации, за увязку контрольных пунктов между собой и с Душетской магнитной обсерваторией. Ошибка от внесения поправки за температуру составляет  $\pm 3$  гаммы, за вариацию— $\pm 4$  гаммы, а ошибка при увязке контрольного пункта «Ереван» с «Душети» составляет  $\pm 5$  гамм, т. е. суммарная ошибка составляет  $\pm 32$  гаммы. Таким образом, как густота пунктов наблюдения

(10 пунктов на 10 кв. км), так и достигнутая среднеквадратическая погрешность измерений ( $\pm 32$  гаммы) обеспечили составление карты аномального магнитного поля в масштабе 1:500000 для территории Армянской ССР.

Следует отметить, что густота пунктов магнитной съемки в различных частях территории республики различна: равнинные участки, а также широкие долины рек и высокогорных плато покрыты со средней густотой 3—4 пункта на 1 кв. км, в то время как высокогорные районы: массив г. Арагац, Гегамский, Варденисский, Зангезурский и другие хребты покрыты маршрутно-площадной съемкой со средней густотой—одна точка на 2 кв. км.

Аномальное значение вертикальной составляющей магнитного поля определялось как  $Z_a = Z_{50} - Z_n$ , где:

$Z_{50}$ —абсолютное значение, приведенное к эпохе 1950 г.;

$Z_n$ —значение нормального поля для эпохи 1950 г.

Так как основным контрольный пункт выбран в нормальном поле с погрешностью  $\pm 50$  гамм, на сводной карте нормальное поле выбрано с точностью  $\pm 50$  гамм.

Аэромагнитная съемка (Завьялова, 1954) проведена магнитометром АЭМ-49 по параллельным маршрутам через 2 км при высоте полета самолета в 400—600 м над местностью. Ввиду сложности и расчлененности рельефа, постоянность высоты полета относительно рельефа местности не выдерживалась, а колебалась в значительных интервалах от 100 м над вершинами гор до 800 м над долинами реки и горными ущельями.

Направление маршрутов съемки выбиралось вкост простирания Кавказской складчатости с ЮЗ на СВ под азимутом  $30^\circ$ . Точность съемки равна  $\pm 30$  гамм. Все данные аэромагнитной съемки привязаны к маршруту Ереван—Ширазлу, выбранному в нормальном поле.

Прежде чем перейти к анализу карт, рассмотрим основные факторы, которые могут влиять на характер и тип аномального поля, учитываемая орографические и геологические особенности территории Армянской ССР, а также данные о магнитных свойствах пород и особенностях их намагничивания, изложенные в главе II.

Наиболее существенными факторами, влияющими на характер магнитного поля, являются: рельеф рассматриваемой территории, широкое развитие эффузивных и интрузивных магматических пород.

Так как эти вопросы уже рассматривались в литературе (Акопян, 1955, 1956, 1957, 1960, 1963, Миков, 1960), мы ограничимся в настоящей работе лишь их кратким изложением.

#### а. ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА НА АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ И СПОСОБЫ ЕГО ИСКЛЮЧЕНИЯ

Особенно существенное влияние на магнитное поле оказывает горный пересеченный рельеф местности. Этот фактор приходится учитывать при геологическом истолковании аномального магнитного поля, так как в современной магниторазведке, как известно, допускается, что объекты, обуславливающие магнитные аномалии, расположены ниже плоскости наблюдений. Между тем, в рассматриваемых условиях часто встречаются случаи, когда участок, где производятся магнитные наблюдения, характеризуется пересеченным рельефом. При условии высокой намагниченности горных пород, образующих рельеф, последний влияет на результаты наблюдений, в особенности если возмущающими

массами являются изверженные породы в виде лавовых потоков и покровов, как правило, обладающие высокой остаточной намагниченностью.

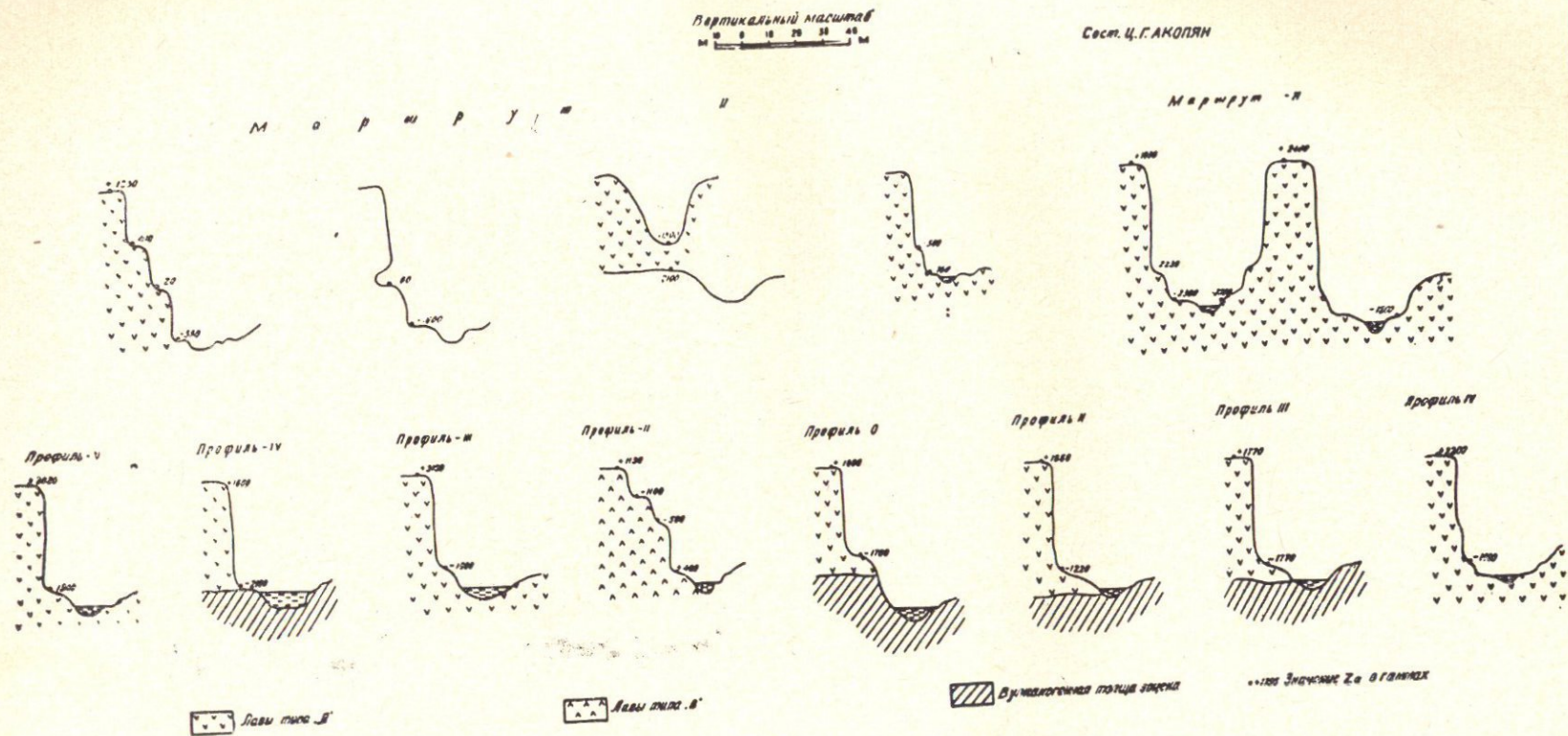
Для оценки влияния рельефа были выполнены специальные съемки в бассейнах рек Касах, Раздан, Гедар, Азат, Арпа и др. как на плато, так и в ущельях рек на различных террасах, причем, когда это представлялось возможным, наблюдения велись над лавовыми потоками, слагающими плато и каньон реки, а также у их подножья (Акопян, 1955, 1956, 1960, 1963).

Участками для специальных работ являлись каньоны рек, потому что здесь возможно было выявить изменения аномального магнитного поля по крутым склонам, в зависимости от места расположения прибора по отношению к верхней и нижней поверхностям лав.

В результате было установлено, что во всех случаях, когда магнитометр находился на эффузивных породах и у их подошвы наблюдалась аномалия противоположного знака, на участках, сложенных верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами, отмечалась отрицательная аномалия, а у их подошвы (подножья)—положительная. На участках же, сложенных средневерхнечетвертичными андезито-базальтовыми лавами, вулканическими туфами, наоборот, положительная аномалия, а у подошвы—отрицательная. В обоих случаях, когда прибор устанавливается ниже подошвы лавового покрова, наблюдается аномалия такого же знака, как и над лавовым покровом. Форма кривых  $Z_a$  над обратно намагниченными породами является зеркальным изображением рельефа, тогда как над нормально намагниченными андезито-базальтами и вулканическими туфами она является прямым изображением рельефа. Таким образом, как обратно, так и нормально намагниченные эффузивы могут обуславливать как положительные, так и отрицательные аномалии, в зависимости от места установки прибора по отношению к лавовому потоку, от характера намагничения этих пород и от мощности эффузивного покрова. В тех случаях, когда в ущельях рек не отмечаются аномалии, аналогичные аномалиям, наблюдаемым на каньонах и на плато, следует полагать, что эрозия не достигла древнего ложа и современный базис эрозии находится выше, чем слагающие ущелье породы.

В качестве примера на фиг. 18 представлены результаты магнитной микросъемки в ущелье р. Арпа на участке курорта Джермук, из которых следует, что на плато над лавовым потоком, намагниченным нормально, наблюдается положительная аномалия, а в ущелье, у подножья потока—отрицательная. Возникновение отрицательных аномалий в ущелье обусловлено характером намагничения лав, слагающих каньон реки, и вызвано тем, что прибор находится под действием нижнего (северного) полюса намагниченного тела. Поэтому все отрицательные аномалии, отмеченные в ущелье реки Арпа и ее притоков на участке курорта Джермук, самостоятельного значения не имеют и обусловлены лавовым покровом, слагающим правобережное плато. Это объясняется тем, что здесь эрозия не достигла древнего ложа и современная река Арпа течет в андезито-базальтовых лавах. Заметим, что, используя значения  $Z_a$  у краев ущелья, на плато и в самом ущелье, можно оценить мощность базальтового покрова, слагающего каньон.

Таким образом, в условиях Армянской ССР рельеф местности резко сказывается на данных магнитных измерений во всех тех случаях, когда местность сложена эффузивными породами, обладающими высокой остаточной намагниченностью.



Фиг. 18. Магнитная микросъемка в ущелье реки Арпа на участке курорта Джермук.

Следовательно, чтобы исключить искажающее влияние рельефа местности, необходимо проводить магнитную съемку с высоты. В процессе наземной съемки необходимо избегать магнитных измерений в ущельях рек, каньоны которых сложены высокомагнитными эффузивами в виде лавовых потоков и покровов.

На сводной карте Армянской ССР нами путем детального сопоставления пунктов наблюдения магнитного поля с картой рельефа были установлены и исключены из дальнейшего рассмотрения все те пункты, которые оказались расположенными в глубоких ущельях рек, сложенных лавами. Это дало возможность в определенной степени исключить ложные аномалии, обусловленные рельефом.

## 6. МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОНУСОВ

Вследствие вулканических извержений в третичное и четвертичное время на рассматриваемой территории образовалось и сохранилось в настоящее время много потухших вулканов с центрами, большей частью кратерного характера. Вулканические центры представляют обычно возвышенности в виде усеченных конусов. На многих конусах сохранились кратерные углубления в виде конических и эллипсоидальных депрессий.

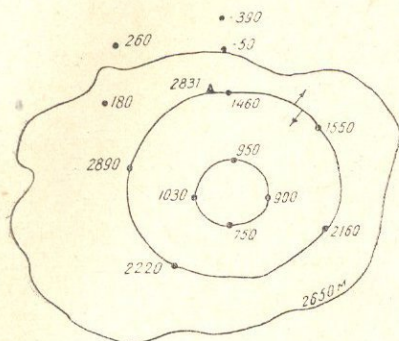
Для выявления характера магнитного поля над вулканами были выполнены специальные детальные исследования на некоторых типичных вулканических конусах: на вершинах вулканов Агмаган, Далик, Гутансар, Инаксар, миниатюрного вулканического конуса у с. Норадуз, Шлакового конуса в районе курорта Джермук, экструзивного конуса Атис и др. (фиг. 19).

Исследования на этих вулканических конусах показали (Акопян, 1960, 1963; Карапетян 1959, 1962), что они характеризуются магнитными аномалиями интенсивностью от нескольких сот до нескольких тысяч гамм, причем по мере движения от подножья вулкана к его вершине интенсивность аномалии возрастает, достигая максимальной величины на вершине конуса, а в самом кратере вулкана интенсивность поля убывает, оставаясь в основном положительной. В таблице 26 приведены основные результаты магнитометрического изучения вулканов Норадуз, Агмаган, Далик, Гутансар, Инаксар.

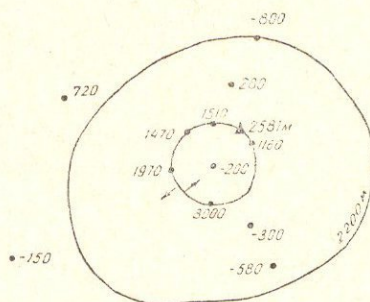
Таким образом, в пределах кратеров вулканов интенсивность магнитных аномалий убывает, что обусловлено влиянием рельефа местности и уменьшением намагниченности горных пород в зонах разлома. Экспериментальными исследованиями установлено, что механические напряжения в зонах разломов и вблизи трещины усиливаются, а это вызывает уменьшение магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности горных пород (Капица 1955; Петрова 1953). При этом не исключается возможность и того, что в зонах разломов, ввиду длительной циркуляции углекислых вод, ферромагнитные минералы могли быть выщелочены.

В литературе для действующих вулканов имеются другие объяснения. Так, Р. А. Ривош (1964) склонен объяснять наблюдаемое понижение магнитного поля в пределах молодых вулканических районов (Камчатский полуостров, Центральная Япония и др.) наличием под вулканами и вдоль тектонически ослабленных зон магматических камер. Такие периферические магматические камеры, расположенные на небольшой глубине (3—7 км) под вулканами, оказывают сильное тепловое воздействие на окружающие их участки земной коры, которые

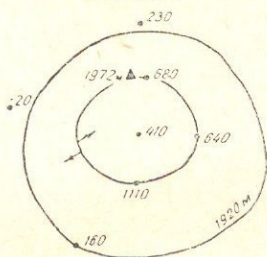
1 Вершина вулкана  
Армаган



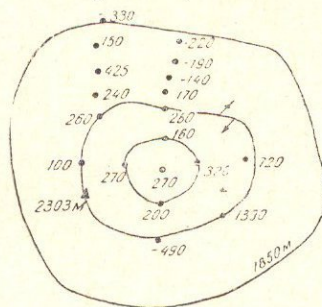
2 Вершина вулкана  
Далик



3 Вершина вулкана  
Норатус



4 Вершина вулкана  
Гутансар



*Значения заданы в гаммах*

Фиг. 19. Магнитная микросъемка на вулканических центрах Армянской ССР.

Таблица 26

Результаты магнитометрического изучения вулканических конусов

| №<br>п/п | Название<br>вулкана | h<br>в м | Интенсивность аномалий в<br>гаммах |                |                            | Намагниченность         |     |     |    |
|----------|---------------------|----------|------------------------------------|----------------|----------------------------|-------------------------|-----|-----|----|
|          |                     |          | на вер-в крате-<br>шине            | в крате-<br>ре | $\gamma \cdot 10^6$<br>сгс | $I_p \cdot 10^6$<br>сгс | Q   | D°  | J° |
| 1        | Норатус             | 1972     | 1100                               | 410            | 2500                       | 6600                    | 6.6 | 20  | 67 |
| 2        | Армаган             | 2820     | 2100                               | 900            | 2900                       | 10500                   | 9.0 | 320 | 55 |
| 3        | Далик               | 2581     | 2200                               | -200           | 5300                       | 13000                   | 6.2 | 334 | 45 |
| 4        | Гутансар            | 2303     | 1400                               | 270            | 7250                       | 15600                   | 5.4 | —   | —  |
| 5        | Инаксар             | 2402     | 3900                               | 870            | 3380                       | 4500                    | 3.3 | 13  | 25 |

приобретают температуру, превышающую точку Кюри ферромагнитных минералов (500—600°) и вследствие этого теряют свою повышенную намагниченность. В результате этого под вулканом образуется парамагнитная область, включающая собственно магматический резервуар и пространство, его окружающее, причем, согласно расчетам Р. А. Ри-

воша, радиус парамагнитного пространства составляет примерно 4—5 км (при температуре лавы 1000—1100° и радиусе магматического очага 2—2,5 км).

#### в. ВЛИЯНИЕ НА АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

Общеизвестно широкое распространение эффузивных пород на рассматриваемой территории, которые представлены различными лавами и вулканическими туфами (Асланян, 1958, 1954; Великовская, 1955; Габриелян, 1948; Миков, 1960; Милановский, 1956; Паффенгольц, 1959; Ширинян, 1959, 1961). За четвертичный период потоки андезито-базальтовых лав и покровы трахидацитовых туфов покрыли здесь обширные пространства.

Согласно К. Н. Паффенгольцу, почти все четвертичные покровы имеют хорошо выраженные центры излияний, приуроченные к крыльям синклиналей, и все проявления четвертичного вулканизма локализируются в так называемой складчатой зоне Армянской ССР (Паффенгольц, 1934, 1959, 1961).

Сопоставление карты  $Z_a$  с картой распространения кайнозойских эффузивных покровов показывает, что интенсивные магнитные аномалии до нескольких тысяч гамм и резкие изменения  $Z_a$  над массивом горы Арагац, Гегамским хребтом, Егвардским, Дзорахбюрским, Лорийским, Джермукским вулканическим плато и другими участками обусловлены андезито-базальтовыми лавами.

Прежде всего попытаемся оценить интенсивность магнитного поля над покровом верхнеплиоценовых долеритовых базальтов и андезито-базальтовых лав нижнечетвертичного возраста, полагая, что лавовый покров—намагниченное тело, которое в первом приближении можно уподобить горизонтальному пласти бесконечного простираения и большого распространения в глубину. Для этого случая напряженность поля вблизи его центральной части определяется уравнением  $Z=2nI$ , где  $I=I_n$ , так как для этих эффузивных пород  $I_n:I_1=10$ .

При косом намагничении интенсивность аномалии, в первом приближении, определяется уравнением  $Z=2\pi\sin J$ , где  $J$ —угол наклона вектора  $I_n$  к горизонтальной плоскости.

Средняя величина намагниченности долеритовых базальтов верхнего плиоцена и андезито-базальтовых лав нижнечетвертичного возраста (табл. 2) равна:

$I_n=10 \cdot 10^{-3}$  сгс,  $J=-40^\circ$ ,  $Q=12,6$ ,  $D=175^\circ$ , следовательно  $Z_a=-6500-7000$  гамм. В действительности же площадь распространения указанных пород ограничена, вертикальная мощность невелика, интенсивность намагниченности, в большинстве случаев, ниже принятой расчетной величины, а поэтому поле будет значительно ниже вычисленного. Однако в отдельных случаях значение  $I$  выше расчетного и соответственно поле может быть значительно выше вычисленного. Знак аномалии будет отрицательным, так как вектор намагниченности верхнетретичных и нижнечетвертичных эффузивных образований направлен снизу вверх  $J=-40^\circ$ , а азимут вектора близок к  $180^\circ$ . Фактически над указанными породами наблюдаются аномалии со средней интенсивностью в 4000—5000 гамм. Далее, из данных табл. 2 видно, что относительно молодые средне-верхнечетвертичные андезито-базальтовые лавы характеризуются высокими значениями намагниченности  $I_n=17,4 \cdot 10^{-3}$  сгс,  $J=42^\circ$ ,  $D=5^\circ$ ,  $Q=13,2$  и способны обуславливать аномалии по-

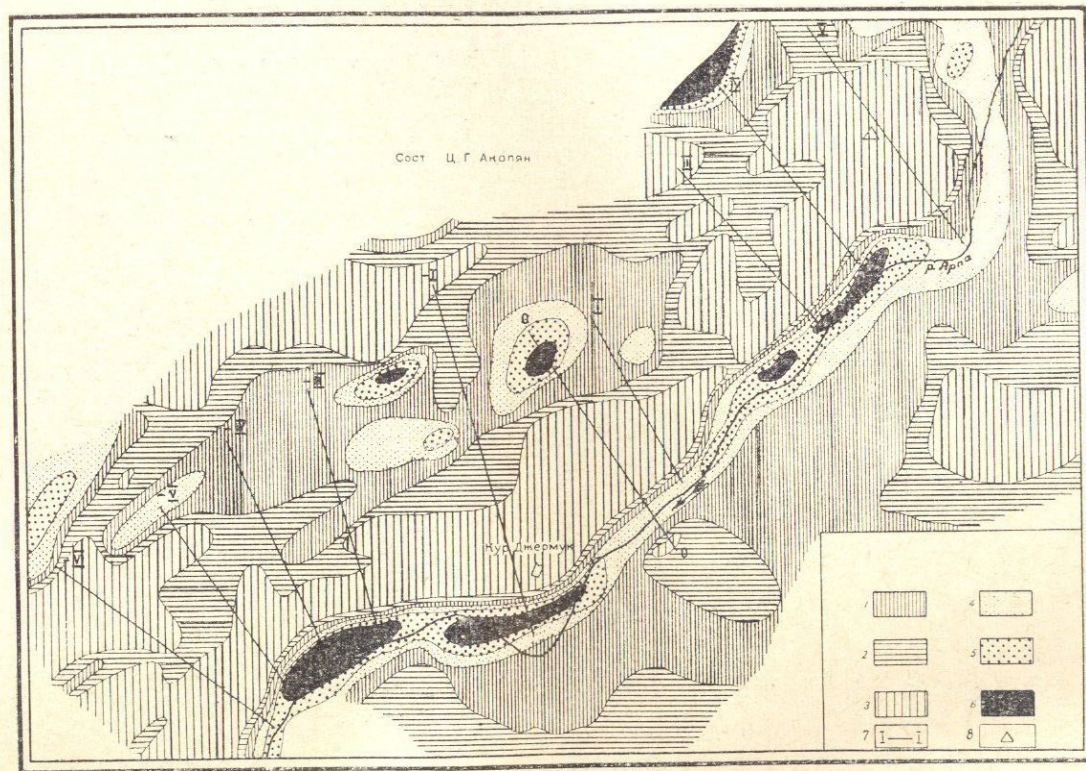
рядка +7000 гамм. В действительности же над андезито-базальтовыми лавами наблюдаются аномалии в 6500—7000 гамм, а знак аномалии положителен, так как вектор намагниченности андезито-базальтовых лав направлен сверху вниз, азимут вектора близок к нулю.

В литературе уже были опубликованы данные о характере магнитного поля над различными лавами рассматриваемой территории (Акопян 1955, 1956, 1958, 1960, 1963). Выше, в сводной табл. 3 (глава II), сконцентрированы основные данные о намагниченности лав в пределах Джермукского, Лорийского, Туманянского плато, Гегамского хребта и других районов в совокупности с необходимыми другими данными и дана соответствующая характеристика магнитного поля.

Рассмотрим связь магнитного поля с намагниченностью эффузивов на примере Джермукского и Лорийского плато. На Джермукском плато развиты среднечетвертичные лавы, которые изливались из вулканического конуса, расположенного на северо-восточной окраине курорта Джермук, и, заполнив древнее ущелье реки, образовали правобережное плато. Мощность покрова, по данным А. П. Демехина (1950), доходит 65 м. Здесь среднечетвертичные лавы характеризуются нормальной намагниченностью (табл. 3) и обуславливают над собой интенсивные положительные аномалии порядка 2500 гамм (фиг. 20, 21). Расчеты показывают, что возможная аномалия, обусловленная среднечетвертичными лавами, при длине потока в 3 км, ширине—300 м, мощности в 65 м и средней намагниченности в  $6000 \cdot 10^{-6}$  сгс равна 2600 гамм.

На Лорийском и Туманянском плато широко развиты породы среднего эоцена-палеоцена, выражены они преимущественно вулканогенной фацией. Средняя мощность эоцена около 2,5 км. Нижняя часть толщи мощностью 1—1,5 км представлена туфогенными породами, а в верхней части, мощностью около 1 км, преобладают порфириды. Отложения олигоцена и миоцена в описываемой области не встречены и следовательно по возрасту являются верхнеплиоценовые долеритовые базальты, которые слагают обширное Лорийское плато и западную часть Туманянского плато. От ст. Туманян лавовый поток спускается вниз по течению р. Дебед, достигая ст. Садахло. Потоки лав располагаются на речных террасах. Наибольшая их высота над уровнем р. Дебед у ст. Туманян доходит до 350—400 м, а вниз по реке, постепенно снижаясь, потоки лав спускаются к уровню реки у ст. Садахло. Общая протяженность потоков лав около 100 км. Ввиду того, что лавы заполнили древнее русло р. Дебед, мощность их в обнажении весьма различна и колеблется от 10—15 до 400 м. Наибольшая мощность их—400 м отмечается у ст. Туманян. Интенсивные эрозионные действия рек обусловили образование глубоких ущелий рек Дзорагет и Дебед, представляющих собой настоящие каньоны с отвесными стенками. В этих глубоких ущельях из-под покрова базальтовых и андезито-базальтовых лав выступают более древние образования.

Исследованная территория в магнитном отношении характеризуется интенсивными положительными (до +4000 гамм) и отрицательными (до —7000 гамм) аномалиями, с некоторым преобладанием последних (фиг. 22). Междуречье рек Каменка и Гергер характеризуется в основном отрицательными полями переменной интенсивности. На общем фоне отрицательных значений  $Z_a$  выделяются отдельные небольшие участки с положительными значениями. На Качаган-Узунларском участке отчетливо выделяются две аномальные зоны меридионального простираения: зона положительных аномалий вдоль Степанаван-Узун-



Фиг. 20. Карта  $Z_n$  Джермукского плато. Интенсивность аномалии: 1—от 0 до 500  $\gamma$ ; 2—от 500 до 1000  $\gamma$ ; 3—более 1000  $\gamma$ ; 4—от 0 до -500  $\gamma$ ; 5—от -500 до -1000  $\gamma$ ; 6—менее -1000  $\gamma$ ; 7—магнитные профили; 8—шлаковый конус.

ларского канала и зона отрицательных аномалий вдоль р. Дебед. Зона отрицательных аномалий между сс. Айгеат и Цатер разрывается на три обособленные аномалии: Айгеат-Узунларскую, Цатер-Коберскую и Кармир-агек-Качаганскую.

Туманянское плато в основном характеризуется положительными аномалиями различной интенсивности и площади распространения. Наиболее интенсивные аномалии констатированы севернее и южнее с. Тумаян, где интенсивность их достигает 2300  $\gamma$  (гора Дид) и 1600  $\gamma$  (СЗ с. Чкалов) (фиг. 24). Характерными являются закономерные изменения вертикальной составляющей аномального магнитного поля от края ущелья к плато, а именно: интенсивные отрицательные аномалии наблюдаются на краях ущелий рр. Дзорагет и Дебед и убывают по мере удаления от края ущелья.

Интенсивные отрицательные аномалии на краях ущелий рек Дебед и Дзорагет связаны с мощным комплексом долеритовых лав верхнего плейстоцена, а уменьшение интенсивности аномалии по мере удаления от краев ущелий, по-видимому, указывает на резкое уменьшение мощности лав с выклиниванием отдельных горизонтов. Нулевую изодинаму  $Z_0$  в первом приближении, можно рассматривать как границу распространения базальтовых лав. Это устанавливается на примере Узунларского участка, где нулевая изодинама довольно точно совпадает с видимой границей базальтовых лав, приходящих в контакт с среднеюрскими порфиритами (фиг. 22).

Полевыми работами установлено, что интенсивность аномалии меняется в результате изменения интенсивности намагничивания при одинаковой мощности лавовых потоков, т. е. там, где интенсивность остаточной намагниченности высокая, наблюдаются более интенсивные магнитные аномалии и наоборот. В качестве примера рассмотрим профиль XV (фиг. 23). Этот профиль расположен восточнее с. Куртан, где вертикальная мощность покрова доходит до 200 м. На пункте 250 мощность покрова составляет около 100—110 м, интенсивность аномалии равна 2530 гамм, величина остаточной намагниченности— $4000 \cdot 10^{-6}$  сгс. В точке 256 на этом же профиле мощность базальтового покрова достигает 200 м, интенсивность аномалии равна 7800 гамм,  $I_n = 23000 \cdot 10^{-6}$  сгс. Такая прямая связь между интенсивностью магнитных аномалий и мощностью потоков отчетливо наблюдается по всему исследованному району (см. табл. 27).

Учитывая характерные особенности магнитного поля и намагниченности базальтовых лав Лорийского плато, мы сделали попытку составить геологические разрезы по магнитным профилям Куртан-Узунларского и Туманянского участков и восстановить древний подлавовый рельеф этих районов (фиг. 23).

По данным магнитной съемки, к моменту излияния базальтовых лав (центр излияния в районе Мокрых гор) между южным отрогом Сомхетских гор на северо-западе и Бзовдальским хребтом на юге существовал выработанный на более древних породах рельеф с общим наклоном на восток, в понижение которого и устремились базальтовые лавы, достигнув долготы с. Тумаян и далее на север к ст. Алаверди.

Экспериментальные исследования, результаты которых приведены в табл. 26, 27 и на фиг. 25, позволяют сделать следующие выводы:

1. Выделяются два типа отчетливо выраженных соотношений между наблюдаемым магнитным полем и эффузивными породами третичного и четвертичного возрастов: магнитное поле над нижнечетвертичными и верхнеплейстоценовыми эффузивными породами отрицательно, что обуслов-

Интенсивность вертикальной составляющей аномального магнитного поля в зависимости от мощности лав различных возрастов

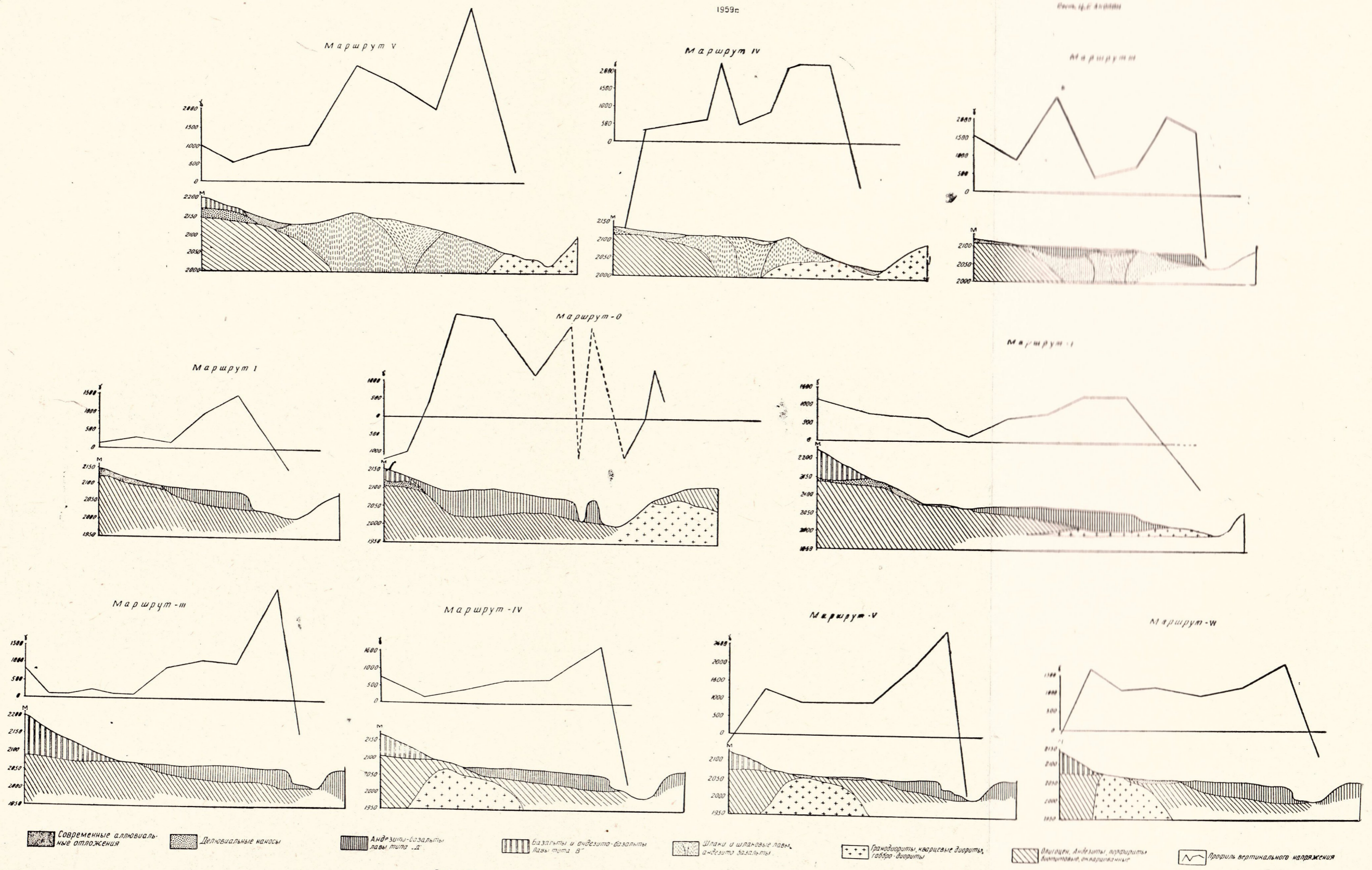
| № п/п | Район исследования   | Название породы      | Возраст            | Мощность в м | Наблюдаемое поле $Z_a$ в гаммах |
|-------|----------------------|----------------------|--------------------|--------------|---------------------------------|
| 1     | Джермукское плато    | Андезито-базальты    | Среднечетвертичный | 65           | 2500                            |
|       |                      |                      |                    | 50           | 2200                            |
|       |                      |                      |                    | 58           | 2300                            |
|       |                      |                      |                    | 50           | 2800                            |
|       |                      |                      |                    | 45           | 1850                            |
|       |                      |                      |                    | 45           | 1500                            |
|       |                      |                      |                    | 60           | 1600                            |
|       |                      |                      |                    | 65           | 1800                            |
|       |                      |                      |                    | 65           | 1860                            |
| 65    | 1770                 |                      |                    |              |                                 |
| 2     | Бассейн р. Раздан    | Андезито-базальты    | Среднечетвертичный | 65           | 1600                            |
| 3     | Басаргечарский район | Андезито-базальты    | "                  | 50           | 2200                            |
| 4     | Бассейн р. Азат      | Андезито-базальты    | Верхнечетвертичный | 65           | 2400                            |
|       |                      |                      |                    | 70           | 2100                            |
|       |                      |                      |                    | 50           | 2100                            |
|       |                      |                      |                    | 65           | 2000                            |
|       |                      |                      |                    | 60           | 1300                            |
|       |                      |                      |                    | 20           | 800                             |
|       |                      |                      |                    | 30           | 700                             |
|       |                      |                      |                    | 30           | 500                             |
|       |                      |                      |                    | 16           | 400                             |
| 5     | Бассейн р. Раздан    | Базальты долеритовые | Верхний плиоцен    | 180          | -2200                           |
|       |                      |                      |                    | 120          | -1200                           |
| 6     | Лорийское плато      | Базальты долеритовые | Верхний плиоцен    | 80           | -750                            |
|       |                      |                      |                    | 100          | -2530                           |
|       |                      |                      |                    | 100          | -800                            |
|       |                      |                      |                    | 160          | -1360                           |
|       |                      |                      |                    | 150          | -1200                           |
|       |                      |                      |                    | 100          | -800                            |
|       |                      |                      |                    | 300          | -7000                           |
|       |                      |                      |                    | 200          | -2800                           |
|       |                      |                      |                    | 200          | -2630                           |
|       |                      |                      |                    | 130          | -1800                           |
| 50    | -500                 |                      |                    |              |                                 |
| 20    | -900                 |                      |                    |              |                                 |
| 55    | -1600                |                      |                    |              |                                 |

лено их обратной намагниченностью, а над андезито-базальтовыми лавами верхнечетвертичного и среднечетвертичного возрастов — положительно, что объясняется нормальной намагниченностью указанных пород.

2. Существует прямая связь между наблюдаемым магнитным полем и вертикальной мощностью андезито-базальтового покрова: чем мощнее покров, тем интенсивнее наблюдаемая над ним аномалия. Следовательно, создается возможность судить о мощности базальтового покрова по интенсивности наблюдаемых над ними аномалий. Однако эта возможность ограничена тем, что встречаются и случаи, когда при одинаковой вертикальной мощности лавового покрова интенсивность аномалии вследствие неоднородности намагничивания лав меняется.

# МАГНИТНЫЙ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПРОФИЛИ РАЙОНА КУРОРТА ДЖЕРМУК

Масштаб: 1:5000  
 М 50 0 50 100 150 200  
 1959г.



Фиг. 21.

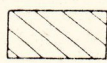
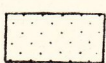




# КАРТА

## АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ $Z_a$ ЛОРЬИЙСКОГО ПЛАТО БАССЕЙНОВ РЕК ДЗОРАГЕТ И ДЕБЕТ

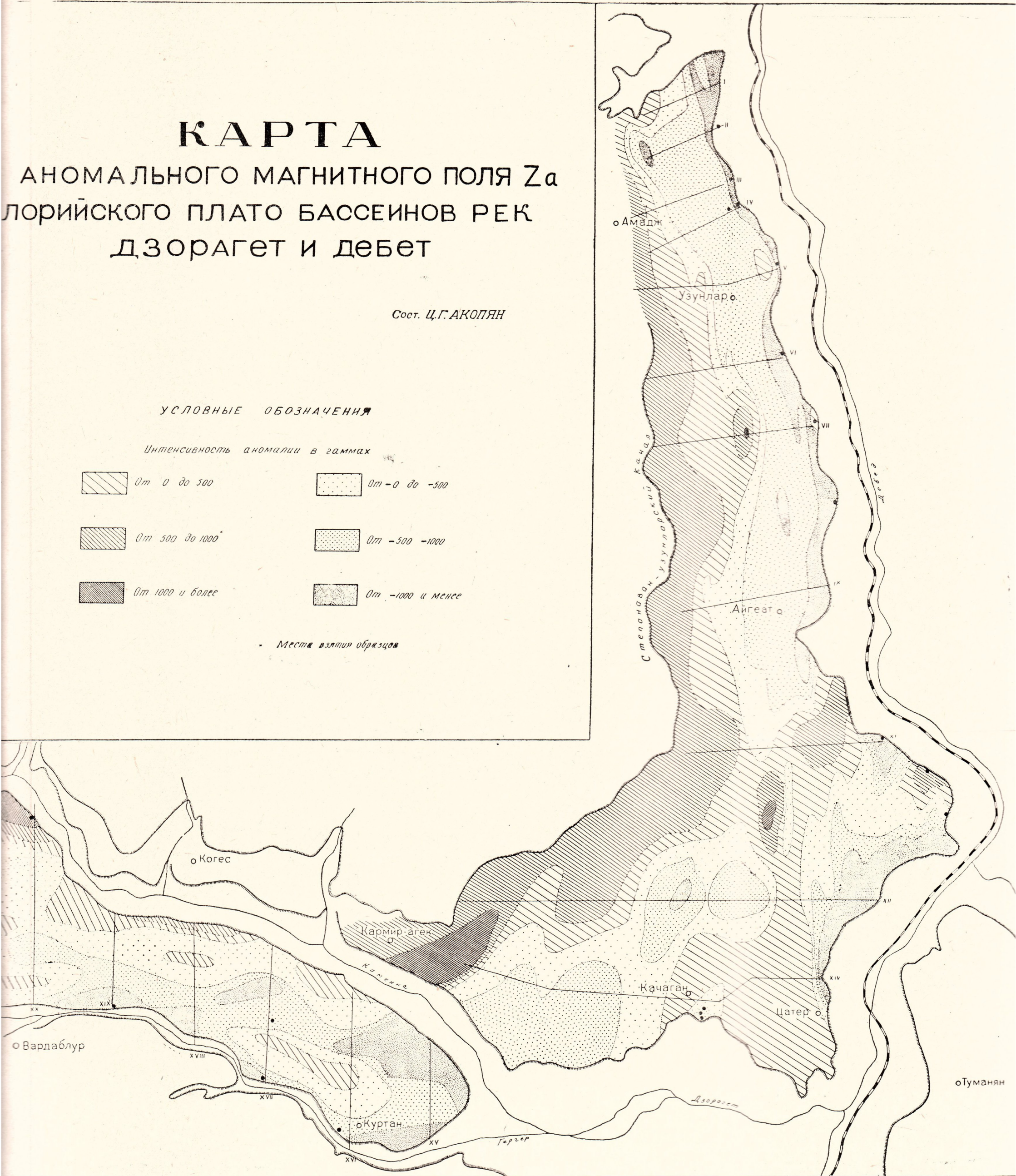
Сост. Ц.Г. АКОПЯН

### УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Интенсивность аномалии в гаммах

|   |  |
|---|--|
|  От 0 до 500     |  От 0 до -500     |
|  От 500 до 1000  |  От -500 -1000    |
|  От 1000 и более |  От -1000 и менее |

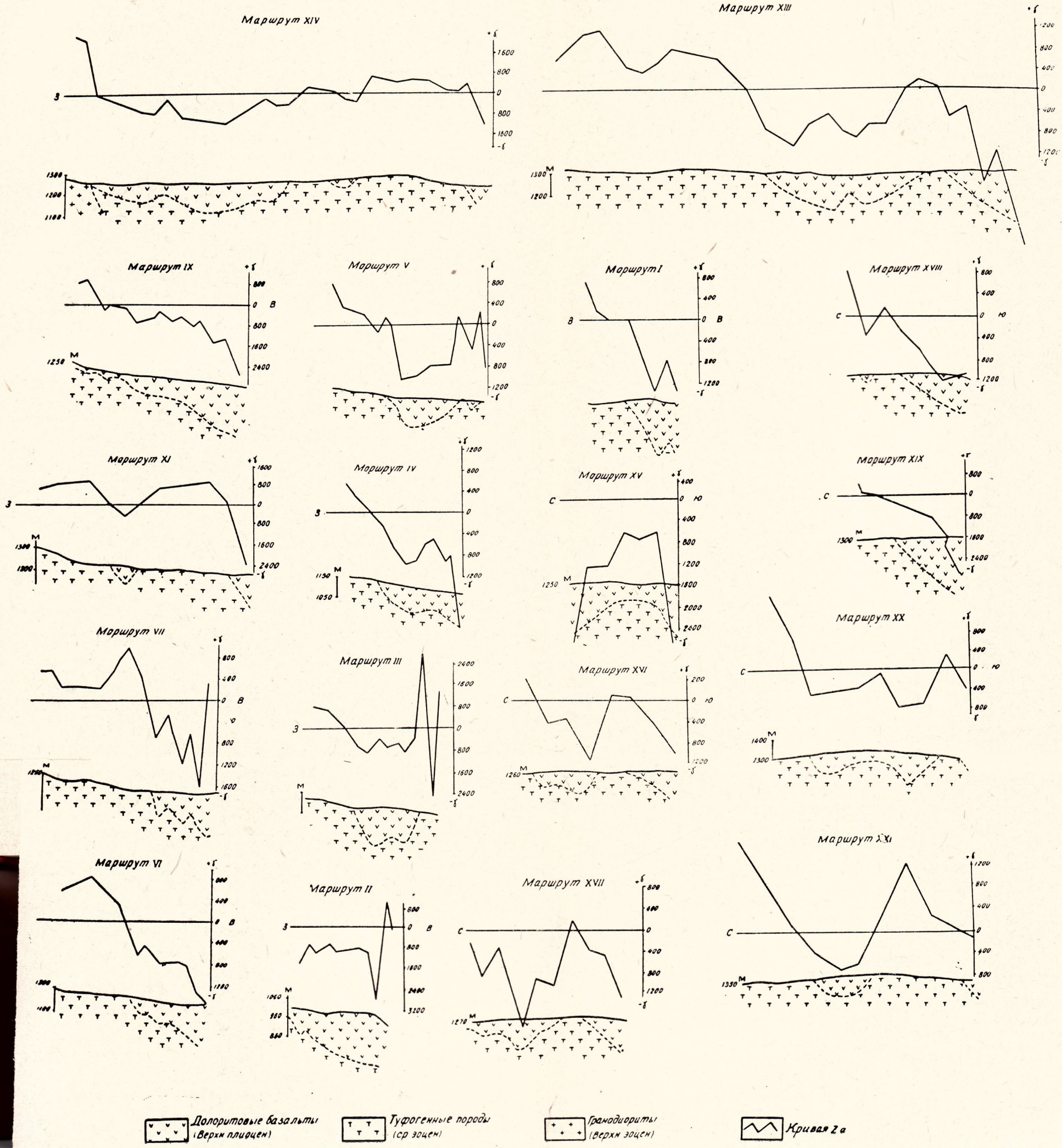
• Места взятия образцов



# МАГНИТНЫЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОФИЛИ ЛОРИЙСКОГО ПЛАТО

М 250 0 250 500 750 1000 М  
1959г

Сост. Ц.Г. АКОПЯН



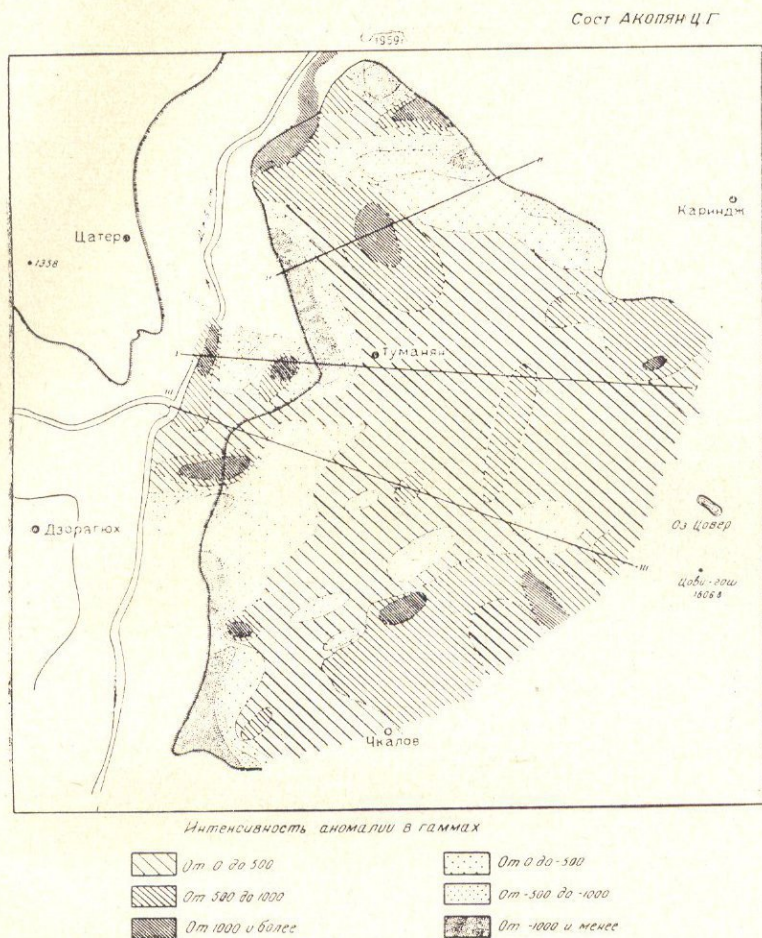
▼ ▼ ▼ Долоритовые базальты (Верхний плиоцен)

T T T Туфогенные породы (ср. эоцен)

+ + + Гранодиориты (Верхний эоцен)

⌚ Кривая Zα

Фиг. 23.



Фиг. 24. Карта аномального магнитного поля  $Z_a$  Туманянского плато.

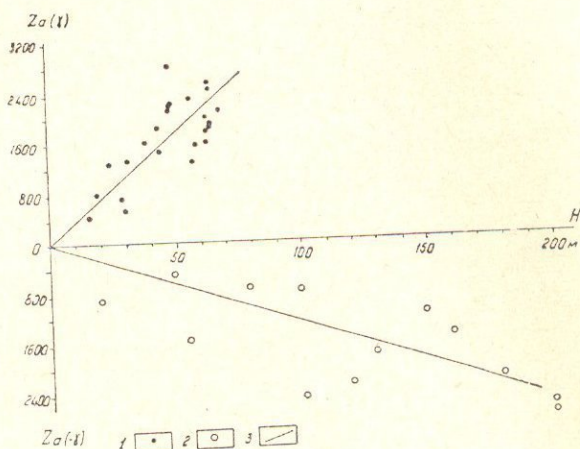
### г. МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЭКСТРУЗИВНЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Вопрос о характере магнитного поля над экструзивными и интрузивными породами в настоящее время может быть рассмотрен на примере Азизбековского, Амасийского и Вединского районов.

#### МАГНИТНОЕ ПОЛЕ НАД ЭКСТРУЗИВНЫМИ ПОРОДАМИ АЗИЗБЕКОВСКОГО РАЙОНА У С. ГОРАДИС

Согласно Э. Г. Малхасяну (1956), здесь среди вулканогенно-осадочных отложений среднего эоцена, представленных туффитами и туфами, туфогенными породами и известняками, залегают экструзивные тела, на контакте с которыми отмечается слабое изменение вмещающих пород.

Морфологически экструзивные образования имеют вид конусообразных куполов с крутыми стенками, а их размеры колеблются от 100 до 200 кв. м, причем они несогласно секут вмещающую толщу и особых следов механического воздействия на вмещающие породы не наблюдается.



Фиг. 25. График зависимости  $Z_a$  от мощности базальтового покрова.

1—прямо намагниченные лавы; 2—обратно намагниченные лавы; 3—усредненные значения.

Существенная особенность магнитного поля этого района состоит в том, что на общем фоне положительных значений  $Z_a$ , обусловленных вулканогенно-осадочными породами среднего эоцена, экструзивные тела характеризуются относительно интенсивными отрицательными полями  $Z_a$ , достигающими—500 гамм и ниже, при этом над вмещающими породами наблюдаются в основном положительные поля, но по мере приближения к экструзивным телам интенсивность поля убывает, но остается все же положительной; в приконтактной полосе, в непосредственной близости с экструзивным телом, знак поля меняется, а над экструзивным образованием наблюдаются отрицательные аномалии различной интенсивности.

Чтобы объяснить причину появления отрицательных полей над экструзивными образованиями, были исследованы на магнитометре М-2 магнитные свойства экструзивных пород, результаты которых приведены в табл. 28.

Таблица 28

| № п/п | № образцов | Место взятия                  | $\chi \cdot 10^5$<br>сгс | $I_n \cdot 10^6$<br>сгс | $I_i \cdot 10^6$<br>сгс | Q    | $D^\circ$ | $J^\circ$ |
|-------|------------|-------------------------------|--------------------------|-------------------------|-------------------------|------|-----------|-----------|
| 1.    | А/54       | На вершине экструзии          | 2620                     | 16600                   | 1050                    | 15,8 | 246       | -67       |
| 2.    | В/54       | На 20 м ниже выхода экструзии | 7430                     | 46200                   | 2970                    | 15,6 | 140       | -35       |

Химический состав образца А/54, взятого на вершине экструзии, следующий:  $SiO_2$ —63,26,  $Al_2O_3$ —17,73,  $Fe_2O_3$ —3,33,  $FeO$ —1,04,  $TiO_2$ —0,38,  $MgO$ —2,85,  $CaO$ —4,39,  $Na_2O$ —3,51,  $K_2O$ —2,16,  $H_2O$ —не обнаружено, п.п.п.—0,52\*.

\* Химический анализ произведен аналитиком С. М. Дехтрикян; петрографическое описание шлифа дано Э. Г. Малхасяном.

Порода эта андезито-дацитового состава, сложение среднезернистое, цвет серый. Под микроскопом структура породы полнокристаллическая, порфировая. Основная часть микрокристаллическая и состоит преимущественно из полевых шпатов и кварца. Минералогический состав породы следующий: плагиоклаз (в двух генерациях), амфибол, пироксен, биотит, кварц. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит и рудный минерал.

Как показывают данные табл. 28, породы субвулканических образований характеризуются высокой намагниченностью, отношение остаточной намагниченности к индуцированной в среднем составляет 15, а вектор  $I_p$  направлен снизу вверх, т. е. эти породы намагничены обратно по отношению к магнитному полю Земли. Вещающие же вулканогенно-осадочные породы среднего эоцена в указанном районе намагничены нормально.

Следовательно, наблюдаемые над экструзивными образованиями отрицательные поля обусловлены обратной их намагниченностью, экструзивные образования Даралагеца (Горадиса) по своим магнитным свойствам и магнитному полю ведут себя так же, как и эффузивные образования Приереванского района, Лорийского плато и Нор-Баязетского района (Акопян, 1955, 1958, 1960). Поэтому мы приходим к выводу о возрастной идентичности экструзивных пород Горадиса и эффузивных пород верхнего плиоцена Лорийского плато и Приереванского района.

Следует отметить, что до сего времени возраст экструзивных пород Горадиса достоверно не установлен, а определяется лишь по аналогии с экструзиями Иландаг, Алинджа-чай и др. в Нахичеванской АССР, возраст которых Ш. А. Азизбековым (1961) определяется как плиоценовый, тогда как изложенные данные позволяют более определенно говорить об их верхнеплиоценовом возрасте.

#### МАГНИТНОЕ ПОЛЕ НАД ИНТРУЗИЯМИ В АМАСИЙСКОМ РАЙОНЕ

Здесь, в вулканогенно-осадочных отложениях среднего эоцена, выступают на отдельных участках небольшие тела, представленные кварцевыми диоритами. Под микроскопом структура породы полнокристаллическая—диабазовая (офитовая) и состоит из изоморфных кристаллов плагиоклаза (средней основности), который по количеству преобладает в породе. Цветной компонент представлен тонкими чешуйками измененного амфибола табачно-зеленого цвета и моноклинного пироксена. Амфибола около 20% породы, пироксена—5%. Плагиоклазы редко свежие. В породе имеется калиевый полевой шпат и кварц (около 5%)\*.\*.

Химический анализ образца № 84—54, взятого из указанных пород, следующий:  $SiO_2$ —58,22,  $Al_2O_3$ —16,94,  $Fe_2O_3$ —4,76,  $FeO$ —4,70\*\*.

Магнитные свойства породы приведены в табл. 29.

\* \* Петрографическое описание шлифа дано И. Г. Гаспарян.

\* \* \* Химический анализ произведен в ИГН АН Арм. ССР аналитиком. С. М. Дехтрикян.

Таблица 29

| № п/п | № образцов | Место взятия           | $\chi \cdot 10^6$<br>сгс | $I_n \cdot 10^6$<br>сгс | $I_i \cdot 10^6$<br>сгс | Q    | D°  | J°  |
|-------|------------|------------------------|--------------------------|-------------------------|-------------------------|------|-----|-----|
| 1.    | 83/54      | с. Амасия<br>зап. 2 км | 14600                    | 152700                  | 5840                    | 26,0 | 260 | -10 |
| 2.    | 84/54      | "                      | 28900                    | 237400                  | 11600                   | 20,5 | 97  | -50 |
| 3.    | 85/55      | "                      | 27800                    | 312000                  | 11000                   | 28,2 | 100 | -40 |

Несмотря на высокую намагниченность этих пород, для них характерны относительно слабые отрицательные значения  $Z_a$  до  $-400$  гамм и ниже. Эти породы оказались намагничены обратно при явном преобладании остаточной намагниченности над индуцированной ( $Q=25$ ), аналогично породам Горадисской экструзии, хотя по химическому составу породы этих двух отдаленных друг от друга районов оказались близкими между собой. Это дает основание предполагать, что описываемые кварцевые диориты являются возрастным аналогом экстрезивных пород района с. Горадис и относятся к верхнему плиоцену.

Намагниченность эффузивных пород заметно отличается от намагниченности пород интрузивных: фактор  $Q$  ( $Q=I_n:I_i$ ) для эффузивных пород составляет 10 и более единиц, что явно указывает на преобладающее влияние  $I_n$  над  $I_i$ , для интрузивных пород  $Q$  составляет в среднем 1—2, реже 5 единиц, а это означает, что в формировании аномального магнитного поля интрузивных тел важное значение имеют как  $I_n$ , так и  $\chi$ .

Установлено, что угол наклона вектора намагниченности эффузивных пород близок к горизонтальной плоскости ( $I < 45^\circ$ ), а для интрузивных пород угол наклона вектора  $I_n$  приближается к вертикали ( $I > 45^\circ$ ). Следовательно, при одинаковой величине намагниченности есть основание предполагать, что на интрузивных телах должно иметь место проявление более интенсивной магнитной аномалии  $Z_a$ , чем на эффузивных образованиях (Акопян, 1960).

#### д. СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ПЛИКАТИВНЫМИ СТРУКТУРАМИ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ И АНОМАЛЬНЫМ МАГНИТНЫМ ПОЛЕМ

Из характеристики магнитных свойств осадочных горных пород при условии, что они слагают складки с относительно крутыми углами их крыльев, следует вероятность существенного влияния таких складок на характер магнитного поля.

При выяснении влияния на магнитное поле пликативных структур, сложенных осадочными отложениями, следует различать два случая: первый, когда пликативные структуры не покрыты эффузивными породами, и второй—когда пликативные структуры покрыты различными типами эффузивных пород верхнетретичного и четвертичного возрастов переменной мощности.

Впервые вопрос о характере магнитного поля над линейными складками, сложенными породами третичного возраста, был рассмотрен Л. Д. Берсудским (1934), показавшим на основе детальных исследований  $Z_a$  на Шорахбюрской антиклинали, что последняя характеризуется относительным линейным минимумом.

Специальными исследованиями в пределах той же Шорахбюрской

антиклинали и сопредельных районов в 1948 г. А. Т. Донабедовым и Ц. Г. Акопяном было окончательно установлено, что сводовая часть этой антиклинали характеризуется относительным минимумом  $Z_a$  и такой характер поля обусловлен относительно повышенной магнитной восприимчивостью пестроцветных отложений среднего-нижнего миоцена, слагающих крылья Шорахбюрской антиклинали.

Сопоставление карты  $Z_a$  с геологической картой района Шорахбюрской антиклинали показывает, что осевая часть Шорахбюрской антиклинали, сложенная породами олигоценового и эоценового возрастов, представленными в известково-мергельной и глинисто-песчанистой фациях с  $\kappa=150 \cdot 10^{-6}$  сгс характеризуется относительно пониженным полем  $Z_a$  от +50 до 100 гамм.

Зона относительно повышенного поля  $Z_a$  от +100 до +200 гамм на участке Шорахбюр—Газагюх совпадает в общих чертах с обнажением на поверхности пестроцветной толщи с  $\kappa=340 \cdot 10^{-6}$  сгс, представленной красными глинами, рыхлыми конгломератами, песчаниками и галечниками, слагающими северо-западное крыло Шорахбюрской антиклинали, а границы распространения пестроцветной толщи в области периклинального замыкания Шорахбюрской антиклинали также совпадают с контурами зоны относительно повышенного поля  $Z_a$  от 100 до 200 гамм.

Выявленные здесь разрозненные выходы пестроцветной толщи к юго-западу от населенных пунктов Н. Джрашен—Советашен и к востоку от с. Ацаван также характеризуются локальными аномалиями с  $Z_a$  от 100 до 200 гамм.

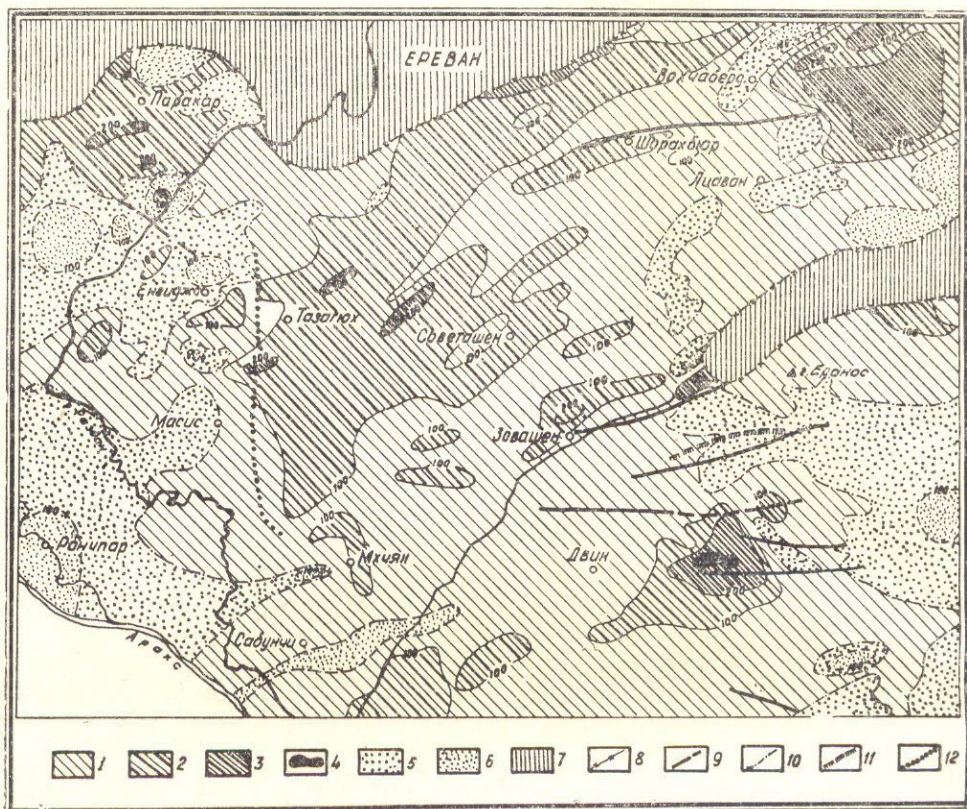
Для количественной оценки интенсивности поля  $Z_a$ , обусловленной породами пестроцветной толщи, при среднем значении  $\kappa=340 \cdot 10^{-6}$  сгс (глава II), вычислим ее по формуле  $Z=2H \kappa H$  (Логачев, 1962) и получим +100 гамм.

Исходя из того, что в пестроцветной толще встречаются и породы, обладающие магнитной восприимчивостью до  $700 \cdot 10^{-6}$  сгс, которые могут обусловить аномалии до +150—200 гамм, мы полагаем, что значение  $Z_a$  от +100 до +200 гамм в рассматриваемых условиях может быть принято за величину, характеризующую порядок возможной аномалии, вызванной породами пестроцветной толщи среднего-нижнего миоцена.

Эти данные в совокупности с фактом относительно пониженного поля от 50 до 100 гамм непосредственно над сводом Шорахбюрской антиклинали, где отсутствует пестроцветная толща и обнажаются породы олигоценового и эоценового возрастов, позволяют заключить, что причина увеличения интенсивности магнитного поля над крыльями указанной антиклинали от 100 до 200 гамм обусловлена относительно высокими магнитными свойствами пород пестроцветной толщи и, следовательно, пестроцветная толща является своеобразным маркирующим горизонтом в разрезе осадочных отложений, слагающих Шорахбюрскую антиклиналь (фиг. 26).

Асимметричное строение Шорахбюрской антиклинали также нашло отражение в магнитном поле: резкая смена характера магнитного поля в СЗ направлении обусловлена крутым падением северо-западного крыла антиклинали, сопровождающимся сбросом, а незначительные изменения поля  $Z_a$  в юго-восточном направлении обусловлены пологим падением соответствующего крыла складки.

Детальные магнитометрические исследования в Приереванском районе показали, что рассмотренные выше соотношения между магнит-



Фиг. 26. Карта  $Z_a$  Приереванского района; Интенсивность аномалии: 1—от 0 до 100; 2—от 100 до 200γ; 3—от 200 до 500γ; 4—более 500γ; 5—от 0 до -100γ; 6—от -100 до -200γ; 7—от -200 до -500γ; 8—граница зон; 9—оси антиклиналей; 10—оси максимумов  $\Delta g$ ; 11—линии разрывных нарушений; 12—глубинный разлом.

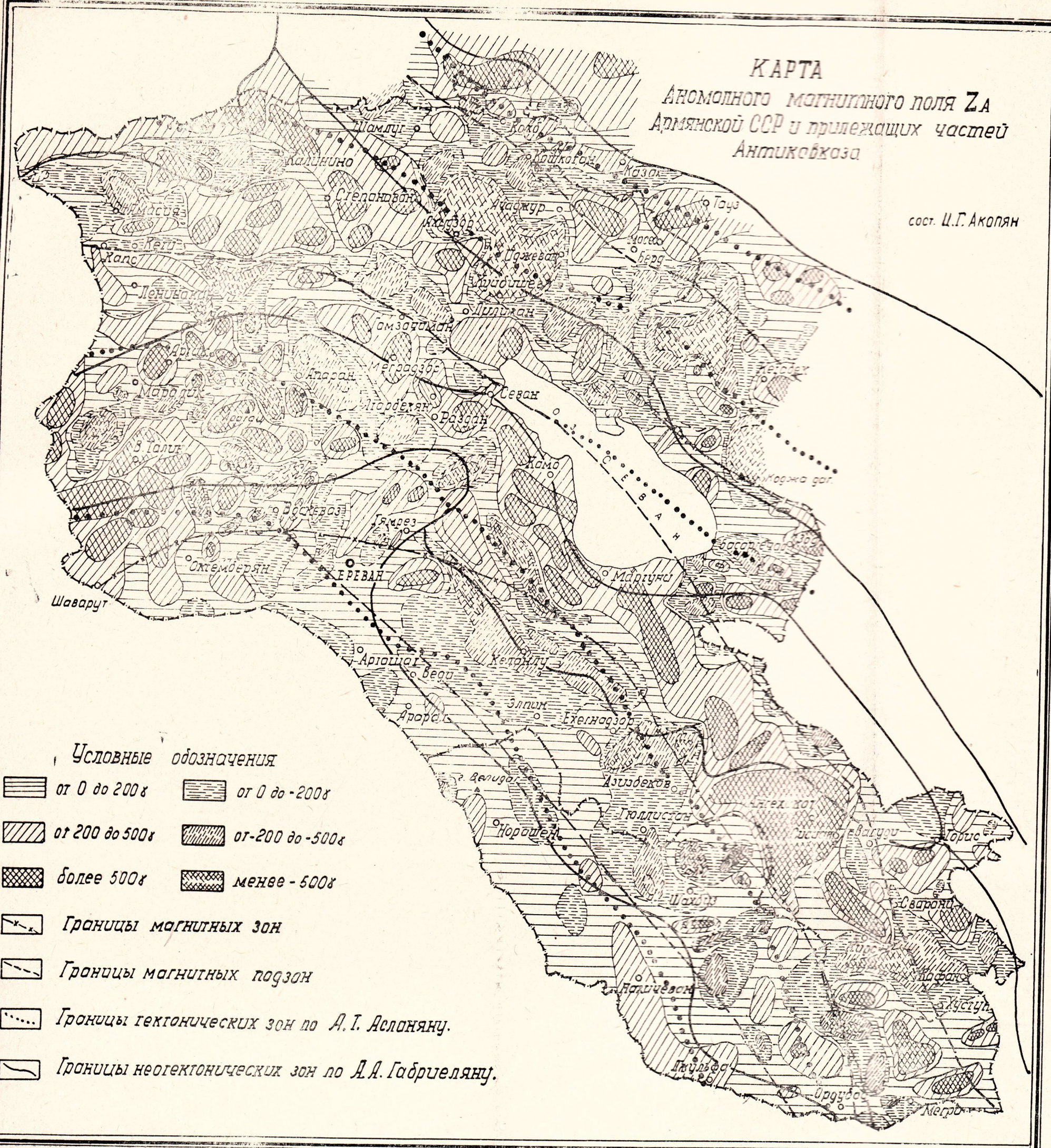
ным полем и антиклинальными структурами в осадочной толще являются типичными, обусловленными закономерным распределением осадочных пород по их магнитным свойствам в пределах антиклиналей.

Действительно, аналогичные соотношения были выявлены на Ераносской, Байбуртской, Шугаибской и Бозбурунской антиклиналях (Акопян, 1960).

В пределах последних известково-мергелистые отложения мела составляют их сводовые части, являются практически немагнитными с  $\kappa=20 \cdot 10^{-6}$  сгс и поэтому поле над ядрами антиклиналей достигает лишь  $Z_a$ —от 0 до -100γ. Песчано-глинистые же отложения мелового и третичного возрастов, слагающие их крылья, характеризуются сравнительно высокими магнитными свойствами—50—100 · 10<sup>-6</sup> сгс—и поле на крыльях этих антиклиналей повышенное. Итак, Шорахбюрская и Ераносская антиклинальные структуры и их аналоги, сложные из осадочных пород мела и палеогена, характеризуются относительными минимумами  $Z_a$  в пределах их осевых частей и относительными максимумами на крыльях. Этими существенными признаками изменения магнитного поля над антиклиналями типа Ераносской и Шорахбюрской, в условиях отсутствия «покрышки» над антиклиналями из толщи,

КАРТА  
АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗА  
Армянской ССР и прилегающих частей  
Антикавказья

сост. Ц.Г. АКОПЯН



Условные обозначения

- от 0 до 200γ
- от 0 до -200γ
- от 200 до 500γ
- от -200 до -500γ
- более 500γ
- менее -500γ

- Границы магнитных зон
- Границы магнитных подзон
- Границы тектонических зон по А.Т. Асланяну.
- Границы неотектонических зон по Д.А. Габриеляну.

излившихся вулканогенных пород, определяется характер влияния на магнитное поле антиклинальных структур в осадочной толще и, соответственно, возможности магниторазведки для изучения пликативных структур в осадочной толще.

Что касается влияния на магнитное поле пликативных структур, покрытых различными типами эффузивных пород верхнетретичного и четвертичного возрастов переменной мощности, то здесь в общем случае задача осложняется тем, что сами эффузивы, являясь сильномагнитными образованиями, представлены различно (прямо и обратно) намагниченными породами, что создает весьма неблагоприятные условия для изучения (картирования) подлавовых структур. Для исключения влияния лав и изучения структур, покрытых ими, необходимо магнитную съемку производить с высоты. Приближенный расчет показывает, что при высоте полета самолета от поверхности Земли в 1000 м андезито-базальтовые лавы мощностью 100 м с намагниченностью в  $5000 \cdot 10^{-6}$  стс заметного влияния на магнитное поле оказывать не будут (Акопян, 1960).

## 2. ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

Аномальное магнитное поле территории Армянской ССР и прилегающих частей Малого Кавказа характеризуется значительной амплитудой изменения  $Z_a$  в среднем от +7000 гамм до -4500 гамм (фиг. 27, 28).

В зависимости от интенсивности, характера изменения, знака, формы и изрезанности магнитного поля на рассматриваемой территории выделяются две, резко отличающиеся друг от друга региональные зоны: Приараксинская и Присеванская, имеющие в целом общекавказское простираие (фиг. 27).

I. Присеванская зона, охватывающая почти всю территорию Армянской ССР и прилегающие части Грузии и Азербайджана, в отличие от Приараксинской зоны характеризуется резко варьирующим знакопеременным, в целом аномальным магнитным полем, с наличием значительных по интенсивности и размерам положительных и отрицательных аномалий. Здесь наблюдается резкая изменчивость поля, при этом изодинамы имеют «прихотливый», извилистый характер.

II. Приараксинская зона, охватывающая юго-восточную часть Араратской низменности и Нахичеванскую АССР, характеризуется спокойным, близким к нормальному безградиентным магнитным полем с наличием как положительных, так и отрицательных аномалий, с некоторым преобладанием первых.

Граница между этими зонами отчетливо прослеживается вдоль дугообразной полосы: гор. Октемберян—гор. Ереван—с. Азизбеков—г. Капутджух—гор. Ордубад.

I. Присеванская зона. Подразделяется по характеру магнитного поля на четыре подзоны: 1) Кохб-Мосесскую; 2) Шамлуг-Иджеванскую; 3) Степанаван-Зодскую; 4) Артик-Каджаранскую.

1) Кохб-Мосесская подзона в основном положительного магнитного поля расположена на севере Армянской ССР и прослеживается вдоль северо-восточной границы республики. Простираие ее северо-западное. Подзона в целом имеет весьма неоднородный характер магнитного поля, на общем фоне положительных полей выделяются

очень интенсивные (до 2000γ) аномалии линейно вытянутой формы близширотного простираения, расположенные кулисообразно в юго-восточной и северо-западной частях подзоны: в центральной части подзоны на общем фоне пониженных значений  $Z_a$  наблюдаются отдельные интенсивные положительные и отрицательные аномалии изометрической формы.

2) Шамлуг-Иджеванская подзона примыкает с юго-запада к Кохб-Мосесской подзоне, характеризуется варьирующим в основном отрицательным магнитным полем. Отрицательные аномалии с интенсивностью—500 и менее гамм сгруппированы на центральном и юго-восточном участках подзоны. Локальные положительные аномалии  $Z_a$  имеют в основном изометрическую форму и интенсивность порядка 1500—2000 гамм. Юго-западная граница описываемой подзоны проходит через Алаверди, Дилижан, Красносельск. На юге территории Армянской ССР продолжением Кохб-Мосесской и Шамлуг-Иджеванской подзон является Горис-Кафанская подзона, характеризующаяся теми же аномалиями, что и вышеупомянутые подзоны.

3) Степанаван-Зодская подзона. К юго-западу от Шамлуг-Иджеванской подзоны располагается Степанаван-Зодская подзона, протягивающаяся в северо-западном направлении. Юго-западную границу подзоны можно провести через с. Капс—с. Спитак—гор. Кировакан—пос. Севан—с. Карчახбюр. Эта подзона характеризуется сложным магнитным полем как положительного, так и отрицательного знака. На северной окраине зоны расположена довольно обширная положительная магнитная аномалия северо-западного простираения с интенсивностью 1000—1500 гамм. В юго-восточной части подзоны, вдоль северо-восточного побережья оз. Севан, положительные магнитные аномалии имеют изометрическую форму или слегка вытянуты в северо-западном направлении. В центральной и северо-западной частях подзоны наблюдаются интенсивные, знакопеременные магнитные поля, не имеющие явно выраженного простираения, а на крайнем северо-западе аномалии в большинстве случаев приобретают субширотное простираение.

4) Артик-Каджаранская подзона представлена в магнитном отношении очень интенсивными как положительными, так и отрицательными аномалиями, достигающими нескольких тысяч гамм. Ширина ее на северо-западе составляет 65—70 км, на юго-востоке—25—30 км. Эта зона охватывает почти всю центральную высокогорную часть Армянской ССР—массив г. Арагац, Цахкуняцкий, Гегамский, Варденисский, Айоцзорский, Зангезурский и Баргушатский хребты с многочисленными конусами, являющимися центрами вулканических излияний. В подзоне положительные аномалии преобладают над отрицательными и сгруппированы в районе массива г. Арагац и юго-западнее его, на участке Кировакан—Севан, на Гегамском, Вардениском и Зангезурском хребтах. Участок, расположенный северо-восточнее массивов гор Арагац и Араилер, между сс. Спитак, Апаран, Арзакан, характеризуется пониженным, в основном отрицательным магнитным полем. Ленинанканская котловина и крайняя западная часть подзоны характеризуются локальными положительными аномалиями значительной интенсивности, с относительно резким горизонтальным градиентом. Массив горы Арагац характеризуется резко варьирующими знакопеременными аномалиями высокой интенсивности и окружен со всех сторон как бы обтекающими его и расположенными концентрически более или менее изометрическими положительными аномалиями  $Z_a$ .

Восточнее массива г. Арагац, на Егвардском и Дзорахбюрском

вулканическом плато, наблюдаются очень интенсивные, знакопеременные аномалии, имеющие в основном северо-восточное простирание, в то время как примыкающие к ним с востока аномалии имеют преимущественное кавказское (северо-западное) простирание.

**II. Приараксинская зона.** В составе этой зоны выделяются две подзоны: 1) Ереван-Ордубадская и 2) Октемберян-Джюльфинская.

1) Ереван-Ордубадская подзона. В пределах подзоны развиты спокойные отрицательные магнитные поля, имеющие линейно-вытянутую форму и северо-западное простирание. На общем фоне пониженных, отрицательных полей, не имеющих ярко выраженного простирания, выделяются отдельные узколокальные аномалии положительного и отрицательного знака с интенсивностью в несколько сот гамм. Северо-восточная граница проходит через гор. Ереван—с. Азизбеков—г. Капутджух—гор. Ордубад.

2) Октемберян-Джюльфинская подзона. К юго-западу от Ереван-Ордубадской подзоны располагается Октемберян-Джюльфинская подзона, которая характеризуется спокойным, близким к нормальному, в основном положительным магнитным полем северо-западного простирания. В этой подзоне выявляются Ордубадский, Джюльфинский, Нахичеванский, Велидагский, Вединский, Арташатский и Октемберянский относительные максимумы  $Z_a$  со значениями 500, 300, 400, 300, 200, 200 и 500 гамм соответственно. Большинство из указанных аномалий не оконтурено, так как, судя по карте  $Z_a$ , они прослеживаются на правом берегу р. Аракс.

Для всех описанных магнитных подзон характерно общее северо-западное простирание, на фоне которого имеет место субширотное, субмеридиональное и северо-восточное простирание аномалий. Нарушения структуры магнитного поля субмеридионального и северо-восточного направления наблюдаются по следующим линиям: Джюльфа—Сисиан; Норашен—Басаргечар; Веди—Камо—Красносельск; Эчмиадзин—Апаран—Степанаван—г. Лок; Маралик—Кировакан—Казах, Аштарак—Раздан и др.

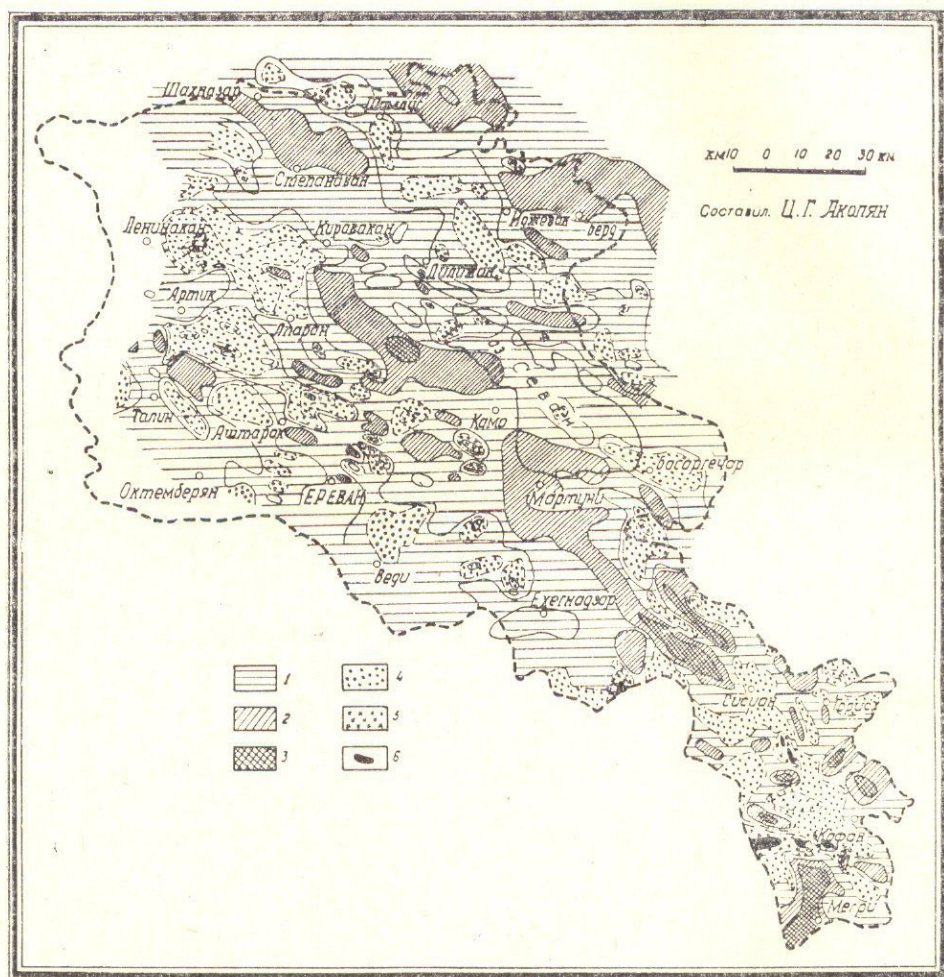
Для изучения глубинного строения территории Армянской ССР в 1963 году экспедицией ВИРГа (Т. Н. Сироткина) была выполнена аэромагнитная съемка станцией АСГ-46 на абсолютной высоте 4000 м по ряду маршрутов, пересекающих указанную территорию. Относительные высоты при съемке изменялись от 800 до 3000 м. К сожалению, методически эта работа проведена не совсем удачно; из 10 маршрутов только 4 были ориентированы вкост простирания структур, остальные 6 дают значительно меньшую информацию, так как расположены по простиранию структур. При совместном рассмотрении данных аэромагнитной съемки 1963 и 1953—1954 гг. можно отметить следующую особенность поля  $\Delta T_a$  (фиг. 28).

Кохб-Мосесская подзона характеризуется относительно слабоградиентным положительным полем. Средние значения  $\Delta T_a$  в ее пределах на высоте 3000 м составляют 250—300  $\gamma$ , на высоте 400—600 м +600—700  $\gamma$ . Пространственно эта подзона совпадает с областью выхода на поверхность вулканогенно-осадочных отложений мелового возраста.

Шамлуг-Иджеванская подзона (при данном выборе нормального поля) характеризуется пониженными положительными и слабо отрицательными значениями магнитного поля, на высоте 3000 м аномалия составляет от +50 до -200  $\gamma$ , на высоте 400 м  $\Delta T_a = +100—300$  гамм.

В пределах подзоны на поверхности обнажаются вулканогенно-осадочные отложения юры и частично палеогена.

Степанаван-Зодская подзона  $\Delta T_a$  характеризуется относительно повышенным, беспокойным полем. На карте и на графиках  $\Delta T_a$  (фиг. 28) она представлена совокупностью относительно не крупных, вытянутых цепочками в западном и северо-западном направлениях аномалий, разделенных участками более пониженного поля. На крайнем северо-западе подзоны (на участке сс. Туманян—Шахназар) выделяется интенсивная положительная аномалия ( $\Delta T_a = +480 \gamma$ ), которая имеет явно линейно-вытянутую форму и прослеживается в северо-западном направлении за пределами республики.



Фиг. 28. Карта аномального магнитного поля  $\Delta T_a$  Армянской ССР.

Интенсивность магнитного поля на высоте 2000 м составляет в среднем  $150 \gamma$ , на высоте 300—400 м —  $+400—500 \gamma$ .

Артик-Каджаранская подзона  $\Delta T_a$  по своему строению неоднородна, представлена резко варьирующими, интенсивными положительными и отрицательными значениями  $\Delta T_a$ . Положительные аномалии, выдер-

жанные по простиранию, констатированы на участке гор. Кировакан—гор. Камо и южнее оз. Севан.

Интенсивность аномалии на участке Кировакан—Камо на высоте 300 м составляет в среднем 800—900  $\gamma$  (максимум  $\Delta T_a$  отмечен в районе пос. Раздан—+1440  $\gamma$ ), а на высоте 2000 м—+600—700  $\gamma$ . Интенсивность аномалии южнее оз. Севан на высоте 300 м составляет 500  $\gamma$ , а на высоте 2000 м—+300—350  $\gamma$ .

В северо-западной части подзоны наблюдаются интенсивные положительные и отрицательные аномалии со средней интенсивностью в  $\pm 300$ —500  $\gamma$ , на фоне которых выделяются отдельные, интенсивные отрицательные (—1000 и менее гамм на высоте 400 м) аномалии, имеющие в плане форму, близкую к изометрической. Это площадь развития лав вулканов Араи-лер, Арагац, а также на Гегамском вулканическом нагорье.

Приараксинская зона  $\Delta T_a$  характеризуется спокойным магнитным полем. Средний уровень поля на высоте 400—600 м в этой зоне близок к нулевым значениям.

Данные аэромагнитной съемки, в смысле выделения зон, согласуются с данными наземной съемки и позволяют производить описанное выше районирование магнитного поля.

Из приведенной морфологической характеристики аномального магнитного поля можно сделать следующие выводы.

1. Изменение аномального магнитного поля на исследованной территории весьма закономерно и позволяет выделить вышеописанные зоны и подзоны, которым соответствуют определенные структурно-фациальные зоны.

2. Зональный характер магнитного поля прослеживается над геологическими структурами и намечается определенная связь между магнитным полем и тектонической зональностью Армянской ССР

3. Выявлена резкая дифференциация горных пород района исследования по магнитному полю, что выражается в появлении аномальных полей различной интенсивности, знака, формы и простирания. В юго-восточной части Армянской ССР и Нахичеванской АССР (Араксинский оротектонический пояс), где исключительно развиты осадочные отложения третичного и более древних возрастов, магнитное поле характеризуется спокойным, близким к нормальному или слабоотрицательными значениями и малой изменчивостью напряжения от пункта к пункту.

В северо-восточной и центральной частях участка (Севанский и Антикавказский оротектонические пояса), где широко развиты эффузивные и вулканогенно-осадочные отложения, основные и ультраосновные породы и гранодиоритовые интрузии, магнитное поле резко расчленено на интенсивные положительные и отрицательные аномалии с горизонтальным градиентом изменения в несколько сот (500—700) гамм на километр.

На основании вышеизложенного все выявленные на исследованной территории аномалии нами подразделяются на следующие типы.

1. Спокойные положительные аномалии с незначительным горизонтальным градиентом, связанные с кристаллическим фундаментом.

2. Спокойные отрицательные аномалии, связанные с немагнитными осадочными отложениями третичного и более древних возрастов.

3. Положительные аномалии, связанные, в основном, с мезозойскими вулканогенными образованиями.

4. Положительные и знакопеременные аномалии, связанные с среднеэоценовыми вулканогенно-осадочными и верхнемиоценовыми вулканогенными образованиями.

5. Локальные положительные аномалии  $Z_a$  ( $\Delta Ta$ ) значительной интенсивности с резким горизонтальным градиентом: а) слегка линейные, связанные с основными и ультраосновными породами, внедрившимися по глубинным разломам; б) изометрические, связанные с интрузиями гранодиоритов.

6. Сильно возмущенные, знакопеременные, в основном отрицательные аномалии, связанные с верхнеплиоценовыми и нижнечетвертичными андезито-базальтовыми лавами.

7. Локальные отрицательные аномалии значительной интенсивности и изометрической формы, связанные с центрами извержения (излияния) нижнечетвертичных и верхнеплиоценовых обратно намагниченных андезито-базальтовых лав.

8. Резко варьирующие аномалии в основном положительного знака, связанные со средне-верхнечетвертичными андезито-базальтовыми лавами и вулканическими туфами.

9. Интенсивные положительные аномалии, связанные с молодыми конусовидными вулканами.

Таким образом, осадочные и метаморфические образования эоценозоя, палеозоя и мезокайнозоя, независимо от их литологического состава, картируются наземной и аэромагнитной съемками преимущественно нормальным или слабоотрицательным полями. Осадочные отложения могут также картироваться и положительными магнитными полями (спокойными или слабоварьирующими). Это наиболее характерно для случаев, когда осадочные толщи подстилаются эффузивами (наложенные мульды) или когда имеется в осадочных отложениях слой, отличающийся повышенной намагниченностью (пестроцветная толща нижнего миоцена Приереванского района).

Для вулканогенных образований наблюдается четкая зависимость между характером поля и их возрастом, а именно: а) юрские эффузивы, представленные породами кератофировой формации, картируются преимущественно варьирующими отрицательными полями, характерными для осадочных отложений этого же и более древних возрастов; б) над эффузивами и эффузивно-осадочными толщами мела наблюдаются весьма пестрые, неоднородные магнитные поля; в) эффузивы кайнозойского возраста и связанные с ними интрузии гранодиоритов создают резко варьирующие магнитные поля, преимущественно положительного знака. Здесь характерны также локальные отрицательные аномалии значительной интенсивности, связанные с обратным намагничением пород мио-плиоцена; г) основные и ультраосновные интрузии эоцена создают локальные или слегка вытянутые положительные аномалии значительной интенсивности, которые часто образуют линейно вытянутые зоны, соответствующие поясам гипербазитов. Над интрузиями кислого и среднего состава наблюдаются весьма разнообразные по характеру магнитные поля.

### 3. О НЕКОТОРЫХ СООТНОШЕНИЯХ МЕЖДУ МАГНИТНЫМ И ГРАВИТАЦИОННЫМ ПОЛЯМИ

В результате сопоставления магнитного и гравитационного полей нами выявлены весьма интересные закономерности, которые позволяют с достаточной степенью уверенности выполнить соответствующие структурные построения, о чем будет сказано ниже.

Сопоставление гравитационного и магнитного полей показывает, что южная Приараксинская зона аномального магнитного поля в региональном плане соответствует юго-западной Среднеараксинской зоне максимума силы тяжести, центральная (Артик-Каджаранская и Степанаван-Зодская подзоны) зона—центральной зоне минимума силы тяжести, а северная (Шамлуг-Иджеванская и Кохб-Мосесская подзоны) зона—северо-восточной, Алаверди-Иджеванской и Горис-Кафанской зонам максимумов силы тяжести.

Из дальнейшего сопоставления карт  $Z_a$  и  $\Delta g$  (фиг. 27, 9) выявляются следующие соотношения.

1. Относительному максимуму аномалии силы тяжести, расположенному в юго-восточной части Нахичеванской АССР, севернее гор. Ордубада, соответствует относительный максимум  $Z_a$ .

Такое же соотношение установлено между гравитационными и магнитными полями к югу от с. Басаргечар, в районе с. Капутан, в районе пос. Раздан, у с. Двин, у пос. Маралик, у ст. Аракс, в районе ст. Арагац, у с. Сваранц, северо-восточнее с. Цовагюх, у сс. Ламбалу, Ноемберян, Котигех, Манташ и в некоторых других районах.

2. Относительному минимуму  $\Delta g$ , расположенному северо-западнее В. Талина, в районе с. Сабунчи, соответствует относительный минимум  $Z_a$  (от  $-100$  до  $-1000$  гамм и менее). Относительному минимуму  $\Delta g$ , расположенному на юго-западе от с. Тазагюх, в районе с. Ранчпар, соответствует относительный магнитный минимум  $Z_a$  (от 0 до  $-150$  гамм). Аналогичные соотношения между гравитационным и магнитным полями наблюдаются также в районе с. Фонтан, у гор. Дилижана, на осевой полосе Гегамского вулканического нагорья, в районе г. Спитакасар, в долине р. Мазра, у гор. Мегри, южнее гор. Каджарана, в районе массивов гор Арагац и Араилер и в районе с. Джрашен.

3. Относительному максимуму  $\Delta g$ , расположенному в юго-восточной части Араратской котловины, в районе с. Кичик Веди, соответствует относительный минимум  $Z_a$ . Указанный максимум совпадает с северо-западным окончанием обнажений палеозоя, представленных относительно плотными ( $\sigma=2,6-2,65$  г/см<sup>3</sup>) и практически немагнитными ( $\chi=20 \cdot 10^{-6}$  сгс) породами.

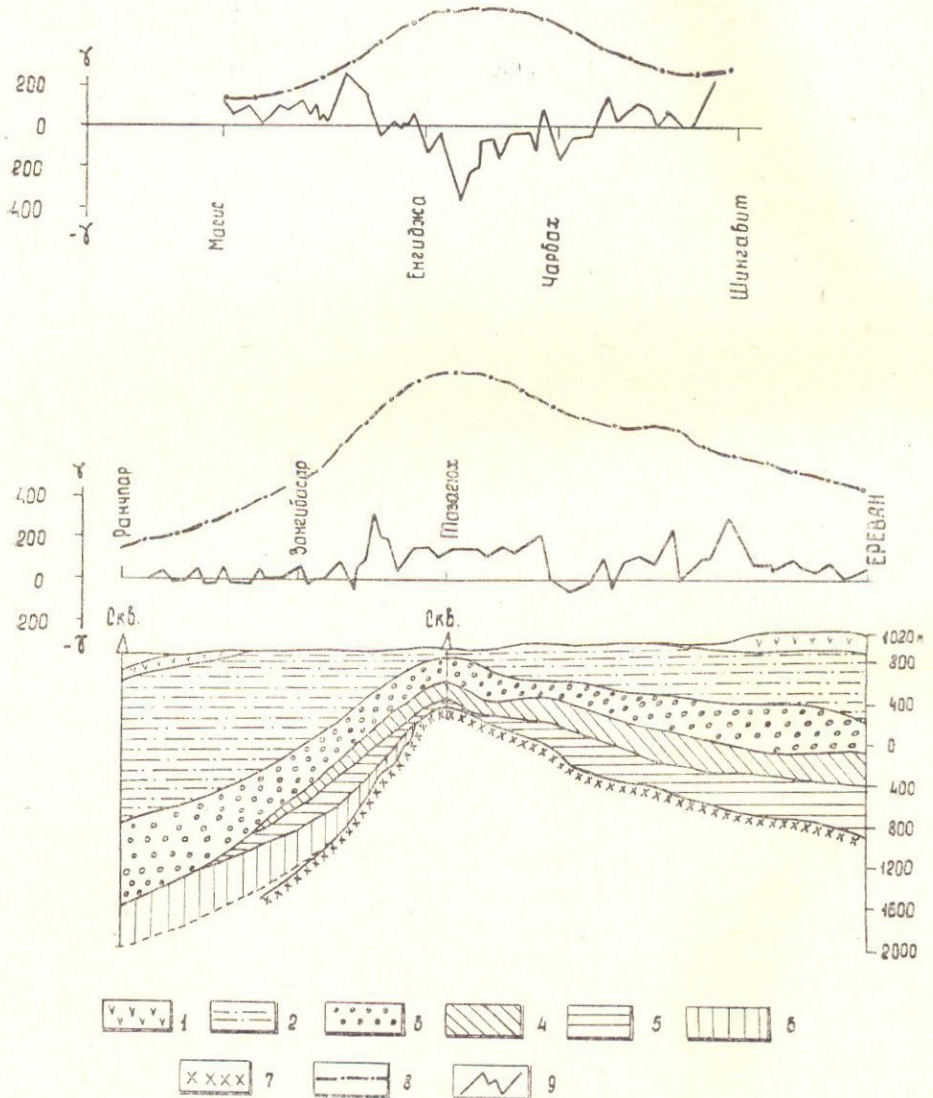
Относительному максимуму  $\Delta g$ , расположенному в северо-восточной части Араратской котловины, в районе сс. Арзакан—Бжни соответствует относительный минимум  $Z_a$  (от 0 до  $-200$ ). Этот максимум пространственно совпадает с обнажающимися здесь метаморфическими сланцами и гнейсами кембрия-докембрия, которые трансгрессивно перекрыты известково-мергелистыми отложениями верхнего мела. Последние представлены относительно плотными ( $\sigma=2,6-2,65$  г/см<sup>3</sup>) и практически немагнитными ( $\chi=20 \cdot 10^{-6}$  сгс) породами. Такое соотношение гравитационных и магнитных полей наблюдается также на северо-западе Нахичеванской АССР, в районе г. Велидаг, у гор. Кафан, южнее пос. Дастакерт, севернее с. Эллип, между сс. Апаран и Агверан, у сел. Спитак, западнее с. Джрашен и в некоторых других районах.

4. Относительному минимуму аномалий силы тяжести, расположенному вдоль осевой полосы Зангезурского хребта, между поселками Дастакерт—Сиснан—Базарчай, соответствуют интенсивные магнитные максимумы. Аналогичные соотношения между гравитационным и магнитным полями наблюдаются также севернее курорта Джермук, в районе сс. Еранос—Мадина, между сс. Мухан—Агзибир и на Памбакском хребте, на участке с. Меградзор—с. Анкаван. Центры вулканиче-

ских извержений Гутансар, Инаксар, Агмаган, Далик, Голгат и др. характеризуются минимумом  $\Delta g$  и максимумом  $Z_a$ .

Кроме отмеченных типов соотношений, в пределах Армянской ССР наблюдается и другой тип соотношений между рассматриваемыми полями, играющий немаловажную роль в выяснении тектоники района, а именно: гравитационному относительному минимуму или максимуму соответствует относительно резкое изменение магнитного поля. В качестве примера можно привести Приереванский район.

Из сопоставления графиков  $Z_a$  и  $\Delta g$ , заданных перпендикулярно простиранию Тазагюхского (Енгиджинского) гравитационного максимума, можно заметить, что кривые  $Z_a$  по двум, отстоящим на небольшом расстоянии соседним профилям существенно отличаются между собой (фиг. 29).



Фиг. 29 Графики  $Z_a$  и  $\Delta g$  над Енгиджинской структурой. 1—базальты; 2—гипсоносно-соленосная толща миоцена; 3—пестроцветная толща нижнего миоцена; 4—Шоракбиурская толща олигоцена; 5—породы эоцена; 6—породы палеоцена-дана; 7—метаморфические породы эопалеозоя; 8—кривая  $\Delta g$ ; 9—кривая  $Z_a$ .

Различаются также соотношения между магнитным и гравитационным полем. По профилю В. Шингавит—Н. Чарбах—Енгиджа—Масис отчетливо выявляется минимум  $Z_a$  в районе сс. Енгиджа—Н. Чарбах с постепенным возрастанием интенсивности магнитного поля на СВ, в направлении на Ереван и на ЮЗ к ст. Масис. Следовательно, по этому профилю устанавливается обратное соотношение между магнитным и гравитационным полями.

Характер же кривой  $Z_a$  по профилю Ереван—Тазагюх—Зангибасар существенно отличается от описанного. Как характер  $Z_a$ , так и формы кривой указывают на возможное нахождение сбросов к северо-востоку и к юго-западу от с. Тазагюх.

Относительно повышенное поле  $Z_a$  в районе с. Тазагюх, как уже установлено буровыми работами, обусловлено приближением пестроцветной толщи к дневной поверхности в результате поднятия более древних и плотных пород докембрия.

Кривая  $Z_a$  по этому профилю при усреднении повторяет характер кривой  $\Delta g$ , т. е. наблюдается прямое соотношение между указанными полями. Тот факт, что два профиля, расположенные на расстоянии 2 км друг от друга, не идентичны, объясняется расположением профиля Ереван—Зангибасар в зоне, где гравитационные аномалии СЗ—ЮВ простираются сочленяются (возможно, пересекаются) с аномалиями СВ—ЮЗ простираения, в то время как профиль Шингавит—Енгиджа—Масис расположен северозападнее места сочленения гравитационных аномалий двух направлений.

Наблюдаемые в Приереванском районе, как правило, обратные соотношения гравитационного и магнитного полей связаны с тем, что изменение магнитного поля в данном случае отражает собой, главным образом, структурные особенности (строение и состав пород) третичных отложений, в то время как изменение поля силы тяжести, наоборот, зависит в основном от рельефа и структуры мезозоя и палеозоя и допалеозойского фундамента.

Обобщая, можно выделить четыре типа соотношений между гравитационными и магнитными полями.

Первый тип. Гравитационному (локальному) максимуму соответствует магнитный минимум.

Второй тип. Гравитационному (локальному) максимуму соответствует магнитный максимум.

Третий тип. Гравитационному (локальному) минимуму соответствует магнитный минимум.

Четвертый тип. Гравитационному (локальному) минимуму соответствует магнитный максимум.

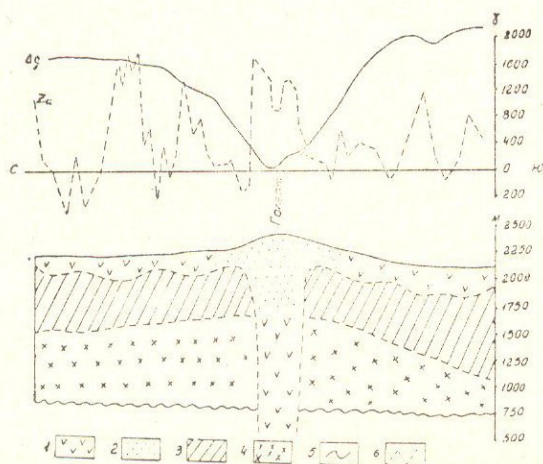
Ниже будет показано, что природа гравитационных и магнитных аномалий для первого типа их соотношений обусловлена приближением к дневной поверхности плотных и практически немагнитных пород третичного и более древних возрастов, при полном отсутствии изверженных пород, или наличием в осадочных отложениях антиклинальных структур третичного и более древних возрастов.

В случае, когда гравитационному (локальному) максимуму соответствует и магнитный максимум (второй тип), гравитационные и магнитные аномалии обусловлены наличием на некоторой глубине изверженных (интрузивных) пород основного состава.

Природу третьего типа соотношений следует видеть в увеличении мощностей третичных и более древних, менее плотных и практиче-

ски немагнитных осадочных отложений, слагающих в данном районе синклиналичную структуру.

Четвертому типу соотношений между магнитным и гравитационным полями соответствуют центры вулканических извержений (фиг. 30).



Фиг. 30. Графики  $Z_a$  и  $D_g$  над вулканом Голгат.

1—андезито-базальты (лавы типа Д); 2—шлак-пепельный конус—пеплы, пески; 3—вулканогенно-осадочные породы; 4—кристаллический фундамент; 5—более молодых, менее плотных пород; 6—кривая  $Z_a$ .

Общий план дислокации палеозойских плотных и практически немагнитных пород юго-восточной части Армянской ССР имеет общекавказское простирание. Это обуславливает аномальное гравитационное поле (локальное) первого порядка и кавказское направление магнитных аномалий. Общий план дислокации более молодых, менее плотных и относительно магнитных пород в направлении с ЮВ на СЗ постепенно приобретает широтное простирание (структурные элементы мелового возраста), а затем и антикавказское простирание (структуры Приереванского района, сложенные породами палеогена и неогена), что обуславливает изменение простирания гравитационного поля (локальное) второго порядка и СВ-ЮЗ простирание магнитных аномалий.

#### 4. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИСТОЛКОВАНИЕ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ

При геологическом истолковании карт магнитных аномалий мы исходим из известных данных о геологическом строении района с учетом результатов структурного бурения из магнитных свойств горных пород (глава II), из установленных соотношений между магнитным и гравитационным полями, из основных факторов, обуславливающих аномальное магнитное поле (глава IV, § 1 и 3) и, наконец, из общих данных теории о связи геофизических полей с глубинным строением складчатых областей.

Из сопоставления магнитных зон с тектоническими зонами Армянской ССР (Асланян 1958, Паффенгольц, 1959, 1931) вытекает:

1. Кохб-Мосесская и Шамлуг-Иджеванская подзоны аномального магнитного поля входят в состав Сомхето-Кировабадской тектонической зоны, по К. Н. Паффенгольцу (1959), или Прикуринской и Алавердской тектонических зон по А. Т. Асланяну (1958). Характерной особенностью Прикуринской мегасинклиналичной зоны является преобладание верхнемеловых отложений, линейная складчатость общекавказского прости-

рания, отсутствие абиссальных гранитоидных интрузий, относительно широкое развитие малых и субвулканических интрузий. Из рудных проявлений известны гидротермальные проявления гематита, барита и пиролюзита. Основными характеристиками Алавердской мегаантиклинальной зоны являются: исключительно широкое развитие юрских и меловых вулканогенно-осадочных отложений, наличие интрузий юрского и мелового возрастов, кулисообразное расположение локальных складчатых структур, имеющих антикавказское простирание, широкое развитие постмагматических руд колчеданного и полиметаллического типов.

2. Степанаван-Зодская и Артик-Каджаранская подзоны аномального магнитного поля входят в состав выделенной К. Н. Паффенгольцем (1959) складчатой зоны Армении или выделенного А. Т. Асланяном (1958) Севанского оротектонического пояса, в состав которого входят три тектонические зоны: Присеванская, Кафанская и Ахтинская.

В строении Присеванской мегасинклинальной зоны принимают участие вулканогенно-осадочные и осадочные отложения верхнего мела, вулканогенные отложения эоцена, осадочные отложения олигоцена и миоплиоценовые лавы. В зоне размещены интрузии габбро-перидотитовой формации мелового и эоценового возрастов, дайкообразные интрузии габбро-диоритового и габбро-порфиритового составов эоценового возраста, штокообразные абиссальные интрузии гранодиоритов и щелочных сиенитов эоценового возраста. С кислыми интрузиями связано генетически медно-серноколчеданное, полиметаллическое, медно-молибденовое, медно-гематитовое, золоторудное и редкоземельное оруденение гидротермального типа, с габбро-перидотитовыми интрузиями—оруденение хрома, никеля, кобальта и др. (Асланян, 1958). В строении Кафанской моноклинальной зоны принимают участие вулканогенно-осадочные и осадочные отложения юры и мела, а также лавы миоплиоцена. Из интрузивных пород развиты гранодиориты, граниты и кварцевые диориты. Из рудных образований характерно медно-серноколчеданное оруденение.

Ахтинская мегаантиклинальная зона характеризуется довольно сложной складчатой структурой, что усугубляется наличием крупных разрывных нарушений и интрузий. В строении зоны принимают участие метаморфические породы эопалеозоя, вулканогенно-осадочные породы мезо-кайнозоя, лавы плиоцена и четвертичного возраста. В зоне широко развиты интрузивные породы, из рудных образований наиболее характерным для зоны является молибденит.

3. Октемберян-Джультинская и Ереван-Ордубадская подзоны входят в состав выделенной К. Н. Паффенгольцем (1931) Нахичеванской складчатой зоны или Араксинского оротектонического пояса, внутри которого А. Т. Асланяном (1958) выделяются две тектонические зоны—Ереванская и Приараксинская. Араксинский оротектонический пояс характеризуется развитием исключительно осадочных отложений, спорадическими проявлениями геосинклинального подводного вулканизма, почти полным отсутствием абиссальных кислых и щелочных интрузий, магматических рудных месторождений.

Выше уже отмечалось, что Приараксинская зона спокойного магнитного поля в региональном плане соответствует Среднеараксинской зоне повышенных значений силы тяжести, пространственно отвечающей Нахичеванскому антиклинорию, сложенному в ядре практически немагнитными ( $\chi$ ,  $I_n = 10-20 \cdot 10^{-6}$  сгс) и сравнительно плотными ( $\sigma = 2,66-2,72$  г/см<sup>3</sup>) терригенными и карбонатными отложениями палео-

зоя, при относительно высоком залегании эопалеозойского фундамента (Акопян, 1959; Оганисян, 1963).

Артик-Каджаранская и Степанаван-Зодская подзоны резко аномального магнитного поля в региональном плане соответствуют зоне центрального минимума  $\Delta g$ , пространственно совпадающей с областью развития новейших тектонических движений и площадью распространения вулканогенной фации; она представлена сравнительно магнитными ( $\chi$ ,  $I_n=1000-3000 \cdot 10^{-6} \text{ cgs}$ ) и менее плотными ( $\sigma=2,3-2,4 \text{ г/см}^3$ ) породами палеогена, неогена и антропогена. Аномальное магнитное поле этой зоны, судя по большому количеству локальных аномалий различной интенсивности и знака, является функцией, главным образом, намагниченности и мощности обнажающихся либо погруженных на глубину наиболее магнитных изверженных пород района (Акопян, 1959).

Шамлуг-Иджеванская и Кохб-Мосесская подзоны аномального магнитного поля в региональном плане соответствуют Алаверди-Иджеван-Кафанской зоне повышенных значений  $\Delta g$ , пространственно отвечающей области развития сравнительно плотных ( $\sigma=2,6-2,67 \text{ г/см}^3$ ) и разнообразно (прямо и обратно) намагниченных юрских и меловых отложений, которые залегают непосредственно на образованиях эопалеозоя, а также интрузивных пород кислого и отчасти основного состава (Акопян, 1959; Оганисян, 1963).

Граница, отделяющая Приараксинскую зону от Присеванской, на участке гор. Ереван—гор. Ордубад, достаточно точно (фиг. 27) совпадает с границей распространения излившихся магматических пород, северо-восточнее которой развиты исключительно вулканогенные образования, а юго-западнее— комплекс нормально осадочных пород. Переход от Приараксинской зоны аномального магнитного поля к Присеванской происходит не плавно, а скачкообразно, ступенчато, с нарушением структуры магнитного поля, причем для этой области характерны большие горизонтальные градиенты изменения поля от отрицательных значений к положительным, что свойственно дизъюнктивной дислокации типа глубинного разлома. Согласно данным магнитной съемки разлом (тектоническая трещина) фиксируется по линии гор. Ереван—пос. Азизбеков—г. Капутджух—гор. Ордубад, что совпадает с данными геологической съемки и подтверждается гравиметрией. На схеме аномалии силы тяжести (фиг. 9) глубинному разлому соответствует протяженная гравитационная ступень со значительным перепадом  $\Delta g$ .

По геологическим данным глубинный разлом, отделяющий Приараксинскую зону от Присеванской, характеризуется тем, что является границей между эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной областями Армянской геосинклинали на продолжении всего палеозоя, мезозоя, палеогена и миоцена (Асланян, 1958).

Приараксинская зона спокойного магнитного поля не однородна по своему строению, здесь Октемберян-Джувльфинская подзона повышенных значений  $Z_d$  обусловлена строением каледонского субстрата, являющегося древнейшим антиклинальным сооружением на территории Армянской ССР. Ереван-Ордубадская подзона пониженного, в основном отрицательного магнитного поля, отображает строение Ереван-Ордубадской интрагеосинклинальной зоны.

Природа магнитных аномалий Октемберян-Джувльфинской подзоны обусловлена выходами на дневную поверхность в районе с. Шихляр, массива Велидаг и на Урцском хребте практически немагнитных пород девона и карбона при относительно неглубоком залегании эопалеозой-

ского фундамента. Погружение пород палеозоя и, следовательно, эопалеозойского фундамента в северо-восточном направлении к Арташату, Веди и Элпин под толщу более молодых третичных немагнитных отложений характеризуется убыванием интенсивности магнитных аномалий, а появление отрицательных полей указывает на относительно крутое погружение поверхности эопалеозоя, сопровождающееся увеличением мощности пород мезо-кайнозоя. Характер изменения структуры магнитного поля по линии Ереван—Веди—Элпин—Норашен—Нахичеван указывает на существование по этой линии глубинного разлома, являющегося границей между двумя геотектоническими, Ереван-Ордубадской мегасинклинальной и Приараксинской мегаантиклинальной, зонами. Мощность мезозойских и третичных отложений к юго-западу от зоны разлома по сравнению с таковыми северо-восточного крыла незначительна, разрезы неполные. Разность в мощностях по двум сторонам разлома, на участке Ереван—Двин на северо-восточном крыле разлома и Тазагюх—Енгиджа на юго-западном крыле разлома, составляет, по А. Т. Асланяну (1958), около 6000 м, а во втором разрезе, на участке хр. Бозбурун (северное крыло разлома), хр. Урц (южное крыло разлома) составляет более 3500 м. Кроме того, в Приереванском районе непосредственно северо-восточнее линии разлома оси складок меловых и третичных отложений и оси магнитных аномалий имеют преимущественно северо-восточное простирание, а юго-западнее линии разлома—северо-западное простирание (фиг. 27).

В Приараксинской зоне, на южном крыле разлома, начиная от гор. Еревана до гор. Джульфы, эоценовые отложения по мощности в 5—7 раз меньше, чем на северном крыле, олигоценые отложения меньше в 3—5 раз, миоценовые—в 3—6 раз (Асланян, 1958). Более того, к зоне глубинного разлома приурочены интрузии габбро-перидотито-пироксенитовой формации, а также ряд субвулканических интрузий миоплиоценового возраста (Азизбеков, 1961) и большое количество минеральных источников. Наличие глубинного разлома по линии Ереван—Джульфа довольно отчетливо выявляется гравиметрией, в виде зоны больших градиентов (гравиметрическая ступень) с резким перепадом аномалии  $\Delta g$ . С Ереванским глубинным разломом СЗ—ЮВ, направления связаны очаги Двин-Арташатской группы (5—8 баллов), Талинской группы (4—6 баллов), Юва-Араратской группы (4—6 баллов), Норашенской группы (5—8 баллов), Нахичеванской группы (6—8 баллов) и на территории Западной Армении—Догерской группы (5—8 баллов) землетрясений\*.

Сравнительно интенсивные ( $Z_a = 200-400\gamma$ ) аномалии юго-восточной части Октемберян-Джульфинской подзоны на участке Нахичеван—Джульфа, по-видимому, обусловлены вулканогенной толщей нижнего эоцена, а также нижнего и среднего олигоцена, представленной сравнительно магнитными  $\chi$ ,  $I_a = 800 \cdot 10^{-6} \text{сгс}$  (глава II) порфиритами, туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами и андезитами. Здесь в Джульфинском ущелье р. Аракс из-под вулканогенной толщи нижнего эоцена обнажаются вулканогенные образования нижней юры, представленные диабазовыми порфиритами и их туфами. Слабые отрицательные аномалии между Джульфой и Ордубадом объясняются синклинальным прогибом меловых и более древних отложений, а аналогичные аномалии северо-западной части Ереван-Ордубадской подзоны обусловлены

\* По данным С. А. Пирузяна—«Детальное изучение сейсмоактивности и сейсмо-тектоники Большого Ереванского района», 1965.

немагнитными вулканогенно-осадочными (туфо-песчаниковая толща) отложениями среднего эоцена, слагающими Шагаплинскую синклираль, глинисто-песчано-карбонатной толщиной верхнего мела, известняками и доломитами триаса и частично карбонатными отложениями палеозоя. Варьирующие положительные и отрицательные аномалии ( $\pm 300\gamma$ ) в центральной и юго-восточной частях подзоны (северо-восточная часть Нахичеванской АССР и на участке Ехегнадзор—Азизбеков—Горадис) обусловлены нижнеплиоценовыми малыми интрузивными и экструзивными образованиями, представленными обратнo намагниченными андезито-дацитами, диоритами и долеритами.

Гранитоидные интрузивы Мегри-Ордубадского батолита (Мкртчян, 1948) на магнитном поле характеризуются двояко: ранние и промежуточные фазы (гранодиорит-порфиры, кварцевые диориты, монциты и др.) характеризуются повышенным (положительным) магнитным полем, а поздняя фаза, представленная гранодиоритами, кварцевыми сиенит-диоритами и габбро-диоритами—пониженным (отрицательным) магнитным полем.

В целом причиной Мегри-Ордубадской магнитной аномалии является интрузия, внедрившаяся по глубинному разлому (Мкртчян, 1958).

Характер гравитационного и магнитного полей Среднеараксинской зоны свидетельствует о блоковом строении фундамента. По магнито-разведочным данным разломы, поперечные Приараксинскому и Севанскому оротектоническим поясам, прослеживаются по линиям: Маркара—Эчмиадзин—Апаран—Степанаван, Арташат—Камо—Красносельск, Норашен—Ехегнадзор—Басаргечар, Джульфа—Сисиан и др. Протяженность этих разломов 60—80 км; представляют собой они, по всей вероятности, сбросо-сдвиги, которыми Среднеараксинская впадина разбита на отдельные блоки, смещенные относительно друг друга. Эти поперечные разломы, выделенные нами по характерным признакам магнитного поля, подтверждаются данными гравиразведки и сейсмичности.

Так, например, разлом антикавказского направления по линии Арташат—Камо—Красносельск, по долине р. Азат, подтверждается линейным расположением эпицентров землетрясений—Камо (5—6 баллов), Акналич (7 баллов), Ереван (8 баллов), Двин—Арташат (6—8 баллов), Арарат (6—8 баллов) и Игдыр (7—8 баллов). Эта зона разлома протягивается, по-видимому, далее на северо-восток, охватывая эпицентральные области 6—7-балльных землетрясений—Кальбаджарского, Аджикендского и Вардашенского. На юго-западном продолжении этой линии расположены эпицентры ряда разрушительных землетрясений Западной Армении (города Арчеш, Хлат, Битлис, Ван). С меридиональным Маркара-Апаран-Степанаванским разломом связаны многочисленные эпицентры сильных и разрушительных землетрясений—Паракарского (7 баллов), Бюраканского (7 баллов), Апаранского (Арагацкого 5—7 баллов). На северном продолжении Маркара-Степанаванского разлома находятся эпицентры 4—6-балльных землетрясений Спитак, Степанаван, Калинино, Дманиси, Болнис. Далее на север этот разлом сочленяется с меридиональным разломом южной Грузии и продолжается к северу вплоть до г. Казбек, охватывая эпицентральные зоны 6—7-балльных землетрясений Дарьяла и др. (Пирузян, 1965).

С севера и северо-востока к Приараксинской зоне спокойного магнитного поля примыкает Артик-Каджаранская подзона. Здесь интенсивные отрицательные аномалии в районе массива г. Арагац (фиг. 28) можно объяснить, с одной стороны, наличием мощных

обратно намагниченных плиоценовых андезито-базальтовых лав, с другой стороны, приближением к дневной поверхности практически немагнитных пород эопалеозоя. Выходы последних в районе сс. Арзакан и Апаран и наблюдаемые пониженные (отрицательные) магнитные аномалии над ними делают высказанное предположение весьма вероятным.

Интенсивные отрицательные аномалии изометрической формы на южных склонах вулканов Араилер и Арагац наводят на мысль о существовании структуры типа «трубки» или штока, состоящей из обратно намагниченных пород.

Может быть, это участки подъема фундамента, в краевых частях которых по ослабленной зоне в последующее время (неоген, антропоген) происходили излияния лав, а штоки или трубки являются корнями излияния плиоценовых лав. Расчеты показывают, что верхняя кромка магнитовозмущающих тел располагается неглубоко от поверхности в 300—500 м, т. е. в лавах неогена, мощность которых здесь по геологическим данным оценивается в 600—700 м, намагниченность  $I_n = 1000 \cdot 10^{-6}$  сгс.

Нижняя кромка гипотетического штока на южном склоне г. Араилер уходит на большую глубину. Об этом свидетельствуют материалы региональных аэромагнитных исследований, отметивших отрицательную аномалию Араилер—300 гамм на абсолютной высоте 4000 м (1500 метров от поверхности) и—1250 гамм на абсолютной высоте 2600 м (600 м от поверхности, фиг. 28). Здесь уместно напомнить, что В. В. Донских и И. И. Кронидов (1964), изучив магнитное поле и намагниченность пород вулканов Жантау, Серек и Бугалы (Центральный Казахстан), пришли к заключению, что природой отрицательной аномалии над центральными частями некка указанных вулканов является обратная намагниченность пород. Так, например, по данным указанных исследователей, над вулканом Жантау наблюдается интенсивная отрицательная аномалия  $Z_a$ , достигающая—8000  $\gamma$ , а поле  $\Delta T_a$  в районе вулкана составляет—1600  $\gamma$ . Намагниченность пород жерла вулкана Жантау такова:  $Q=25$ ,  $D=210^\circ$ ,  $J=-60^\circ$ .

Интенсивность поля  $Z_a$  над вулканом Серек равна—2000  $\gamma$ , намагниченность  $Q=20$ ,  $D=195^\circ$ ,  $J=-70^\circ$ .

Некк вулкана Бугалы четко фиксируется отрицательными значениями  $Z_a = -1000 \gamma$ ,  $\Delta T_a = -250 \gamma$ , намагниченность  $Q=20$ ,  $D=320^\circ$ ,  $J=-40^\circ$ . В свете приведенных данных и имея в виду обратную намагниченность верхнеплиоценовых лав Армении, наше предположение о наличии структуры типа «трубки» или штоков, состоящих из обратно намагниченных пород, не вскрытых еще эрозией в районах вулканов Арагац и Араилер, становится весьма вероятным.

Интенсивные положительные аномалии изометрической или слегка линейно вытянутой формы, расположенные концентрически вокруг массива горы Арагац (фиг. 27), связаны с эффузивными образованиями средне-верхнечетвертичного возраста, представленными прямо намагниченными андезито-базальтовыми лавами. Центры излияния упомянутых лав, по-видимому, приурочены к глубинному разлому (тектоническая трещина), который окаймляет Арагац со всех сторон.

Расчеты, выполненные нами, показывают, что эопалеозойский фундамент под Арагацем находится на глубине 5760 м, в то время как в районе Октемберяна он должен находиться на глубине порядка 3000 м, а в районе Апарана и Арзакана—выходит на поверхность. В отношении Апарана эопалеозойский субстрат под Арагацем, согласно

расчетам, должен быть на глубине 2220 м. Такое несоответствие объясняется тем, что гор. Октемберян и г. Арагац расположены в различных тектонических зонах, разделенных Ереванским глубинным разломом до третичного возраста. Между тем новейшие тектонические движения, имевшие место в неогене и антропогене, привели к интенсивному поднятию (порядка 2500 м) центральной Армении (массив г. Арагац, Гегамское вулканическое нагорье и др.), характеризующейся относительными минимумами силы тяжести (увеличение мощности земной коры), и прогибанию Среднеараксинской впадины, характеризующейся относительным максимумом силы тяжести (Габриелян, 1963).

Юго-восточнее массивов Арагац и Араилер расположен Ереван-Фонтанский прогиб, заполненный мощной толщей третичных практически немагнитных или слабомагнитных осадочных отложений, включая и соль, которые перекрываются сильномагнитными андезито-базальтовыми лавами и вулканическими туфами.

Интенсивные положительные и отрицательные аномалии северо-восточного простираения отражают здесь структуры (поднятия и опускания) в третичных отложениях и характер новейших тектонических движений, в результате чего дислоцированы не только гипсоносные-соленосные отложения среднего, верхнего миоцена, но и лавы верхнеплиоценового возраста. Здесь соляные купола, четко выраженные в современном рельефе в виде возвышенностей, характеризуются магнитными минимумами в силу того, что они немагнитны и перекрыты верхнеплиоценовыми андезито-базальтовыми лавами, намагниченными обратно к магнитному полю Земли.

Северо-восточнее Ереван-Фонтанской впадины расположена Севанская впадина, которая, по-видимому, имеет аналогичное строение. Большое фациальное сходство заполняющих эту впадину соленосных отложений миоцена, вулканогенных и озерных отложений плиоцена и антропогена с синхронными отложениями Ереванского соленосного бассейна указывает на то, что эти два бассейна в мио-плиоцене широко общались между собой (Габриелян, 1964).

Магнитные аномалии, достигающие 2000 гамм в районе гор Гутансар и Атис, вызваны неогеновыми и четвертичными андезито-базальтовыми лавами, а наиболее интенсивные магнитные и гравитационные аномалии южнее с. Капутан обусловлены Капутанским железорудным месторождением, генетически связанным с нескрытой еще эрозией интрузивным телом основного состава.

Интенсивные магнитные аномалии Артик-Каджаранской подзоны между с. Анкаван и гор. Раздан обусловлены мощной вулканогенной толщей среднего-верхнего эоцена Памбакского хребта, прорванной гранодиоритами верхнего эоцена, с которыми генетически связаны Судагянское железорудное месторождение и другие железорудные проявления Маманской надвиговой зоны. Эта качественная интерпретация подтверждается количественными расчетами глубин залегания магнитных пород\*.

Расчеты, произведенные по аномалиям Артик-Каджаранской подзоны, приведены в табл. 30.

Судя по карте  $\Delta T_a$  (фиг. 28), Кировакан-Разданская аномалия

\* Вычисления глубины залегания верхней кромки намагниченных пород производились нами в основном методом касательных с коэффициентами В. К. Пятницкого (1963), интегральным методом Т. Н. Симоненко (1956) и аналитическим методом А. А. Логачева (1962).

Таблица 30

Глубина залегания магнитных пород, вычисленных по аномалиям  $\Delta T_a$   
Артик-Каджаранской подзоны (фиг. 28)

| Группа аномалии         | Номера профилей                   | Глубина залегания магнитных масс | Мощность (2в) в км | Намагниченность $I \cdot 10^{-6}$ сгс | Населенные пункты |
|-------------------------|-----------------------------------|----------------------------------|--------------------|---------------------------------------|-------------------|
|                         |                                   | (h) в км                         |                    |                                       |                   |
| 1. Кировакан-Разданская | 40                                | 1,4                              | 5,4                | 1600                                  | Кировакан         |
|                         | 43                                | 2,7                              | 7,0                | 2200                                  |                   |
|                         | 46                                | 2,9                              | 7,0                | 2900                                  |                   |
|                         | 48                                | 2,7                              | 5,0                | 3600                                  |                   |
|                         | 52                                | 2,3 (2,5)                        | 10,8 (9,5)         | 2200 (1900)                           |                   |
|                         | 55                                | 2,3                              | 5,4                | 2200                                  |                   |
|                         | 62                                | 2,6                              | 11,6               | 4600                                  |                   |
|                         | 65                                | 2,9 (2,9)                        | 9,6 (10,2)         | 1700 (1830)                           |                   |
|                         | 68                                | 3,1                              | 13,2               | 1400                                  |                   |
|                         | 70                                | 3,3                              | 12,4               | 1550                                  |                   |
|                         | 72                                | 2,0                              | 17,2               | 1160                                  |                   |
|                         | 2. Гегамская (Еранос-Дашкендская) | 86                               | 5,8                | 12,2                                  |                   |
| 89                      |                                   | 3,6                              | 12,6               | 1400                                  |                   |
| 91                      |                                   | 3,8                              | 13,7               | 1630                                  |                   |
| 93                      |                                   | 3,3                              | 16,7               | 1260                                  |                   |
| 96                      |                                   | 1,3                              | 11,6               | 770                                   |                   |
| 100                     |                                   | 1,3                              | 7,3                | 960                                   |                   |
| 109                     |                                   | 1,8                              | —                  | —                                     |                   |
| 112                     |                                   | 3,5                              | —                  | —                                     |                   |
| 3. Зар-Севаребдская     | 68                                | 1,8                              | 7,4                | 1550                                  | З а р             |
|                         | 70                                | 1,7                              | 8,2                | 1900                                  |                   |
|                         | 72                                | 1,8 (1,9)                        | 8,0(6)             | 2500(3000)                            |                   |
|                         | 74                                | 2,1                              | 7,8                | 620                                   |                   |
|                         | 89                                | 1,0                              | 1,4                | 2550                                  |                   |
| 4. Архашан-Варденинская | 93                                | 1,4                              | 5,0                | 1320                                  |                   |
|                         | 96                                | 1,7                              | 2,3                | 2500                                  |                   |
|                         | 103                               | 2,4                              | 7,4                | 1330                                  |                   |
|                         | 106                               | 1,9                              | 7,3                | 1300                                  |                   |
|                         | 112                               | 2,0                              | —                  | —                                     |                   |
|                         | 115                               | 1,2                              | —                  | —                                     |                   |
|                         | 118                               | 1,3                              | —                  | —                                     |                   |

обусловлена телом пластообразной формы с крутыми углами и большим распространением на глубину. Верхняя кромка его располагается на глубине 2,5—3 км, намагниченность  $2000—2200 \cdot 10^{-6}$  сгс, горизонтальная мощность в северо-западной части, в районе Анкавана—Кировакана, составляет 5—7 км, причем далее на запад (к Кировакану) она резко выклинивается и кончается. В направлении к юго-востоку горизонтальная мощность увеличивается до 10—17 км, далее на восток, к гор. Камо, аномалия выполаживается и претерпевает резкое изменение, что выражается на поверхности сдвигом оси, следующей Еранос-Дашкендской аномалии, на юго-запад.

Еранос-Дашкендская аномалия, судя по характеру магнитного поля, также обусловлена глубинным телом. Верхняя кромка его в районе сс. Еранос и Мартуни располагается на глубине 3,3—5,8 км, горизонтальная мощность 12—17 км, намагниченность  $1300—1700 \cdot 10^{-6}$  сгс. К юго-востоку глубинное тело приближается к дневной по-

поверхности ( $h=1,3$  км), горизонтальная мощность уменьшается, намагниченность составляет  $800-900 \cdot 10^{-6}$  сгс.

Совокупность магнитометрических и геологических данных позволяет считать возмущающий объект, обуславливающий Кировакан-Разданский и Гегамский магнитные аномалии глубинным телом (интрузией гранодиоритов), залегающим в породах эопалеозоя. В относительно приподнятом блоке фундамента (Маманская надвиговая зона) оно, естественно, подходит ближе к поверхности, в направлении к северо-западу выклинивается, а к юго-востоку—погружается на большую глубину. В районе гор. Камо интрузивное тело, по всей вероятности, в силу новейших тектонических движений неоген-антропогенного времени, претерпело резкое изменение разрывного характера как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях.

Юго-западнее Кировакан-Разданской аномалии расположена Кучак-Алапарская аномалия. Она обусловлена меньшим по размерам пластообразным телом, на юго-восточном продолжении которого находится Зар-Севабердская и Архашен-Варденисская аномалия  $\Delta T_a$ . Верхняя кромка намагниченных тел, согласно расчетам, находится на глубине 1,7—2,1 км, горизонтальная мощность 7,5—8 км, намагниченность  $1900 \cdot 10^{-6}$  сгс. К юго-востоку интенсивность аномалии убывает, что указывает на выполаживание намагниченного тела и приближение верхней кромки к дневной поверхности. Далее на восток на Варденисском хребте глубина залегания и горизонтальная мощность магматических пластообразных тел претерпевают значительные изменения (глубина залегания колеблется от 1 км, в районе г. Архашен, до 2,4 км северо-восточнее с. Шатни, горизонтальная мощность колеблется от 1,5 км до 7,5 км при средней намагниченности  $1800 \cdot 10^{-6}$  сгс).

Характер изменения структуры магнитного поля по линии Дашкенд—Карчахбюр—Норадуз указывает на резкое погружение поверхности магнитных пород Варденисского хребта на северо-востоке к Севанской и Мазринской котловинам, что сопровождается, по-видимому, разрывом типа глубинного разлома с амплитудой порядка 3—3,5 км. Здесь опущенным является северо-восточное крыло, в результате чего образовались названные котловины. Мазринская котловина, по данным наземной и аэромагнитной съемок, представляет собой синклиналичную чашу, заполненную мощной толщей (более 500 м) аллювиально-делювиальных и озерных отложений. Северо-восточнее Мазринской синклинали расположен крупный Шахдагский хребет, южное крыло которого осложнено тектоническими нарушениями, по-видимому, дизъюнктивного характера.

На крайнем северо-западе Артик-Каджаранской подзоны расположена Лениканская котловина, которая характеризуется магнитным и гравитационным относительным минимумом и представляет из себя наложенную впадину, возникшую в олигоцен-миоценовое время, наподобие Ереванской, Севанской и Среднеараксинской наложенных впадин. Она сложена озерно-речными, песчано-глинистыми отложениями, лавами и туфами.

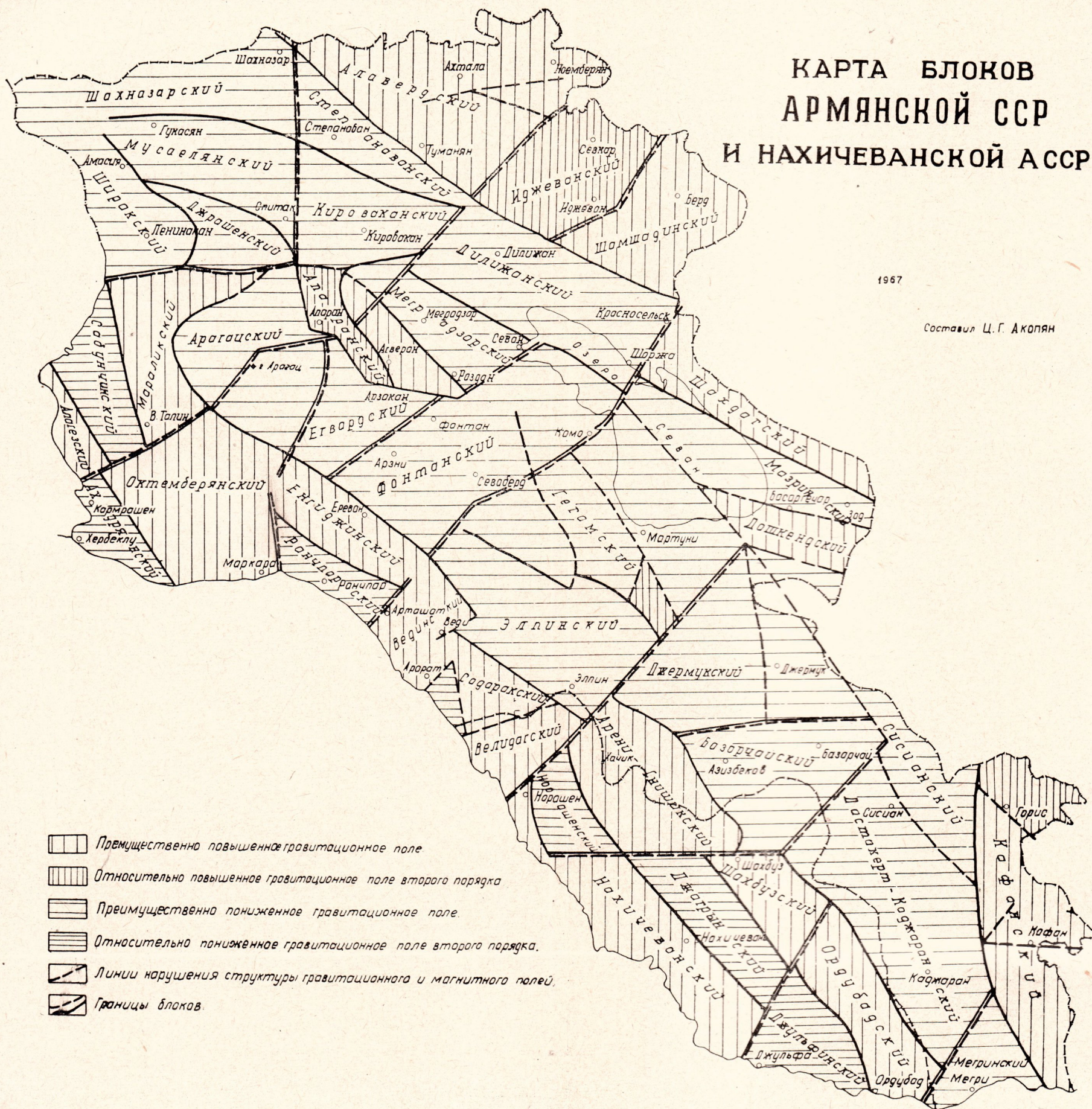
Полоса ультраосновных пород (гипербазитовый пояс Армении), протягивающаяся вдоль северо-восточного побережья оз. Севан, отражается на магнитных картах  $Z_a$  и  $\Delta T_a$  в виде отдельных аномалий изометрической или линейно-вытянутой формы с интенсивностью 1000 и более гамм.

В целом природа магнитных аномалий Степанаван-Зодской под-

# КАРТА БЛОКОВ АРМЯНСКОЙ ССР И НАХИЧЕВАНСКОЙ АССР

1967

Составил Ц. Г. АКОПЯН



зоны обусловлена интрузивными образованиями основного или ультраосновного состава, внедрившимися по глубинному разлому.

Широкая положительная аномальная полоса в районе сс. Ламбалу—Казах и вдоль р. Куры соответствует в западной части нижнетуронским порфиристам и их туфам, которые в районе Котигех прорываются интрузией плагногранитов верхнеэоценового возраста.

Шамлуг-Иджеванская подзона пониженных значений  $Z_a$ , вероятно, связана с уменьшением мощности палеогеновых отложений и приближением к дневной поверхности пород кристаллического фундамента.

Перейдем к более детальному рассмотрению связи магнитного поля с тектоническими нарушениями.

В геологическом развитии территории Армянской ССР важную роль играли зоны разрывных нарушений. По разломам перемещались отдельные блоки фундамента, что оказывало существенное влияние на план расположения и характер развития структур, формировавшихся в осадочном чехле. В зонах разломов активно протекали процессы магматизма, с которыми тесно связано образование месторождений некоторых эндогенных полезных ископаемых.

Аномальное магнитное поле Армянской ССР и прилежащих частей Грузии и Азербайджана, отражающее неоднородность геологического строения верхней части земной коры, позволяет выделить интересные и важные особенности тектонической структуры рассматриваемой территории. Взаимоотношения структур отчетливо вырисовываются на карте простираний магнитных аномалий (фиг. 27, 28), которые в основных своих чертах увязываются с ориентировкой главных тектонических дислокаций, с крупными глубинными разломами и тектонически ослабленными зонами земной коры, контролирующими распределение магматических формаций в складчатых структурах. Кулисообразный характер магнитных аномалий Армянской ССР связан, очевидно, с блоковым строением земной коры и с горизонтальными сдвигами отдельных блоков по системе поперечных тектонических разрывов (фиг. 31).

Возможность выделения тектонических нарушений, по характеру изменения магнитного поля, основана на вполне определенных физических явлениях, сопровождающих разрывы. Такими явлениями могут быть: уменьшение магнитных свойств горных пород в зоне разлома вследствие механических напряжений (Петрова, 1953), заполнение трещины более магнитными породами по сравнению с вмещающей средой, обратное намагничение пород, залегавших разлом (что может произойти при определенных температурных условиях внедрения магмы), минерализация вмещающих пород более магнитными компонентами.

Для выделения и прослеживания разрывных нарушений широко используются материалы наземной и аэромагнитной съемок. Рассмотрим данные, положенные в основу при выделении таких дислокаций.

Основными критериями для выявления и прослеживания линии тектонических нарушений по характерным изменениям магнитного поля, как правило, служили следующие признаки:

- 1) наличие линейно-вытянутых аномалий большой протяженности;
- 2) группирование локальных магнитных аномалий в определенном направлении;
- 3) смена простираний магнитных аномалий;
- 4) резкая смена глубин залегания верхней кромки магнитных пород;
- 5) сгущение изодинамы по простираанию;
- 6) резкие изменения харак-

тера магнитного поля и наличие больших горизонтальных градиентов: 7) сдвиг осей магнитных аномалий.

Необходимо подчеркнуть, что региональные погребенные разломы фундамента могут быть выделены на границе крупных отрицательных и положительных магнитных аномалий и находят отражение не только на магнитном, но и на гравитационном полях. На карте аномалий силы тяжести им соответствуют протяженные гравитационные ступени со значительным перепадом значений  $\Delta g$ .

По вышеперечисленным характерным признакам изменения структуры магнитного поля на территории Армянской ССР выделяются глубинные разломы северо-западного, меридионального и северо-восточного простирания. Разломы северо-западного простирания располагаются, как правило, по границам структурно-тектонических зон, они характеризуются большими глубинами залегания, длительностью развития, определенной связью с формациями горных пород. Эти разломы играют большую роль в появлении и локализации магматических пород и генетически связанных с ними рудных месторождений.

Глубинные разломы общекавказского направления, как указывали выше, выделяются по характерным признакам магнитного поля по линиям: гор. Ереван—с. Горс—г. Капутджух—гор. Ордубад; гор. Ереван—с. Веди—с. Норашен—гор. Джульфа; гор. Лениакан—гор. Спитак—гор. Раздан—с. Норадуз—с. Цовинар—с. Вагуди—с. Шишкерт; с. Шагназер—гор. Дилижан—пос. Красносельск—г. Коджа-даг (фиг. 9, 27, 28).

Ереван-Ордубадский глубинный разлом, отделяющий Мисхано-Зангезурскую интрагеоантиклиналь от Ереван-Ордубадской интрагео-синклинали, образовался в додевонское время, опусканием характеризуется Ереван-Ордубадская зона, поднятием—Мисхано-Зангезурская зона. В результате поднятия Мисхано-Зангезурской зоны в течение длительного времени обнажались на поверхности породы эопалеозоя и нижнего палеозоя (районы В. Ахта, Мисхана, Ньюады) и, наоборот, длительное опускание Ереван-Ордубадской зоны привело к накоплению весьма мощных отложений верхнепалеозойского, мезозойского и третичного возраста, достигающих 6—7 км мощности.

Другой, Ереван-Джульфинский глубинный разлом, отделяет Октемберян-Джульфинскую подзону от Ереван-Ордубадской. Здесь приподнятой является Приараксинская мегаантиклинальная зона, опущенной—Ереван-Ордубадская мегасинклинали зона.

Следующий глубинный разлом, Лениакан-Шишкертский, отделяет Мисхано-Зангезурскую зону от Присеванской и Кафанской тектонических зон. На юге Армянской ССР, Зангезуре, вдоль западного склона Хуступ-Чиманского хребта С. С. Мкртчяном (1948, 1958) установлено крупное разрывное нарушение, по которому девонские отложения западного крыла приводятся в контакт с юрскими отложениями восточного крыла структуры. Здесь в рамках мезокайнозойского цикла разница в мощностях отложений между обоими крыльями составляет около 5 км. Опущенным является восточное крыло, поднятым—западное крыло структуры. Второй район резких контрастов мощностей и полноты разрезов—это бассейн верхнего течения р. Агстев в направлении, перпендикулярном Памбакскому и Иджеванскому хребтам (Асланян, 1958). В пределах мезокайнозоя в области упомянутых хребтов разность в мощностях между крыльями разлома достигает около 7 км, а в области Базумского, Ширакского и Цахкуняцского хребтов, к северу от параллели гор. Лениакана—около 6 км.

Ленинакан-Шишкертский глубинный разлом на участках Ленинакан—Спитак—Раздан и Вагуди—Шишкерт устанавливается по геологическим данным (Асланян, 1958) и подтверждается геофизическими материалами, а в центральной части Армянской ССР—на участке пос. Севан—Норадуз—Цовинар—оз. Алагелер устанавливается впервые на основании данных аэромагнитной съемки и подтверждается гравиметрией.

Шахназар-Красносельский глубинный разлом четко выявляется на карте аномалии силы тяжести в виде протяженной гравитационной ступени со значительным перепадом значений  $\Delta g$ . На карте  $Z_a$  и  $\Delta T_a$  разлом характеризуется линейно вытянутой аномалией большой протяженности, резким изменением характера магнитного поля с наличием больших горизонтальных градиентов. Здесь глубинный разлом (тектонический шов) охватывает, по всей вероятности, земную кору и подкоровый слой.

Перечисленные глубинные разломы общекавказского направления разбивают фундамент на отдельные блоки, расположенные моноклинально по отношению друг к другу.

В тектоническом строении территории Армянской ССР значительную роль играли также разломы меридионального и антикавказского направлений, которые отличаются от разломов общекавказского направления своим меньшим размером, меньшей глубиной залегания и меньшей длительностью развития.

Разломы меридионального и северо-восточного направлений являются разновозрастными и прослеживаются по следующим линиям: Маркара—Агарак—Апаран—Спитак—Степанаван, Кармрашен—Талин—г. Арагац—Апаран—Ноемберян, Аштарак—Алапарс—Раздан; Арташат—Камо—Красносельск, Норашен—Ехегнадзор—Басаргечар, Джульфа—Сисиан и Ордубад—Каджаран. Кроме указанных разломов, по данным магнитной съемки, намечается глубинный разлом в привершинной части Гегамского хребта между сс. Верхн. Ахта на северо-западе и Горс на юго-востоке. Указанный разлом служил, по-видимому, каналом для поднятия и излияния на дневную поверхность магмы.

В результате вышеперечисленных разломов меридионального и северо-восточного направлений вся территория Армянской ССР была разбита на отдельные блоки.

Результаты геофизических исследований, наряду с данными геологических наблюдений, свидетельствуют о сложном блоковом строении территории Армянской ССР и смежных частей Малого Кавказа, формирование которого имело место на протяжении геосинклинального этапа развития альпийского орогена.

Касаясь геометрических особенностей глубинных разломов, необходимо отметить, что они, как правило, не являются едиными однородными плоскостями скалывания, а представляют скорее более или менее извилистые зоны сближенных параллельно или кулисообразно расположенных разломов, достигающие иногда ширины в несколько километров.

## 5. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ ПРИ ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ АРМЯНСКОЙ ССР

По характеру регионального гравитационного и магнитного полей на территории Армянской ССР и прилежащих частей Малого Кавказа выделяется, как отмечено выше, три крупных мегаблока земной коры:

Приараксинский, Присеванский и Алаверди-Кафанский, обладающих разной плотностью и намагниченностью.

Центральный (Присеванский) мегаблок на послегеосинклинальном этапе развития характеризуется в целом восходящими движениями, особенно усиливающимися во время проявления среднеальпийской фазы складчатости, приведшей к образованию в Центральной Армении высокоподнятых горных сооружений (массивы гор Арагац и Араилер, Гегамский, Варденисский хребты). В пределах Центральной Армении у большинства межгорных впадин мезозойские отложения либо отсутствуют, либо имеют незначительную мощность.

Юго-западный (Приараксинский) мегаблок в послегеосинклинальном этапе развития характеризуется преимущественно нисходящими движениями, усилившимися во время проявления верхнеальпийской фазы складчатости, приведшей к образованию Араратской и Нахичеванской котловин и накоплению мощных толщ послегеосинклинальных осадочных отложений (Габриелян, 1964).

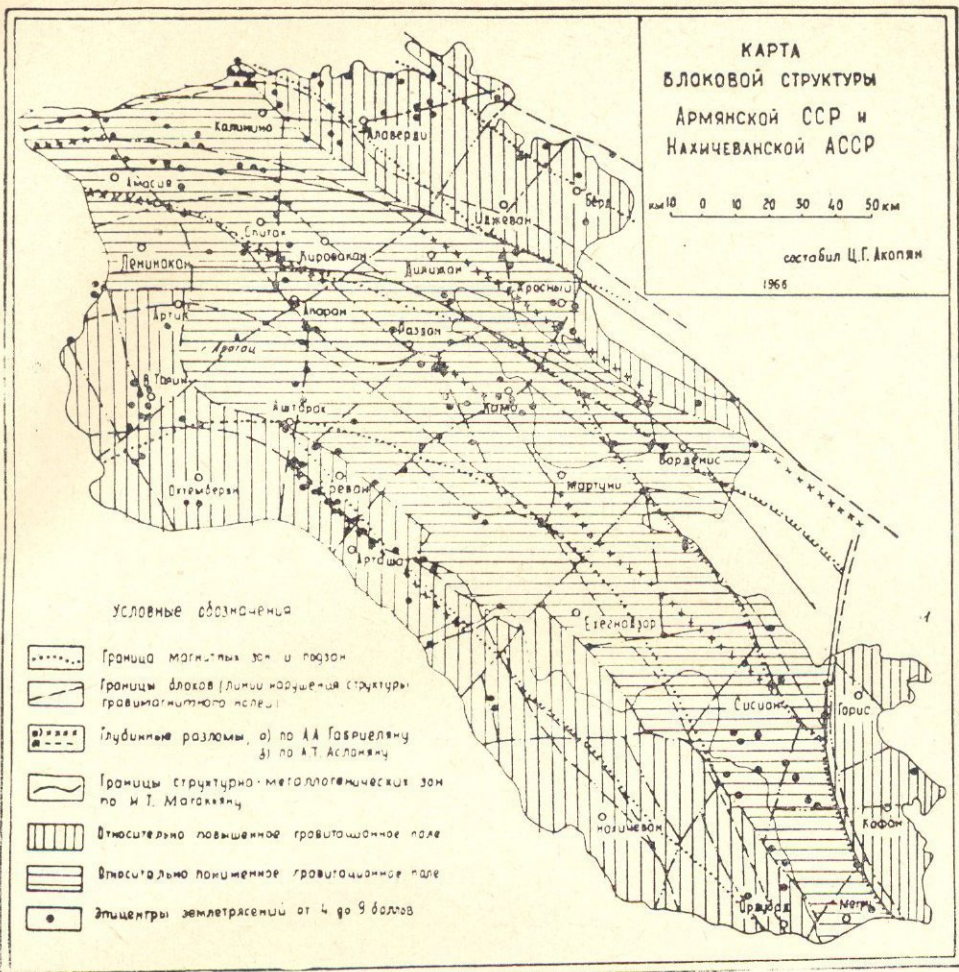
Внутригеосинклинальные поднятия в Приараксинской зоне характеризуются преобладанием в разрезе карбонатных формаций над эффузивами, слабо проявленной мощностью отложений. В магнитном отношении они, как правило, отмечаются зонами устойчивых слабоотрицательных или нормальных значений  $Z_n$  ( $\Delta T_n$ ).

Садарак-Ордубадский и Нахичеван-Джувльфинский максимумы в Приараксинской зоне отражают гравитационное влияние одноименных выступов кристаллического фундамента, а Джагринский минимум  $\Delta g$  соответствует глубокому мезокайнозойскому прогибу. Для внутригеосинклинальных прогибов характерны большие мощности, широкое развитие терригенно-вулканогенных формаций и связанных с ними интрузий. В прогибах, наряду с интрузиями основного состава, широким распространением пользуются дифференцированные гранитоидные интрузии. Магнитное поле прогибов имеет варьирующий характер и переменный знак. При этом положительные аномалии наблюдаются здесь, главным образом, над гранитоидными массивами.

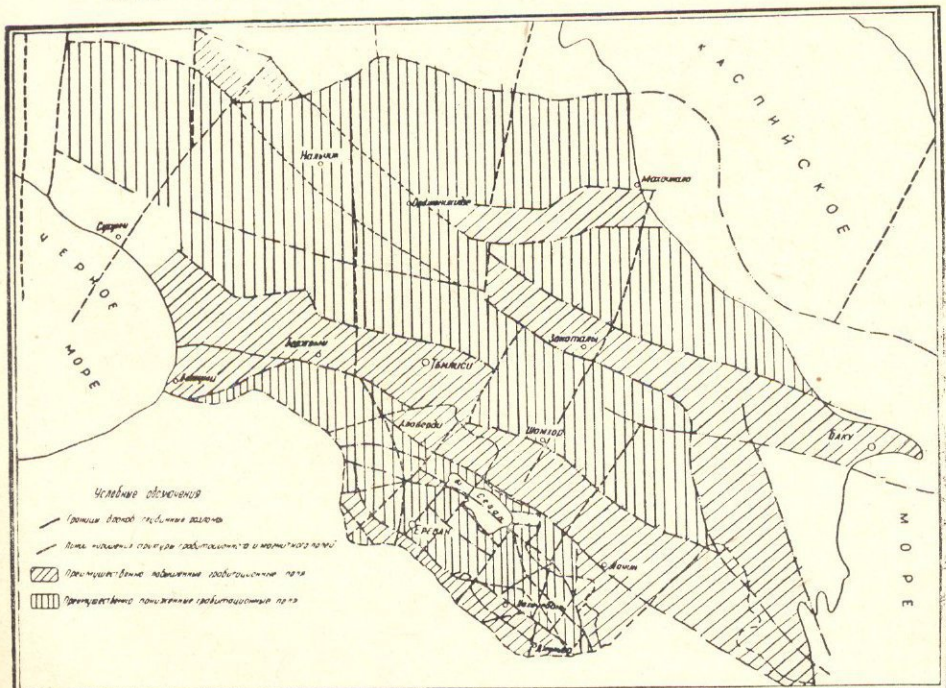
Описанные выше три крупных мегаблока земной коры отделяются друг от друга глубинными разломами Талин-Ереван-Ордубадским (на юго-западе) и Шахназар-Туманян-Красносельск-Лачин-Кафанским\* (на северо-востоке), которые характеризуются большой глубиной заложения, длительностью развития, охватывающей целые геологические эпохи, большей или меньшей прямолинейностью. Эти разломы контролируют интрузивный и эффузивный вулканизм и эндогенную минерализацию (Габриелян, 1964).

То обстоятельство, что к зоне Шахназар-Красносельск-Кафанского (Хуступ-Гиратахского) глубинного разлома приурочены многочисленные эпицентры нормальных землетрясений (4—8 баллов) и выходы минеральных источников, показывает, что разлом этот неоднократно обновлялся и продолжает «жить» до современной геологической эпохи. По данным И. Г. Магакьяна и С. С. Мкртчяна (1958), Шахназар-Красносельск-Кафанский глубинный разлом является границей двух различных металлогенических зон—медно-серноколчеданного и поли-

\* Хуступ-Гиратахский глубинный разлом субмеридионального простирания, по-видимому, прослеживается далее на север и в районе с. Тазакенд (Аз. ССР) соединяется с Шахназар-Красносельск-Лачинским глубинным разломом.



**СХЕМА БЛОКОВОЙ СТРУКТУРЫ Кавказа (по данным Ц.Г. Аюбяна, Р.М. Гаджиева, Т.Н. Симонович)**



Фиг. 31.

металлического оруденения (Алаверди-Кафанская зона) и медно-молибденового оруденения (Мисхано-Зангезурская зона).

К указанному глубинному разлому, в центральной ее части, приурочены линейно вытянутые многочисленные выходы ультраосновных пород, образующих офиолитовый пояс Малого Кавказа.

Талин-Ереван-Ордубадским (Ереванским, по А. Т. Асланяну, 1958 и А. А. Габриеляну, 1964) разломом Среднеараксинский межгорный прогиб, или тектонический мегаблок, отделяется от центрального. На северо-западе, в районе гор. Еревана, по этому разлому каледонский-докембрийский консолидированный субстрат существенно приподнят и образует подземное горстовое поднятие, ограничивающее Ереванский соленосный бассейн с юга. На юго-восточном продолжении этого разлома, как это отмечено А. А. Габриеляном (1964), расположены минеральные источники района сс. Веди и Арарат, далее к юго-востоку разлом непрерывно прослеживается по южному подножью Урцского и Даралагезского хребтов до гор. Ордубада (Дебаклинский разлом на юге). На северо-западе Ереван-Ордубадский разлом через с. Аштарак прослеживается до райцентра Талин, где и сочленяется с разломом северо-восточного простирания, проходящим через вершину г. Арагац. Пространственно к Талин-Ереван-Ордубадскому разлому приурочены эпицентры талинских, ереванских, двинских, элпин-шахбуз-ордубадских землетрясений.

Таким образом, в результате колебательных движений земная кора в центральной части территории Армянской ССР по отношению к краевым, Приараксинской и Алаверди-Кафанской, опущена на 12—15 км, чем и обуславливается наблюдаемое отрицательное гравитационное поле—Центральный минимум  $\Delta g$ . Мощность земной коры в области центрального минимума составляет 55—57 км, в то время как в области Алаверди-Кафанского и Приараксинского максимумов  $\Delta g$  она равна 38—42 км.

Указанные структурные мегаблоки в свою очередь разбиты разрывными нарушениями северо-западного, меридионального и северо-восточного направлений на отдельные неравновеликие блоки (фиг. 31, 31а).

Всего на территории Армянской ССР нами выделяется 55 блоков. При выделении блоков по результатам гравитационного и магнитных съемок основное внимание уделялось гравитационным данным, поскольку различие в мощности коры отдельных крупных блоков, строение их осадочного чехла отражаются прежде всего в поле силы тяжести.

При нанесении на карту блоков и геофизических характеристик основных тектонических структур выходов минеральных источников, эпицентров землетрясений и месторождений полезных ископаемых бросается в глаза приуроченность большинства из них, как и вмещающих интрузивных пород, к зонам разломов. Так, например, к Джульфа-Сисианскому разлому приурочены месторождения мышьяка, сурьмы, полиметаллических и медно-молибденовых руд, а также выходы минеральных источников. Полиметаллические месторождения Даралагеза приурочены к разломам, отделяющим Азизбековский блок от Джермукского и Арени-Гнишикского. Минеральные источники ущелья р. Арпа (Азизбековская и Гндевазская группы) и термальные воды Джермука пространственно и генетически связаны с разломом близширотного направления.

К Норашен-Басаргечарскому разлому тяготеют выходы минеральных вод и Гамзинское полиметаллическое месторождение (НахАССР).

Анкаванское медно-молибденовое месторождение, Памбакский интрузивный комплекс и выходы минеральных вод приурочены к Мармарикскому глубинному разлому. Приуроченность массивов офиолитовых пород и связанного с ними хромитового оруденения к разлому очевидна.

Алавердское меднорудное, Кохбское железорудное, Иджеванское марганцеворудное и Шамшадинское полиметаллическое месторождения приурочены к разломам антикавказского и близширотного простирания, которые в районе Алаверди, Ахнидзор и Дилижан сочленяются с Шахназар-Красносельским разломом общекавказского простирания. Точно также хромитовые, серно-колчеданные и медные месторождения Базумского хребта приурочены к разлому, отделяющему Шахназарский блок от Мусаелянского. Вдоль этого разлома фиксированы многочисленные выходы минеральных источников и эпицентры нормальных (4—8-балльных) землетрясений.

Приведенные примеры показывают, что детальное исследование разломов глубокого заложения их прослеживания имеет первостепенное практическое значение для выявления тех или иных полезных ископаемых. Особенно большой практический интерес приобретают узлы, где пересекаются разломы глубокого заложения различного простирания; по-видимому, чаще всего в этих местах создавалась возможность внедрения в верхних слоях земной коры интрузивных массивов, обогащенных теми или иными полезными ископаемыми.

В региональном плане северным продолжением Паракар-Шахназарского глубинного разлома является Боржом-Нальчик-Елистинский меридиональный разлом глубокого заложения (фиг. 31б).

Кармрашен-Севкарский глубинный разлом далее прослеживается на северо-восток по направлению к Астрахани.

Северо-восточным продолжением Норашен-Басаргечарского глубинного разлома служит разлом, проходящий через Шамхор—Закаталы—Махачкала и т. д.

Таким образом, Армянская часть Тавро-Кавказской геосинклинали, являющаяся восточной частью альпийского геотектонического пояса, характеризуется, как и весь Кавказ, наличием густой сети разрывов земной коры, чем и определяется блоковый характер строения складчатого основания.

## ГЛАВА V

### СЕЙСМИЧНОСТЬ АРМЕНИИ

#### А. РЕГИОНАЛЬНАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ И МАЛОГО КАВКАЗА

##### 1. ОБ ИЗУЧЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ АРМЕНИИ

Кавказские землетрясения издавна привлекали к себе внимание исследователей. Многие из этих землетрясений изучались Г. Абигом (1862 г.), И. В. Мушкетовым (1903 г.), В. Н. Вебером (1900—1903 г.), Г. П. Горшковым (1933 г.) и др.

Краткие описания отдельных крупных землетрясений как по макросейсмическим, так и по инструментальным данным были опубликованы в приложениях к квартальному бюллетеню центральной сейсмической станции «Тбилиси», а также в трудах Института сооружений Грузинского филиала АН СССР и Института геофизики АН Грузинской ССР (Бюс, 1937, 1943, 1947; Лебедев и Папалашвили, 1954).

Отдельными сейсмологами делались попытки изучить азимутальную аномалию на Кавказе (Малиновский, 1929), определить максимальные ускорения сейсмических волн (Михалевский, 1924—1925), выяснить влияние микрогеологии на действие сейсмических сил (Бюс, 1937).

Первая попытка установления связи Кавказских очагов землетрясений с общей дислокацией страны была сделана в 1926 году А. Н. Михалевским (Михалевский, 1926), составившим карту сейсмических областей Кавказа за период 1891—1917 гг. На основании этой карты А. И. Михалевский сделал вывод, что: «сейсмическая неустойчивость возрастает с запада на восток, в особенности по южному склону главного хребта и по всему Закавказью, где частые и довольно разрушительные землетрясения являются обычным явлением». А. И. Михалевским (1923—1924 гг.) впервые были определены по макросейсмическим данным глубины залегания некоторых крупных землетрясений Кавказа, величины которых имеют ориентировочный характер, так как точность определения глубины очага по макросейсмическим данным очень мала.

В 1935 году была опубликована работа Л. А. Варданянца о сеймотектонике Кавказа, в которой автор сопоставил выявленные им вероятные сейсмические очаги и тектоническое строение сейсмических областей Кавказа (Варданянец, 1935).

Л. А. Варданянцем был переработан статистический материал макросейсмических наблюдений по Кавказу за 150 лет и выявлены несколько десятков «вероятных» (в отношении расположения) сейсмических очагов, которые он приурочивал к тектоническим «узлам» и линиям. В зависимости от особенностей тектонических элементов, к которым приурочиваются сейсмические очаги, он подразделил очаги

на шесть типов и дал их характеристику. Заново переработав данные 5 крупнейших землетрясений Кавказа (Ахалкалакского—1/I 1900 г., Горийского—20/II 1920 г., Шемахинского—13/II 1902 г., Дагестанского—25/III 1913 г., Зангезурского—27/IV 1931 г.), Л. А. Варданянц пришел к выводу, что затухание сейсмических сотрясений происходит в условиях Кавказа очень быстро и, следовательно, «очаги Кавказских землетрясений, даже в тех условиях, когда их интенсивность достигает 9 баллов, лежат неглубоко и связаны с теми или иными тектоническими структурами сравнительно поверхностных слоев земной коры». Составив карту вероятных сейсмических очагов, Л. А. Варданянц пришел к выводу, что наиболее активными в сейсмическом отношении районами на Кавказе являются, в первую очередь, Шемахинский и затем Ахалкалакско-Ленинаканский тектонические узлы.

Е. А. Розовой была опубликована в 1939 г. работа по изучению сейсмичности Кавказа на основании инструментальных наблюдений с использованием сейсмограмм региональных станций «Пятигорск», «Грозный», «Сочи», «Ереван», оборудованных однотипными горизонтальными сейсмографами системы П. М. Никифорова с оптической регистрацией, и телесеизмических станций «Баку» и «Тбилиси» за период 1933—1938 гг. (Розова, 1939). Для нахождения координат эпицентров ею были применены методы засечек, гипербола, азимутов, но вследствие недостаточности материалов в основном применялся метод засечек эпицентральных расстояний, взятых по годографу Мохоровичича и годографу Е. И. Розовой для Средней Азии. Были определены координаты 129 кавказских землетрясений, а для 74 землетрясений—глубины очагов методом азимутов и по таблицам Мохоровичича, при этом получились глубины в пределах 0—66 км. На основании определенных эпицентров Е. А. Розовой была составлена первая карта расположения эпицентров, полученных по инструментальным наблюдениям. При этом, как указывает автор, эта карта в основном совпадает с картой «вероятных» сейсмических очагов, составленной Л. А. Варданянцем. Е. А. Розова выделила как наиболее активные в рассматриваемый ею период времени, следующие четыре района:

1. Ахалкалаки—Ленинакан—Шаумян—Шамхор (46 эпицентров, со средней глубиной очагов землетрясений 25 км).
2. Район к западу и северу от Еревана (19 эпицентров с глубиной гипоцентров 10 и 50 км).
3. Район Ведено-Шатой (6 эпицентров со средней глубиной 35 км).
4. Район Тларата-Кум (5 эпицентров со средней глубиной 30 км).

В дальнейшем Е. А. Розова несколько расширила период времени наблюдений и обработала землетрясения Кавказа за 1933—1940 годы. На основании данных этой обработки составлены меридиональные разрезы и установлено, что горизонтальные фокальные поверхности на Кавказе отсутствуют, а фокальные зоны имеют тенденцию к погружению в северном направлении и в пределах Малого Кавказа обнаруживается куполообразное строение фокальных зон, причем мелкие очаги концентрируются на оси дугообразного изгиба простираний складчатых структур Малого Кавказа, к периферии же глубина очагов возрастает (Розова, 1949).

В 1942 году В. А. Степаняном была составлена «Краткая хронология наиболее значительных землетрясений в исторической Армении и в прилегающих районах» и дан исторический обзор этих землетрясений (Степанян, 1942).

В дальнейшем эта работа автором была значительно расширена

на основании сведений о землетрясениях по рукописям Матенадарана, а также по другим опубликованным работам (Степанян, 1964).

В этом же году А. Д. Цхакая был построен осредненный годограф S—P для станции «Тбилиси» на основании изучения записей многих землетрясений этой станцией (Цхакая, 1942).

В 1946 году Л. А. Варданянцем сделана новая попытка оценить глубину залегания очагов кавказских землетрясений (Варданянц, 1946). В результате все землетрясения Кавказа разделены на две группы: в первую объединены землетрясения с глубиной залегания очага  $27 \pm 5$  км, а во вторую—с глубиной 70—90 км.

К. Н. Паффенгольц, опубликовавший в 1946 году сейсмотектоническую карту Малого Кавказа (Паффенгольц, 1946), разделил последний на ряд тектонических зон и дал их подробное описание. Затем на карты Е. А. Розовой и Л. А. Варданянца им были нанесены границы этих тектонических зон и сделана попытка выявить связь между сейсмическими очагами и тектоникой района. К. Н. Паффенгольцем были сделаны следующие выводы:

1. Все землетрясения обусловлены процессом формирования горного сооружения Кавказа, который начался после третичной складчатости и продолжается в настоящее время.

2. Все сейсмические очаги в зависимости от тектонического строения участков, к которым они приурочиваются, могут быть разделены на два типа. Первый тип очагов совпадает с крупными разрывами—границами геотектонических комплексов, т. е. с «тектоническими швами», границами зон (Шемаха, Кахетия, Гори-Мцхет, Ленкорань, Евлах, Батуми, Кировабад, Амасия, Шуша, Кульп, Ереван, Ехегнадзор, Ордубад и др.). К этому типу относятся, как правило, сильные землетрясения. Ко второму типу К. Н. Паффенгольц относит очаги более или менее сложных структур, располагающихся внутри геотектонических комплексов (Агбулаги, Чатахи, Шаумяни, Башкичети, Калинино, Алаверди, Степанаван и др.).

На основании сопоставления сейсмических элементов Малого Кавказа со структурно-тектоническими особенностями отдельных его областей К. Н. Паффенгольцем были выделены зоны сейсмически более активные и составлена схематическая сейсмическая карта Малого Кавказа.

По наблюдениям над взрывами, произведенными в Мингечауре в промышленных целях, были построены годографы сейсмических волн, изучено строение земной коры Кавказа (Коридалин, 1947, 1948).

Усилившаяся в 1947—1949 гг. сейсмическая деятельность Прикавказского района дала возможность А. Я. Левицкой в 1950 г. на основании материалов Кавказских сейсмических станций АН СССР и сейсмической станции «Тбилиси» АН Грузинской ССР для этого района: 1) построить годографы сейсмических прямых волн для глубин залегания очага 25 км. При этом средние скорости распространения прямых продольных волн получились равными 5,6 км/сек., а поперечных—3,4 км/сек; 2) наметить фокальные поверхности на глубине 30 и 60 км; 3) определить глубину залегания поверхности Мохоровичича, равную 60 км (Левицкая, 1950).

Наиболее полная систематизация результатов макросейсмических наблюдений над землетрясениями Закавказья была произведена Е. И. Бюсом, который составил каталог макросейсмических наблюдений в Закавказье и в хронологическом порядке описал 2530 землетрясений разной силы, ощущенных населением на территории Закавказья за вре-

мя 1139—1950 гг. (Бюс, 1948—1952). Там же Е. И. Бюсом приводится список всех пунктов (свыше 1500), упоминаемых в «Хронологии». Список интересен тем, что в каждом пункте приводятся все известные автору колебания почвы с указанием времени события, а также силы подземного толчка в баллах.

В последнем разделе «Сейсмические условия Закавказья» даются сейсмические элементы сейсмогеографии Закавказья с картой частоты ощущенных землетрясений по Закавказью. Однако, как указывает автор, «точного представления о частоте землетрясений эта карта во всех своих частях давать не может», так как она страдает, во-первых, недостатками, присущими всем макросейсмическим картам (зависимость от населенности пункта и личных качеств корреспондента), и, во-вторых, неодинаковой продолжительностью периодов наблюдений в разных пунктах. Е. И. Бюсом выделяются 10 пунктов, где наблюдалось наибольшее количество землетрясений в разные периоды времени. При этом восемь пунктов из десяти располагаются «в центральной меридиональной полосе Закавказья, два остальных (Шемаха, Ленкорань) в восточной его зоне: ни один из этих пунктов не лежит в западной части Закавказья». Е. И. Бюсом на основании материалов «Хронологии» было выявлено, что из всех отмеченных населением землетрясений за весь отрезок времени 56,5% было слабее 5 баллов, 38,4% — с силой 5—6 баллов и только 5,1% были очень сильны и разрушительны на значительном пространстве. Исследовав картину распространения и величину плейстосейстовых площадей 50 крупных землетрясений за последние полвека и составив карту расположения очагов этих землетрясений с указанием интенсивности и размеров плейстосейстовых зон, Е. И. Бюс пришел к выводу, что «лежащие на близких отрогах западной части Главного Кавказского хребта очаги 6—8-балльных землетрясений не имеют широких плейстосейстовых зон, что указывает на неглубокое залегание фокуса». Плейстосейстовые же области очагов, лежащих южнее, несколько больше. По Е. И. Бюсу, она увеличивается в юго-восточном углу Малого Кавказа и на отрогах Талышского хребта. В общем, как отмечает Е. И. Бюс, наблюдается возрастание глубины залегания очагов землетрясений в направлении к Каспийскому морю. Е. И. Бюсом составлена макросейсмическая карта максимальных интенсивностей и сейсмических областей Закавказья, при этом на карту нанесены только те пункты, в которых колебания почвы, хотя бы раз, достигали силы 6, 7, 8 и выше баллов. Согласно этой карте «большинство мест семи- и восьмибалльных ударов лежит на полосе, протягивающейся от Кахетии через Гори, Ахалкалакское нагорье и далее по пограничной зоне через Ленинакан, Ереван, Зангезур, Шушу—до Ленкорани, начиная в общем с горных систем Большого Кавказа, проходя через области Малого Кавказа и выходя к Каспийскому морю у Талышских гор». Вторая полоса, по Е. И. Бюсу, начинается у Апшеронского полуострова, проходит через Шемаху и продолжается в северо-западном направлении до массива Казбеги. Эта полоса также характеризуется сильными землетрясениями, достигающими иногда 8 баллов. Е. И. Бюсом составлена карта расположения эпицентров землетрясений Закавказья за период 1912—1950 гг. и дана характеристика выявленных главных очаговых зон. Гистограмма числа эпицентров, построенная Е. И. Бюсом по долготе, показывает резкое и интенсивное нарастание частоты в меридиональной полосе  $43^{\circ}$ , 5— $44^{\circ}$ , 0 и меньше в области долготы  $42^{\circ}$ . Гистограмма, построенная по широте, дает два выступа, один при  $\varphi = 41,0^{\circ}$ — $41,5^{\circ}$  (Богдановская зона), другой—при  $42^{\circ}5$  (эпи-

центры Казбег-Душетской зоны и Дагестана). Наибольшая плотность эпицентров Е. И. Бюсом получена в Ахалкалакском нагорье, где в среднем на каждые 10 кв. км в некоторых районах приходится один очаг.

В 1952 году В. В. Белоусовым, И. В. Кирилловой и А. А. Сорским была составлена схема сопоставления тектоники и сейсмичности Кавказа (Белоусов, Кириллова, Сорский, 1952). При составлении схемы авторами были использованы материалы В. В. Белоусова, В. Е. Хаина, М. В. Гзовского, Л. Н. Леонтьева, И. В. Кирилловой и А. А. Сорского по тектонике Кавказа. Для схемы материалом, характеризующим сейсмичность Кавказа, послужили данные о разрушительных землетрясениях по «Хронологии землетрясений Закавказья» и по другим литературным источникам, карта расположения эпицентров с 1933 по 1949 г., составленная в 1959 году А. Я. Левицкой по инструментальным данным, а также результаты обработки землетрясений, записанных временными станциями Кавказской экспедиции Геофизического института АН СССР (за 1950—1951 гг.) и Шемахинской сейсмической экспедиции АН Аз. ССР (за 1951 г.).

В результате сопоставления основных элементов тектоники и сейсмичности Кавказа авторами сделаны следующие выводы:

1. Наличие поперечного пояса сгущения эпицентров, проходящего из Турции через Ахалкалакское нагорье в Приказбекский район, распадающегося в свою очередь на участки, вытянутые в общекавказском направлении.

2. Большая сейсмическая активность восточного Кавказа по сравнению с западным.

3. Эпицентры разрушительных землетрясений (или плейстосейстовые области) расположены на границах областей поднятий и опусканий.

4. Области сгущения слабых землетрясений не совпадают с плейстосейстовыми областями разрушительных землетрясений.

Как примеры приводятся землетрясения Ахалкалакского нагорья, Приказбекского района и Шемахинской зоны.

В работе И. В. Кирилловой «Сейсмичность Ахалкалакского нагорья» дается обзор инструментальных и неинструментальных данных по этому району (Кириллова, 1952). Составив сейсмические и тектонические данные, автор приходит к выводу, что Ахалкалакское нагорье «характеризуется повышенной сейсмичностью по сравнению с территорией всего Кавказа», причем северная половина нагорья характерна разрушительными землетрясениями, а южная—слабыми. Основываясь на север—северо-восточном простирании плейстосейстовых областей Ахалкалакского и Табакурского землетрясений, И. В. Кириллова предполагает «наличие вытянутых в том же направлении, невидимых на поверхности, глубоких разломов фундамента».

В 1951 году А. Я. Левицкой и Т. М. Лебедевой впервые был построен годограф для всего Кавказа на основании наблюдений над 19 землетрясениями (Левицкая, Лебедева, 1953). Эпицентры этих землетрясений расположены по всему Кавказу, вследствие чего годограф является пространственно осредненным. Годограф в настоящее время широко применяется при интерпретации наблюдений над землетрясениями Кавказа.

В 1958 году была опубликована работа А. Т. Асланяна «Региональная геология Армении» (Асланян, 1962), в одном из разделов которой автор, используя накопленный за последние 10—15 лет новый факти-

ческий материал, дает обзор сейсмотектоники Армении. А. Т. Асланяном дано детальное распределение очагов землетрясений в плане тектонической зональности среднетретичного времени. Выделены семь зон и дана их сейсмическая характеристика, причем автор, «исходя из результатов изучения геологических и грунтовых условий страны» дает «ряд рекомендаций, могущих быть использованными при региональном и локальном сейсмическом районировании».

Используя наблюдения сети сейсмических станций Кавказа, мы определили скорости распространения наблюдаемых продольных и поперечных сейсмических волн в «гранитном», «базальтовом» и «ультрабазальтовом» слоях, а также составили таблицы времен пробега и построили годографы этих волн для глубин залегания очага 0 км, 15 км, 30 км (Карапетян, 1956). Кроме этого, оценена точность определения положения эпицентра и глубины залегания очагов землетрясений Малого Кавказа по методу засечек в зависимости от расположения станций по отношению к эпицентру и типа используемых волн при принятой погрешности отсчета разности времен пробега поперечных и продольных волн,  $\Delta t = \pm 1$  сек. в предположении, что используемый годограф является точным (Карапетян, 1960). Построена карта эпицентров Малого Кавказа за период 1928—1952 гг. с учетом точности определения положения очагов землетрясения. По данным Бюллетеня сети сейсмических станций СССР построена карта эпицентров за период 1953—1957 гг. согласно которой Западный Кавказ в рассматриваемый промежуток был не менее сейсмичен, чем Восточный Кавказ (Карапетян, 1960).

Нами произведена массовая классификация по энергии землетрясений Армянского нагорья и Малого Кавказа с использованием разработанной энергетической шкалы и построен график повторяемости землетрясений для исследуемого района (Карапетян, 1962).

На основании сейсмологических данных было изучено глубинное строение земной коры Малого Кавказа. Мощность «гранитного» слоя, определенная региональным методом, оказалась равной  $37 \pm 2$  км, а промежуточного «базальтового» —  $15 \pm 2$  км, которые хорошо согласуются с величиной мощности земной коры, определенной телесеismicким методом (Карапетян, 1955). В результате изучения динамических параметров (Введенская, 1951) очагов некоторых землетрясений Кавказа (Карапетян, 1958) установлено, что поверхности смещений в очагах землетрясений Большого Кавказа ориентированы в направлении общекавказского простираания. Для Ахалкалакского нагорья поверхности смещения в очагах также вытянуты в общекавказском или близком к нему направлении, а для южной оконечности Малого Кавказа — перпендикулярно к общекавказскому.

Одной из характеристик сейсмичности исследуемой территории может служить спектральный состав колебаний почвы. В результате определения преобладающих периодов и спектрального состава колебаний почвы в районе гор. Еревана (Карапетян, 1961) по записям микросейсм, взрывов и землетрясений нами выяснено, что преобладающие периоды и спектральный состав колебаний почвы существенно зависят от грунтовых условий. Так, в случае суглинисто-супесчаных грунтов по данным микросейсм преобладающие периоды по максимальной амплитуде смещений получились порядка 0,3 сек., а в случае базальтов по данным взрывов и микросейсм — 0,10—0,15 сек.

Таков краткий обзор работ и схем, характеризующих в той или иной степени сейсмичность Малого Кавказа и всего Кавказа в целом.

## 2. КАРТЫ СЕЙСМИЧНОСТИ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ И МАЛОГО КАВКАЗА

На основании макросейсмических наблюдений (Бюс, 1948—1952, Степанян, 1942, 1964) и инструментальных данных о землетрясениях построен ряд карт, отражающих сейсмичность Армянского нагорья и Малого Кавказа.

Карта эпицентров землетрясений составлена для периода с 1899 по 1960 гг. (фиг. 32). На ней отмечены также эпицентры сильных землетрясений 1961, 1962 и начала 1963 гг. Всего на карту нанесены эпицентры 4426 землетрясений, из которых 4080 произошли за период с 1951 по 1960 гг., 303—за время с 1932 по 1950 гг. и только 35—с 1899 по 1932 гг.

Подразделение землетрясений по интенсивности и по точности определения координат эпицентров проведено согласно «Атласу землетрясений СССР». По точности определения координат эпицентры землетрясений подразделены на классы А, Б и неклассные. К классу А отнесены эпицентры, координаты которых определены с ошибкой, не превышающей 25 км, к классу Б—50 км. К неклассным отнесены землетрясения, для которых положение эпицентра определялось с погрешностью больше 50 км, но меньше 1—2°.

Землетрясения по интенсивности подразделены на пять групп: к I группе относятся землетрясения с  $M \geq 7,5$ , которые в исследуемом районе не наблюдались; ко II группе отнесены землетрясения, имеющие  $6,5 \leq M < 7,5$ , землетрясения III группы имеют  $5,25 \leq M < 6,5$ .

Землетрясения перечисленных трех групп могут быть записаны всеми станциями мира, и поэтому понятие «дальность регистрации» для них теряет смысл.

Землетрясения двух следующих групп (IV и V) в основном не вызывают разрушений, если только в случае IV группы очаг не является очень поверхностным. К IV группе относятся землетрясения  $4,25 \leq M < 5,25$ . Землетрясения V группы имеют  $M < 4,25$ .

Подразделение землетрясений на IV и V группы в случае невозможности определения  $M$  производилось по дальности регистрации.

К V группе отнесены землетрясения, регистрируемые только станциями Кавказа и Крыма, то есть на расстояниях до 10—15°. Землетрясения IV группы могут быть записаны на расстояниях от 15°—20° до 60°.

Как было отмечено выше, преобладающая часть землетрясений в исследуемой области была зарегистрирована за время с 1951 по 1960 гг.\* Поэтому, кроме составленной карты за период с 1899 по

\* Это обусловлено следующим обстоятельством. Как известно, первая сейсмическая станция на Кавказе была основана в 1899 г. в гор. Тбилиси. В июне 1903 г. начала работу вторая телесеизмическая станция на Кавказе, открытая в гор. Баку.

Организация в 1932 г. сейсмических станций «Ереван», «Грозный», «Сочи» и «Пятигорск», оборудованных горизонтальными сейсмографами системы П. М. Никифорова с оптической регистрацией, положила начало организации сети региональных сейсмических станций Кавказа. До 1940 г. на Кавказе, не считая кратковременно работающих станций (Балаханы, Батуми, Опи и др.), имелось всего восемь станций: «Баку», «Гори», «Грозный», «Ереван», «Зугдиди», «Пятигорск», «Тбилиси» и «Сочи». Все эти станции не были оборудованы однотипной аппаратурой и служба времени была поставлена не одинаково хорошо. Большинство Кавказских землетрясений незначительной силы, а слишком далекое расположение друг от друга этих восьми станций явилось причиной того, что часто землетрясения записывались только двумя

1960 г., представляло интерес построить карты эпицентров за период с 1951 по 1960 г. При сравнении этих двух карт эпицентров можно заметить, что преобладающая часть землетрясений, происшедших до 1951 г., относится ко II, III и IV группам, т. е. относительно сильным землетрясениям. Значительная часть слабых землетрясений этого времени не была записана вследствие малочисленности сейсмических станций.

Вся рассматриваемая область Армянского нагорья и Малого Кавказа занимает площадь 277500 км<sup>2</sup>, при этом советская часть составляет лишь 85625 км<sup>2</sup>. Остальная часть (191875 км<sup>2</sup>) находится вне границ СССР. Однако из 4080 землетрясений, происшедших во всей рассматриваемой области за время с 1951 по 1960 г., 3635 приходится на советскую часть и только эпицентры 445 землетрясений расположены за рубежом. На территории Армянской ССР и ближайших сопредельных областей выделяются следующие сейсмоактивные зоны:

1) Ахалкалакская группа очагов с площадью 20 625 км<sup>2</sup>; 2) Ереванская — с площадью 9400 км<sup>2</sup>; 3) Ленинакан-Туманянская — 11250 км<sup>2</sup>; 4) Кировабадская — 10 625 км<sup>2</sup>; 5) Зангезурско-Карабахская — 13 125 км<sup>2</sup>; 6) Черноморско-Батумская — 13 750 км<sup>2</sup>; 7) Талышская группа очагов с площадью 6250 км<sup>2</sup>.

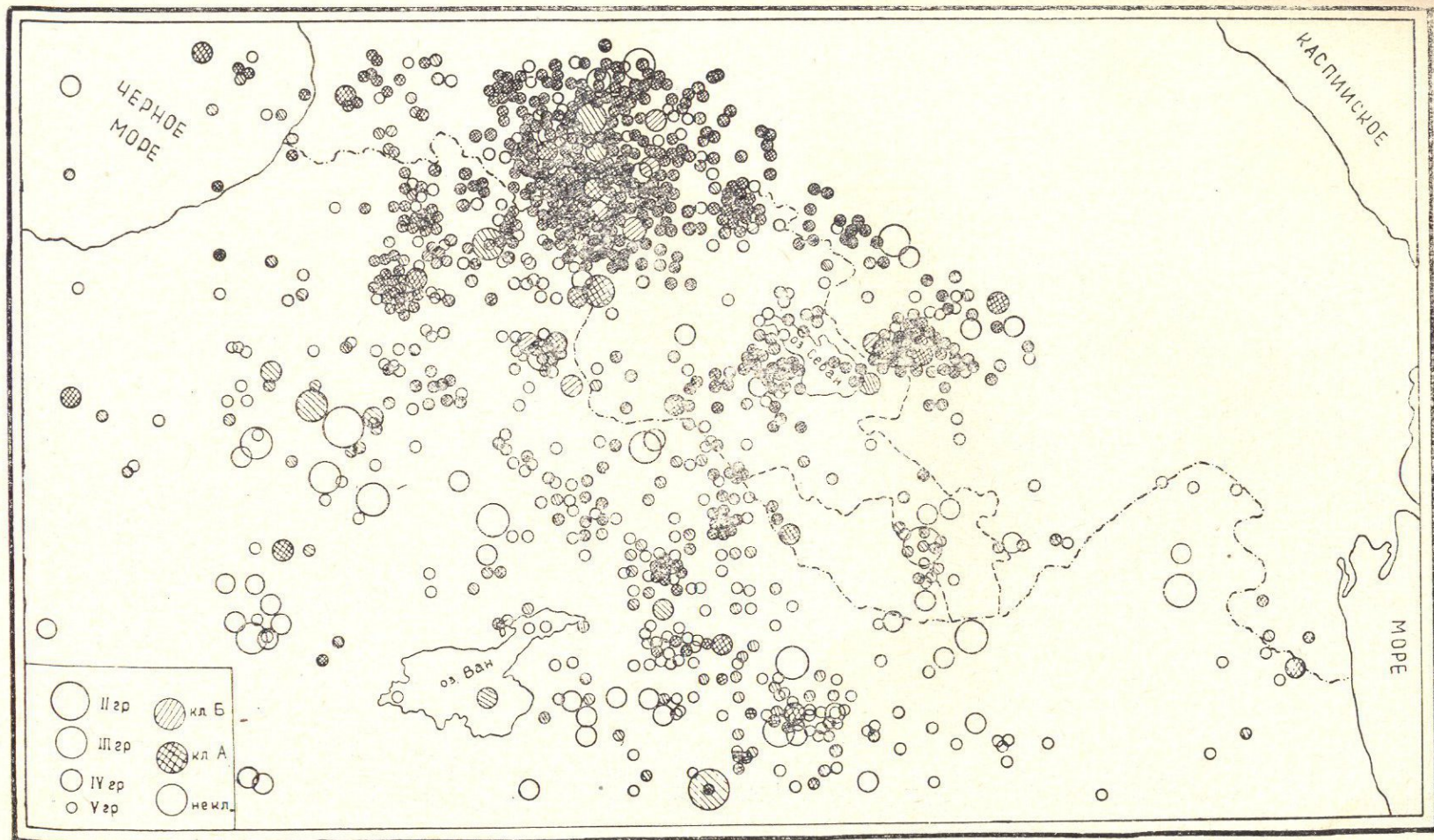
Ахалкалакская группа очагов землетрясений. В прошлом эта зона известна разрушительными землетрясениями: землетрясение 1088 г., разрушившее город Тмук, 1283, 1318 гг. После этого наблюдается относительный покой до середины XIX века. Начиная с этого времени усиливается сейсмическая активность этой зоны и происходит ряд разрушительных землетрясений: 18/II 1868, 31/XII 1899, 13/V 1925, 7/V 1940 гг.

Л. А. Варданыц к этой зоне относит свыше 50 землетрясений за период с 1868 по 1927 гг. и отмечает, что эти землетрясения не отличаются интенсивностью и в громадном большинстве случаев сила сотрясения их не превышает 6 баллов, за исключением нескольких землетрясений 1900 г., когда сила сотрясения их достигала 7—8 баллов (Варданыц, 1935 г.). Ахалкалакское нагорье по балльности Е. И. Бюс разделяет на две части: северную, которую он относит к восьмибалльной зоне, и южную — к семибалльной. Граница между ними, по Е. И. Бюсу, проходит южнее г. Ахалкалаки в направлении с юго-запада на северо-восток (Бюс, 1948—1952 гг.).

И. В. Кириллова, составив карту максимальной интенсивности сотрясений за период с 1853 по 1941 гг. для отдельных населенных

близлежащими станциями, а это лишило возможности достоверно определить положение эпицентра.

Открытие за период с 1940 по 1951 гг. станций «Абастумани», «Боржоми», «Ленинакан», «Ленкорань», «Шемаха», — Ахалкалаки», «Кировабад», «Нахичевань», «Махачкала», «Цихис-Джвари», «Степанаван» и «Горис» намного повысило количество записываемых землетрясений. При этом каждое землетрясение регистрировалось уже более чем двумя станциями, т. е. появилась возможность определять положения эпицентров землетрясений Армянского нагорья и Малого Кавказа с определенной точностью. В дальнейшем были открыты только четыре станции: «Душети» (1953 г.) «Бакуриани» (1954 г.), «Богдановка» (1954 г.) и «Гегечкори» (1957 г.), которые повысили число записываемых землетрясений в основном на Ахалкалакском нагорье, но не имели существенного значения для других районов Малого Кавказа и Армянского нагорья. Таким образом, в 1951 г. была в основном завершена организация существующей в настоящее время региональной сети сейсмических станций Кавказа.



Фиг. 32. Карта эпицентров землетрясений за период с 1899 г. по 1960г.

пунктов района Ахалкалакского нагорья по данным «Хронологии» Е. И. Бюса, отмечает, что северная часть Ахалкалакского нагорья характерна редкими и разрушительными землетрясениями, в то время как южная часть испытывает частные сотрясения малой интенсивности (Кириллова, 1952).

Ахалкалакскую группу землетрясений Л. А. Варданянц объясняет тем, что здесь происходит «перекрещивание более южной Понто-Таврской зоны с более древней Крымо-Кавказско-Иранской. Последняя имеет северо-западное простирание главных структур, поперечное взламывание которых, вероятно, не закончилось. По-видимому, в связи с этим и эпицентры располагаются в этом направлении цепочками, с северо-запада к юго-востоку» (Варданянц, 1935).

К. Н. Паффенгольц считает, что землетрясения этой зоны надо ставить в связь с продолжающимся поднятием этой области (Паффенгольц, 1946).

Отмечая, что плейстоценовые области Ахалкалакского и Табацкурского землетрясений имеют направление, параллельное вулканической гряде Абул-Самсарского хребта, И. В. Кириллова делает вывод, что, возможно, очаги этих землетрясений «связаны с движениями по мощной поперечной зоне разрывов, невидимых с поверхности, некогда питавших лавой вулканы Абул-Самсарского хребта» (Кириллова, 1952).

М. М. Рубинштейн считает, что большая сейсмическая активность Ахалкалакской эпицентральной зоны является доказательством концепции об интенсивном сжатии Аджаро-Триалетской складчатой системы, вызванном давлением Сомхетской глыбы в направлении Боржомского меридиана. На основании материалов Табацкурского землетрясения М. М. Рубинштейн выявляет меридиональный разлом, с которым связывает очаг как Табацкурского землетрясения, так и Ахалкалакского 1899 г. Он считает, «что выявленный разлом является, очевидно, основной сейсмоактивной линией или, вернее, зоной Ахалкалакского нагорья» (Бюс, Рубинштейн, 1953).

Характеристика сейсмической активности этого района дана и А. Д. Цхакая (Цхакая, 1957).

Ленинаканско-Туманянская группа очагов землетрясений. В эту группу входят землетрясения Ленинаканского района, эпицентры которых расположены вблизи древнего гор. Ани, а также землетрясения Туманянского района. Ленинаканская эпицентральной зона в прошлом известна разрушительными землетрясениями: восьмибалльные 1045 и 1132 гг. и девятибалльные 1319 года разрушили окончательно город Ани. Эта эпицентральной зона, проявившая себя в первых трех столетиях текущего тысячелетия неоднократно разрушительными землетрясениями, в последние шесть столетий испытывала относительный покой. В середине прошлого века сейсмическая активность этой зоны несколько повысилась, однако сила сотрясений не превосходила 6 баллов. Последние крупные землетрясения в этой зоне произошли 22/X 1926 г. (8 баллов) и 1/II 1934 г. (6—7 баллов). Л. А. Варданянц, ссылаясь на то, что «тектоническое строение района Ленинакана пока еще не известно», не дает анализа связи тектоники с сейсмичностью района (Варданянц, 1935).

К. Н. Паффенгольц отмечает, что этот «район представляет широкую синклиналичную депрессию, сложенную вулканогенной толщей олигоцена, расположенную в западной, наиболее приподнятой части

складчатой зоны Армении. Землетрясения связаны, вероятно, с поднятием области» (Паффенгольц, 1946).

А. А. Сорский, В. В. Белоусов и И. В. Кириллова приурочивают Ленинаканские и Анийские землетрясения «к депрессии, расположенной на северо-западном погружении крупного Мисхано-Зангезурского антиклинория» (Белоусов, Кириллова, Сорский, 1952).

Ереванская группа очагов землетрясений в прошлом известна разрушительными землетрясениями. В ней известны землетрясения, 4/VI 1679 г., 12/VI 1679 г., 8/IX 1679 г., 2/VI 1840 г., 1869 г., 1910 г., 1937 г., а также землетрясения 851, 858, 863, 869, 893 гг., неоднократно разрушавшие гор. Двин. Поледним крупным землетрясением в этой зоне было Ереванское 7/1 1937 г. с максимальной силой сотрясения в 7 баллов.

Согласно Л. А. Варданянцу, в эту зону входит Араратская группа очагов (Варданяц, 1935).

Л. А. Варданяц дает «тектоническое обоснование только Сардарабадскому, Давалинскому и Араздайнскому очагам, которые располагаются там, где северо-запад—юго-восточная депрессия Аракса пересекается под косым углом молодыми поднятиями» (Варданяц, 1935).

В. В. Белоусов, И. В. Кириллова и А. А. Сорский землетрясения этой зоны относят к той же полосе, что и Ленинаканское (Белоусов, Кириллова и Сорский, 1952).

Эта зона, согласно К. Н. Паффенгольцу, в северной своей части представляет крупную антиклиналь, осложненную второстепенной складчатостью; он отмечает, что «так как этот район сложен пластичными породами, то напряжения в них должны разряжаться без разрывных дислокаций; нужны исключительно сильные напряжения, чтобы пластические массы могли испытывать разрывы. Поэтому логично предположить, что катастрофических землетрясений в этом районе быть не может» (Паффенгольц, 1946).

Очаг Ереванского землетрясения 1937 г. А. Т. Асланян связывает с линией Ереванского разлома (Асланян, 1958).

Зангезурско-Карабахская группа очагов землетрясений. Л. А. Варданяц к этой группе относит около 20 землетрясений, при этом последнее крупное землетрясение в этой зоне—разрушительное Сюникское имело место 27/IV 1931 г. (Варданяц, 1935).

Е. И. Бюс к этой же группе относит землетрясение 1308 г., разрушившее монастырь Татев, а также разрушительные землетрясения 1319 и 1622 гг. (Бюс, 1948—1952).

Л. А. Варданяц Ордубадский очаг относит к очагам депрессии Аракса, куда он включает также очаги Баш-Норашенский, Нахичевань-Джагринский, Джульфинский. Сила сотрясений во всех этих очагах депрессии Аракса как в прошлом, так и в настоящем не превышает 7 баллов, кроме Ордубадского очага, где землетрясение 27/V 1931 г. имело силу 8 баллов и Нахичеванского 2/VII 1840 г. (7—8 баллов).

Очаги этой зоны Л. А. Варданяц связывает «с оживлением старых дислокационных линий (разломы и надвиги), происходящим там, где эти разломы по направлению к северо-западу скрываются под Гокчинским плато, сложенным слабо дислоцированным олигоценом» (Варданяц, 1935).

Плейстоценовую область Сюникского землетрясения 27/IV 1931 г. В. В. Белоусов, И. В. Кириллова, А. А. Сорский приурочивают «к одному из поднятий, на которые распадается Мисхано-Зангезурский антиклинорий» (Белоусов, Кириллова, Сорский, 1952).

К. Н. Паффенгольц к этой же зоне относит Ордубадский очаг, находящийся к северо-западу от гор. Ордубада. Он приурочивает этот очаг «к крупной антиклинали, проходящей вдоль юго-западного склона Зангезурского хребта» (Паффенгольц, 1946).

Очаг Сюникского землетрясения А. Т. Асланян связывает с Ани-Ордубадской линией разломов (Асланян, 1958).

Очаг Сюникского землетрясения можно приурочить к зоне разлома, наличие которого доказано А. А. Габриеляном. Эта зона разлома, названная А. А. Габриеляном Севано-Зангезурской, «имеет ширину 5—10 км и тянется от района Базумского хребта на северо-западе, через северо-восточное побережье озера Севан и Карабахское нагорье, достигает р. Аракс на юго-востоке» (Габриелян, 1956).

Талышская группа очагов землетрясений расположена юго-восточнее Зангезурско-Карабахской зоны и в прошлом была очень активной. Наиболее значительное землетрясение этой зоны Южно-Азербайджанское 19/II 1924 г. проявилось в плейстосейстовой области с силой 8 баллов. Площадь распространения этого землетрясения включительно до 4 баллов достигала 110 тыс. км<sup>2</sup>, что говорит о значительной глубине залегания очага.

Черноморско-Батумская группа очагов выявилась за последнее десятилетие (с 1951 г.). То же самое можно сказать о Кировабадской группе очагов землетрясения, которые зарегистрированы в основном после 1951 года.

По количеству землетрясений эти зоны не одинаковы. Так, например, за время с 1951 по 1960 гг. из общего числа (3635) землетрясений, происшедших в Советской части исследуемого района, 3357 относятся к Ахалкалакской зоне, 45—к Ереванской, 66—к Ленинакану-Туманянской, 30—к Зангезурской, 109—к Кировабадской, 22—к Черноморско-Батумской и 6 землетрясений—к Талышской зоне. Такое несравнимо большое количество землетрясений Ахалкалакской зоны по сравнению с другими сейсмоактивными зонами объясняется не только усилившейся сейсмической активностью этой зоны за рассматриваемый период, но и большим количеством и удачным расположением сейсмических станций по отношению к землетрясениям Ахалкалакской зоны.

Распределение числа землетрясений по годам за период с 1951 по 1960 гг. в зонах также не одинаковое. На фиг. 33 даны графики распределения числа землетрясений по годам для всего рассматриваемого района и для выделенных зон. Согласно этим графикам, наибольшее число землетрясений во всей области Армянского нагорья и Малого Кавказа произошло в 1959 г. за счет увеличения сейсмической активности Ахалкалакского нагорья. В Ереванской зоне максимальная сейсмическая активность также наблюдалась в 1959 году, в Ленинакану-Туманянской зоне—в 1958, в Талышской—в 1955 и 1956, в Зангезурско-Карабахской—в 1955, в Кировабадской—в 1954, в Черноморско-Батумской зоне—в 1960 гг.

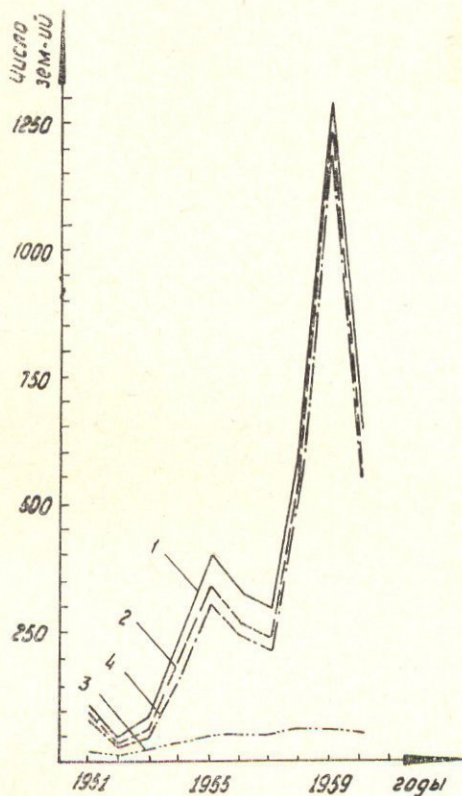
Согласно построенным графикам зависимости числа землетрясений от их силы (фиг. 34, 35) максимальное число землетрясений как во всей рассматриваемой области, так и в отдельных зонах относится к 2 или 3 баллам. Однако, учитывая решающее значение сильных землетрясений для изучения сейсмичности, мы построили карту эпицентров сильных землетрясений за время с 1899 по 1963 гг. (фиг. 36). На эту карту нанесены эпицентры II, III, IV группы. Очаги этих землетрясений отмечаются во всей рассматриваемой области Армянского нагорья и Малого Кавказа с наибольшим сгущением эпицентров в

районе Ахалкалакского нагорья. Здесь расположена половина всего количества эпицентров сильных землетрясений Малого Кавказа.

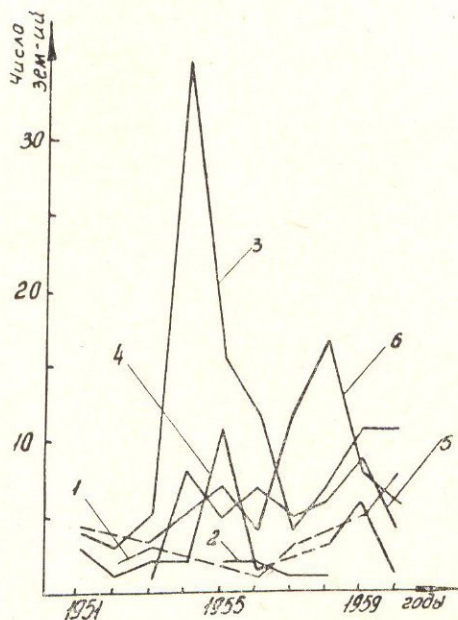
При сравнении карты сильных землетрясений с картами всех эпицентров можно отметить в общем приуроченность скоплений слабых землетрясений к областям расположения сильных землетрясений. Соотношение между числом слабых и сильных землетрясений в выделенных зонах и во всей рассматриваемой области, как видно из табл. 31, не одинаковое.

Для всего рассматриваемого района Армянского нагорья и Малого Кавказа на каждое сильное землетрясение приходится примерно 40 слабых землетрясений, а для советской части на каждое сильное землетрясение приходится соответственно: для Ахалкалакской зоны примерно 135 слабых, для Ленинанканотуманянской—15, для Ереванской 17, для Зангезурской—6, для Кировабадской—14, для Талышской—6 и для Черноморско-Батумской—8. Следовательно, для Ереванской, Ленинанканотуманянской и Кировабадской зоны соотношение между числом слабым и сильных землетрясений примерно одинаковое. Очень большая величина этого соотношения для Ахалкалакской зоны и малая для Зангезурской и Талышской зон в основном объясняется большим количеством и удобным расположением сейсмических станций в первом случае и недостаточным их количеством во втором случае.

Приведенные три карты построены на основании инструментальных данных. На основании макросейсмических наблюдений, приведенных в работах Е. И. Бюса и В. А. Степаняна, построена карта наибольших сотрясений в отдельных пунктах (фиг. 37). На этой карте различными условными знаками, соответствующими 5—9 баллам, нанесены населенные пункты, ощущающие сотрясения соответствующей силы. На основании карты наибольших сотрясений и инструментальных данных сильных землетрясений последних лет построена карта зон одинаковой балльности, где оконтурены 8, 7 и 6-балльные зоны и отмечены места, где начиная с нашей эры происходили весьма сильные или разрушительные землетрясения. Таковы районы Арарата, Двина, Ани, Вайоцзора, Сюника, Ахалкалаки, Ленинанкана и др. На карту зон одинаковой балльности нанесены также эпицентры землетрясений с магнитудой  $M \geq 5$  (Горийского, Ленинанканского, Зангезурского, Таба-

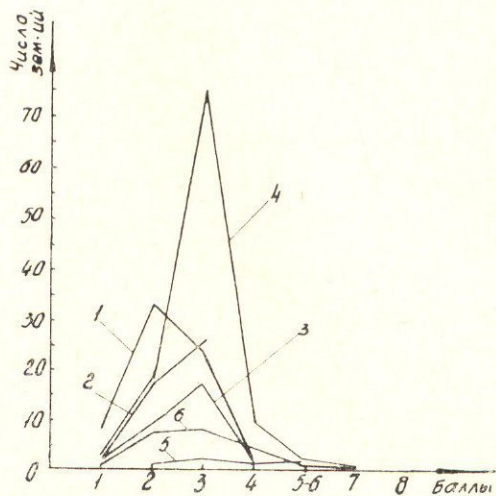


Фиг. 33. Графики распределения числа землетрясений по годам. 1—для всей области Армянского нагорья и Малого Кавказа; 2—для Советской зоны; 3—для зарубежной зоны; 4—для Ахалкалакской зоны.



Фиг. 34. Графики распределения числа землетрясений по годам.

1—для Черноморско-Батумской зоны; 2—для Талышской зоны; 3—для Кировабадской зоны; 4—для Зангезурско-Карабахской зоны; 5—для Ереванской зоны; 6—для Ленинакано-Туманянской зоны.



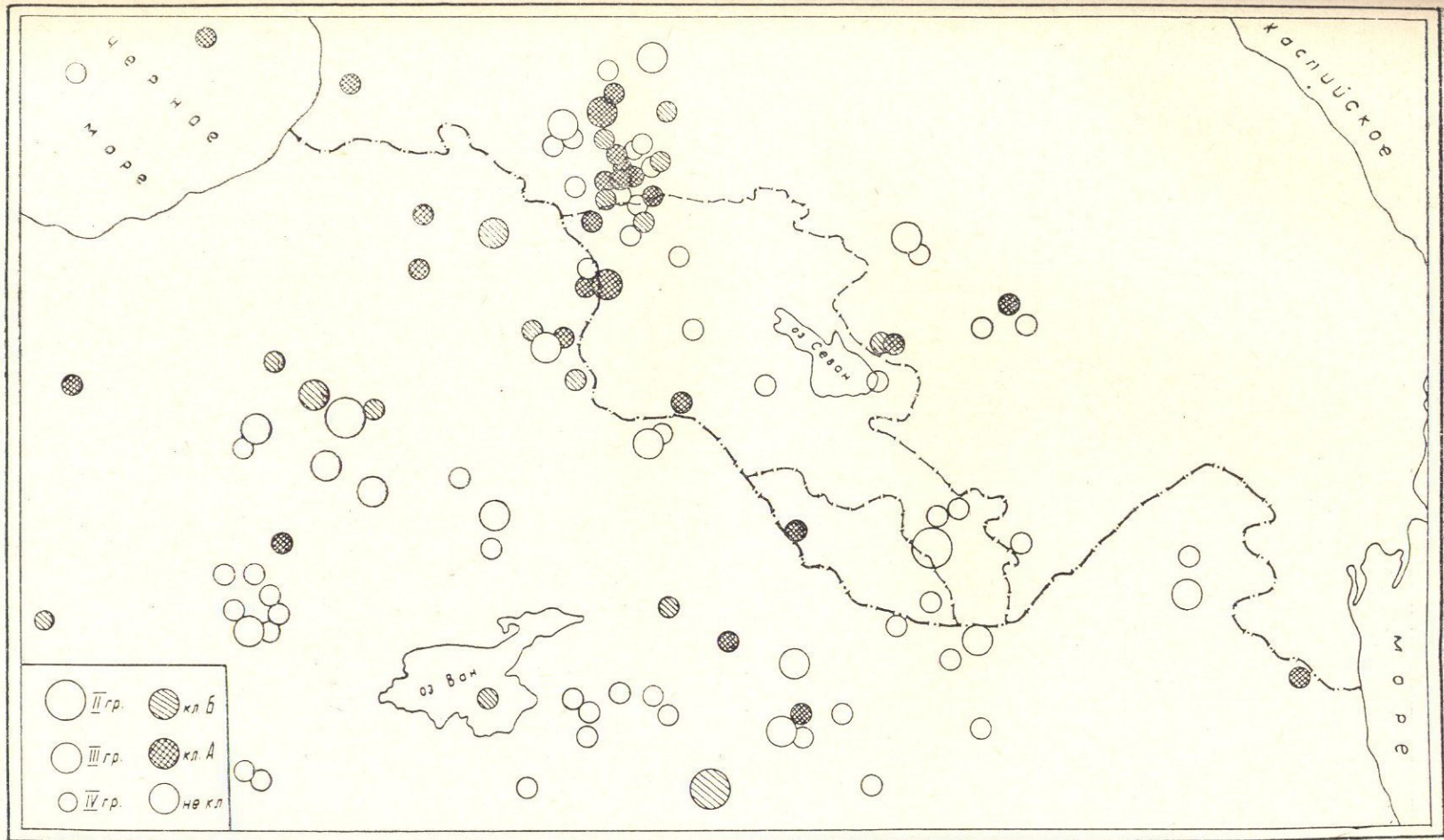
Фиг. 35. Графики зависимости числа землетрясений от их силы.

1—для Ленинакано-Туманянской зоны; 2—для Ереванской зоны; 3—для Зангезурско-Карабахской зоны; 4—для Кировабадской зоны; 5—для Талышской зоны; 6—для Черноморско-Батумской зоны.

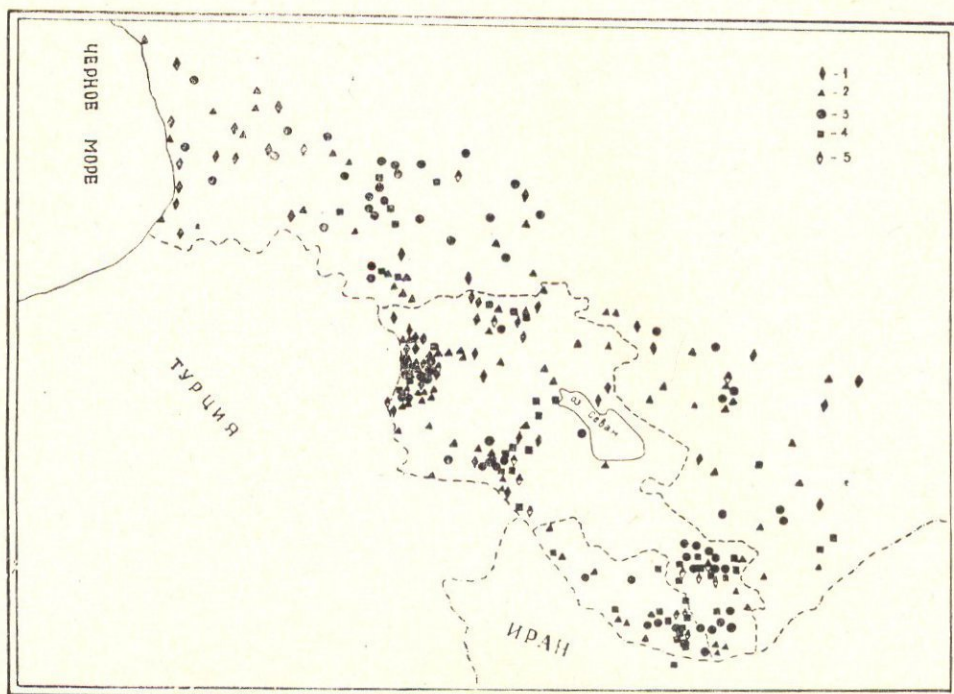
Таблица 31

| З о н а   | Ахалкалакские | Ленинакано-Туманянские | Ереванские | Зангезурско-Карабахские | Талышские | Черноморско-Батумские | Кировабадские | Вся область |
|---|---------------|------------------------|------------|-------------------------|-----------|-----------------------|---------------|-------------|
| Количество землетрясений за время 1899—1960гг.                    | 3511          | 77                     | 51         | 30                      | 6         | 25                    | 115           | 4255        |
| Количество землетрясений II, III, IV группы за время 1899—1960гг. | 26            | 5                      | 3          | 5                       | 1         | 3                     | 8             | 104         |

курского и др.), координаты которых определены по инструментальным наблюдениям.



Фиг. 36. Карта эпицентров сильных землетрясений за период с 1899 по 1963 гг.



Фиг. 37. Карта наибольших сотрясений в отдельных пунктах.  
1—5 баллов; 2—6 баллов; 3—7 баллов; 4—8 баллов; 5—9 баллов.

### 3. ЭНЕРГЕТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ И МАЛОГО КАВКАЗА

С целью изучения сейсмичности Армянского нагорья и Малого Кавказа нами сделана попытка оценить энергию всех землетрясений этой области. Для исследуемого района установлена зависимость между балльностью и магнитудой  $M$  землетрясения:

$$M = 0,47I + 1,66. \quad (1)$$

Эту формулу можно представить также в виде:

$$I = 2,13M - 3,53. \quad (2)$$

Согласно Гутенбергу и Рихтеру (1956), между энергией  $E$  и магнитудой  $M$  землетрясения существует зависимость:

$$\lg E = 11,8 + 1,5M. \quad (3)$$

Подставляя в это последнее уравнение значение  $M$  из формулы (1), получим:

$$\lg E = 14,29 + 0,71I. \quad (4)$$

Для Большого Кавказа Е. Ф. Саваренским и Э. А. Джигладзе (1956) эта зависимость получена в виде:

$$\lg E = 13,5 + I. \quad (5)$$

В целях массовой классификации по энергии землетрясений Армянского нагорья и Малого Кавказа нами составлена энергетическая

шкала, которая состоит из 10 классов. Энергия землетрясения каждого последующего класса больше энергии предыдущего класса в 10 раз. Первый класс соответствует энергии  $10^{14}$  эрг, или  $K = \lg E = 14$ . Следовательно, десятый класс будет соответствовать энергии  $10^{23}$  эрг, или  $K = \lg E = 23$ . С помощью формул (3) и (4) определены значения магнитуды  $M$  и балльности для отдельных классов. Установлена также предельная дальность регистрации.

В табл. 32 приведена энергетическая шкала со значениями магнитуды, силы землетрясения в баллах и предельной дальностью регистрации.

Таблица 32

| № класса | Десятичный логарифм энергии, эрг | Магнитуда $M$                     | Сила землетрясения в баллах | Предельная дальность регистрации, км |
|----------|----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------|--------------------------------------|
| 1        | 14                               | $1\frac{1}{2} < M < 2$            | 1                           | 100                                  |
| 2        | 15                               | $2 < M < 2\frac{3}{4}$            | 2                           | 200                                  |
| 3        | 16                               | $2\frac{3}{4} < M < 3\frac{1}{2}$ | 3                           | 400                                  |
| 4        | 17                               | $3\frac{1}{2} < M < 4$            | 4                           | 800                                  |
| 5        | 18                               | $4 < M < 4\frac{3}{4}$            | 5—6                         | 3200                                 |
| 6        | 19                               | $4\frac{3}{4} < M < 5\frac{1}{2}$ | 7                           | 6400                                 |
| 7        | 20                               | $5\frac{1}{2} < M < 6$            | 8                           | —                                    |
| 8        | 21                               | $6 < M < 6\frac{3}{4}$            | 9—10                        | —                                    |
| 9        | 22                               | $6\frac{3}{4} < M < 7\frac{1}{2}$ | 11                          | —                                    |
| 10       | 23                               | $7\frac{1}{2} < M$                | 12                          | —                                    |

Предельная дальность регистрации дана только для первых шести классов, так как практически, начиная с 7-го энергетического класса, землетрясение может быть записано всеми станциями мира и понятие о дальности регистрации теряет свой смысл.

С помощью составленной шкалы проведена классификация по энергии всех землетрясений исследуемого района. Из общего числа (918) землетрясений 1-го энергетического класса для всей рассматриваемой области Армянского нагорья и Малого Кавказа за период с 1899 по 1960 гг. эпицентры 837 землетрясений расположены в Ахалкалакской зоне. Здесь находится и основная часть (1721 из общего числа 1887) землетрясений 2-го энергетического класса. Наряду со слабыми землетрясениями, в этой зоне имеются также эпицентры сильных землетрясений. В остальных сейсмоактивных зонах, в пределах Советского Союза, в основном расположены эпицентры землетрясений 2-го и 3-го классов. За рубежом находятся эпицентры землетрясений более высоких классов.

В таблице 33 приведены абсолютные значения выделившейся энергии за период с 1951 по 1960 гг. как во всей исследуемой области, так и в отдельных зонах, имеющих разные площади. В этой же таблице даны значения относительной энергии, т. е. доли в суммарной энергии, выделившейся в советской части исследуемого района и во всей области, а также указаны значения средней плотности сейсмической энергии, выделившейся на площади в  $1 \text{ км}^2$  в течение часа. Вследствие некоторой произвольности в оконтуривании выделенных зон и приближенности методов оценки энергии землетрясений цифры, указанные в табл. 33, имеют ориентировочный характер.

Средняя плотность энергии землетрясений, т. е. количество энергии, выделявшейся ежечасно с каждого квадратного километра площади, при предположении о равномерном распределении этой энергии в пространстве и во времени может служить в какой-то мере энергетической характеристикой исследуемого района. Величины средней плотности энергии исследуемой территории Армянского нагорья и Малого Кавказа, советской зоны, а также зарубежной зоны, как видно из табл. 33, примерно одинаковые (несколько большая—941) в зарубежной зоне (в советской зоне 842) по сравнению со всей областью (909). Следовательно, в этом смысле территории советской и зарубежной зон исследуемого района равнозначны.

Наибольшая средняя плотность энергии наблюдается в Ахалкалакской зоне, в Ереванской и Ленинкано-Туманянской зонах одинаковая, и в Зангезурско-Карабахской зоне примерно такая же. Кировабадская зона обладает очень большой величиной средней плотности энергии землетрясений.

Как видно из табл. 33, в советской части исследуемого района за период с 1951 по 1960 гг., т. е. за последнее десятилетие, выделилось в 2,5 раза меньше энергии, чем в зарубежной части, в то время как по количеству происшедших землетрясений эта зона превосходит зарубежную более чем в 8 раз. Половина всей выделившейся в советской части энергии приходится на Ахалкалакскую зону. В Ереванской, Ленинкано-Туманянской и Зангезурско-Карабахской зонах за указанный период выделилось примерно одинаковое количество энергии. Энергия землетрясения Кировабадской зоны более чем в 10 раз превосходит суммарную энергию этих трех зон. Во всем исследуемом районе, а также в зарубежной части, максимальное количество энергии выделилось в 1952 г., в советской части и в Ахалкалакской зоне землетрясений максимальное количество энергии выделилось в 1959 г.

Между логарифмом числа землетрясений ( $\Pi$ ) и магнитудой ( $M$ ) или логарифмом энергии ( $E$ ) землетрясений существует прямая зависимость (Ризниченко, 1958):

$$\lg \Pi = a - bM. \quad (6)$$

По предложению Ю. В. Ризниченко, выражения (6) названы графиками повторяемости. С помощью этих графиков возможно определение периодов повторения в исследуемом районе землетрясений различной балльности. Знание периода повторения сильных (7, 8 и 9 баллов) землетрясений, очевидно, может иметь существенное значение при изучении сейсмичности и сейсмическом районировании данной территории.

Графики повторяемости нами получены для всей территории Армянского нагорья и Малого Кавказа и также для советской части исследуемого района. Построенные графики повторяемости нормированы по площади и по времени. За единицу площади принята площадь 1000 км<sup>2</sup>, а за единицу времени—1 год (Карапетян, 1962).

Для всей рассматриваемой области построены три графика повторяемости. Первый график получен при использовании данных сейсмических наблюдений над землетрясениями с 1-го по 8-й энергетический класс за период с 1932 по 1960 гг., т. е. с начала организации региональной сети сейсмических станций на Кавказе. При построении второго графика использованы данные наблюдений над землетрясениями с 1-го по 7-й энергетический класс за время с 1951 по 1960 гг., т. е.

периода, который характеризуется наибольшей достоверностью сейсмического материала для исследуемого района.

Представляло интерес для территории Армянского нагорья и Малого Кавказа построение графика повторяемости с привлечением материала, содержащего достаточно полные сведения о разрушительных землетрясениях прошлых столетий и сравнение его с указанными выше двумя графиками повторяемости, построенными по материалам в основном несильных землетрясений и за меньший период. С этой целью была произведена оценка балльности всех землетрясений прошлого, затем по вышеописанной энергетической шкале определена энергия. Использованы сведения о землетрясениях с начала нашей эры по 1931 год, т. е. почти за 19,5 столетий (Бюс, 1948—1952; Степанян, 1942, 1964). Кроме макросейсмических наблюдений, были привлечены также инструментальные данные.

Таблица 33

| Зона                    | Количество землетрясений | Площадь зоны, км <sup>2</sup> | Энергия, дж               | Процент от энергии, выделенной на территории всего исследуемого района | Процент от энергии, выделенной на территории советской части исследуемого района | Средняя плотность энергии землетрясений, дж/ч км <sup>2</sup> |
|-------------------------|--------------------------|-------------------------------|---------------------------|--|--|---|
| Вся область             | 4080                     | 277500                        | 2183142 · 10 <sup>7</sup> | —  | —  | 909   |
| Советская часть         | 3635                     | 85625                         | 622682 · 10 <sup>7</sup>  | 28,52  | —  | 842   |
| Зарубежная часть        | 445                      | 191875                        | 1560460 · 10 <sup>7</sup> | 71,48  | —  | 941   |
| Ахалкалакская           | 3357                     | 20625                         | 336537 · 10 <sup>7</sup>  | 15,42  | 54,05  | 1889  |
| Ленинакано-Туманянская  | 66                       | 11250                         | 4638 · 10 <sup>7</sup>    | 0,21   | 0,74   | 48  |
| Ереванская              | 45                       | 9400                          | 3951 · 10 <sup>7</sup>    | 0,18   | 0,63   | 49  |
| Зангезурско-Карабахская | 30                       | 13125                         | 3792 · 10 <sup>7</sup>    | 0,17   | 0,61   | 33  |
| Кировабадская           | 109                      | 10625                         | 137683 · 10 <sup>7</sup>  | 6,31   | 2,11   | 1500  |
| Талышская               | 6                        | 6250                          | 21210 · 10 <sup>7</sup>   | 0,97   | 3,41   | 393   |
| Черноморско-Батумская   | 22                       | 13750                         | 114871 · 10 <sup>7</sup>  | 5,26   | 18,45  | 967   |

В таблице 34 приведены значения углов наклона графиков  $\gamma$  и значения единицы сейсмической активности  $A_{10}$ . За единицу сейсмической активности принято среднее годовое число землетрясений с энергией, равной  $10^{10}$  дж, приходящееся на площадь 1000 км<sup>2</sup>. Все три графика, как видно из табл. 34, имеют практически одинаковый угол наклона, а по уровню сейсмической активности третий график резко отличается от первых двух графиков повторяемости.

По приведенным значениям  $\gamma$  и  $A_{10}$  первых двух графиков определена повторяемость сильных землетрясений.

Таблица 34

| Исследуемый район                | Площадь, км <sup>2</sup> | Период наблюдений, гг. | $A_{10}$ | $\gamma$ |
|----------------------------------|--------------------------|------------------------|----------|----------|
| Армянское нагорье и Малый Кавказ | 277500                   | 1951—1960              | 0,048    | 0,69     |
|                                  |                          | 10 лет                 |          |          |
| Советская зона                   | 85625                    | 1951—1960              | 0,102    | 0,74     |
|                                  |                          | 10 лет                 |          |          |
| Армянское нагорье и Малый Кавказ | 277500                   | 0—1931                 | 0,0043   | 0,67     |
|                                  |                          | 1931 лет               |          |          |
| Армянское нагорье и Малый Кавказ | 277500                   | 1932—1960              | 0,039    | 0,61     |
|                                  |                          | 29 лет                 |          |          |

Для всего исследуемого района период повторения в среднем (по двум графикам) 7-балльных землетрясений получился равным 20 лет, 8-балльных—80 лет и 9-балльных—380 лет.

При построении графика повторяемости для советской зоны исследуемого района использованы наблюдения над землетрясениями с первого по шестой энергетический класс за период с 1951 по 1960 гг.

Полученные значения и  $A_{10}$  приведены в табл. 34. Угол наклона графика в этом случае несколько больше, чем для всей территории Армянского нагорья и Малого Кавказа.

Для этого района получены периоды повторяемости 7, 8 и 9-балльных землетрясений соответственно 25, 130 и 720 лет.

Графики повторяемости для отдельных сейсмоактивных зон не построены вследствие малочисленности происшедших в этих зонах землетрясений. С. А. Пирузяном сделана попытка построить графики повторяемости для Большого Ереванского района (Пирузян, 1966). Используя энергетическую шкалу, составленную нами, он оценил энергию землетрясений этого района и построил графики повторяемости. При этом им получены значения  $\gamma$  меньше, чем должны были быть получены при использовании указанной энергетической шкалы.

#### 4. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ МАЛОГО КАВКАЗА ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

На основании наблюдений над распространением упругих волн в земном шаре были установлены границы прерывности изменения физических свойств Земли (оболочка, ядро). Наличие на сейсмограммах, кроме вступлений, обычных для далеких землетрясений  $P$  и  $S$ , резких вступлений волн  $\bar{P}$  и  $\bar{S}$  дало основание Мохоровичичу в 1909 году предположить границу раздела, выше которой лежит слой, составляющий земную кору. Мощность земной коры, определенная Мохоровичичем по разности времен пробега этих волн, получилась около 60 км.

На записях кавказских землетрясений вступления этих волн были обнаружены Н. В. Райко (Райко, 1930). Для этой цели использованы записи двух ленинканских землетрясений 22 октября 1926 года станциями «Баку» и «Пятигорск».

В дальнейшем было выявлено, что между вступлениями волн  $P$  и  $\bar{P}$  вступает новая волна, которая была обозначена  $P^*$ . Наличие вступления этой волны указывало на то, что земная кора неоднородна и что в самой коре имеется граница раздела. Оказалось, что первый слой земной коры соответствует «граниту», второй—«базальту».

Мощности этих слоев определяются по разности времен пробега прямых дифрагированных волн.

Мощности «гранитного» и «базальтового» слоев для Кавказа впервые были определены Е. А. Розовой, причем мощность гранитного слоя оказалась равной  $46 \pm 5$  км, а промежуточного— $14 \pm 5$  км (Розова, 1949). Однако на точности определения этих величин безусловно отразилось то обстоятельство, что для Кавказа были приняты скорости распространения сейсмических волн, полученные для Средней Азии, а также то, что были применены формулы для случая, когда очаг лежит в «гранитном» слое, в то время как глубина залегания очагов землетрясений, на основании записей которых были вычислены мощности, равна 60 км, т. е. очаг этих землетрясений расположен в промежуточном слое, а возможно и ниже коры.

Мощность земной коры в Приказбекском районе, определенная А. Я. Левицкой этим методом, получилась равной 60 км (Левицкая, 1950).

Мощности гранитного и промежуточного слоев для Малого Кавказа нами были определены (Карапетян, 1955) по разностям времени пробега прямых и диффрагированных волн по записям одной сейсмической станции, при этом мощность «гранитного слоя» (семь определений) получилась равной в среднем  $37 \pm 2$  км, а промежуточного (шесть определений) —  $15 \pm 2$  км.

Мощности слоев, слагающих земную кору, значительно точнее определяются наблюдениями над сильными взрывами.

Использование мощных взрывов для изучения строения земной коры на Кавказе впервые было осуществлено в 1941—1945 гг. (Твалт-вадзе, 1945, 1950). В 1941 г. произведено два взрыва вблизи селений Цниси и Мошкеви, в 1944 году произведен взрыв около гор. Ахалциха, а в 1945 г.—около сел. Двири. Сейсмические колебания от этих четырех взрывов записывались полевыми сейсмографами, а также приборами региональных станций в Абастумани, Ацкури и Тбилиси.

На основании этих наблюдений определена мощность седиментного слоя в районе работ (3,5—4,0 км), мощность «гранитного слоя» в полосе Абастумани—Цниси—Мошкеви (20—21 км), а также мощность «базальтового слоя» (24 км). Производство специальных мощных взрывов связано с затратой больших средств, вследствие чего для изучения строения земной коры используются также наблюдения над взрывами, произведенными в промышленных целях.

В 1947—1948 гг. на Кавказе, в связи со строительством Мингечаурской гидроэлектростанции, был произведен ряд мощных взрывов. Сейсмологическим институтом АН СССР и Институтом физики и геофизики АН Грузинской ССР в конце 1946 г. была организована Закавказская сейсмическая экспедиция под руководством Е. А. Коридалина (Коридалин, 1947). В январе 1947 г. был произведен первый взрыв в Мингечауре.

Для производства сейсмических наблюдений организовано восемь временных станций, оборудованных высокочувствительной сейсмической аппаратурой. Станции были расположены на Рионо-Куринской депрессии между Зугдиди и Геокчаем по направлению Главного Кавказского хребта (Коридалин, 1947, 1948). В течение 1947 г. произведено три мощных взрыва и получено 25 наблюдений. В результате анализа этих наблюдений был построен годограф сейсмических волн и изучено строение земной коры Кавказа (Коридалин, 1948).

На основании наблюдений над распространением упругих волн при взрывах было показано, что земная кора состоит не из трех слоев, а имеет более дробное строение (Коридалин, 1939). В результате обработки этих материалов оказалось, что на Кавказе в районе Среднекуринской депрессии имеется значительная толща осадочных отложений (12 км), состоящая из четырех слоев с наклоном простирания не больше  $3^\circ$  и мощностью соответственно 3,3, 3,4, 2,8 и 2,1 км.

Мощность земной коры Кавказа определена В. Ф. Бончковским по методике, основанной на использовании записи поперечных поверхностных волн, смещения которых горизонтальны и перпендикулярны к направлению распространения (Бончковский, 1945, 1948). Скорость этих волн зависит от мощности земной коры, в которой они формируются, а также от самой длины волны. Следовательно, при известной скорости распространения поперечных поверхностных волн можно

рассчитать мощность земной коры путем построения семейства дисперсионных кривых, параметром которого является мощность.

Таким путем В. Ф. Бончковским найдено значение мощности земной коры для Кавказа в районе между сейсмическими станциями «Ереван» и «Грозный». При этом мощность земной коры, при условии распространения поперечных поверхностных волн с групповой скоростью, получилась равной  $H=22\pm 1$  км, а при условии распространения этих волн с фазовой скоростью  $H=49\pm 2$  км.

Значение мощности земной коры, определенное по этой методике, при условии распространения поперечных поверхностных волн с фазовой скоростью, близко (табл. 35) к мощностям, определенным другими способами.

Возможности определения мощности земной коры были значительно расширены методикой использования телесеismicических данных, предложенной А. А. Тресковым (1947, 1948). На записях глубокофокусных землетрясений наряду с вступлениями волн, отраженных от земной поверхности вблизи эпицентра, А. А. Тресковым были обнаружены впервые вступления волны  ${}_pP^*$ , отраженной от подошвы земной коры. В дальнейшем вступления этих волн были отмечены им также на записях землетрясений с нормальной глубиной залегания очага. Путь пробега волн  $PP^*$  и  ${}_pP^*$ , отраженных от подошвы земной коры, несколько меньше, чем волн  $PP$  и  ${}_pP$ , отраженных от земной поверхности, вследствие чего на сейсмограммах они фиксируются раньше, чем волны  ${}_pP$  и  $PP$ . Разность между временами пробега волн  $PP-PP^*$  и  ${}_pP$  и  ${}_pP^*$  зависит от мощности земной коры в пункте отражения. А. А. Тресковым эта зависимость установлена для глубокофокусных и нормальных землетрясений в виде простых формул. Для глубокофокусных землетрясений мощность земной коры определяется вблизи эпицентра (Тресков, 1947).

$$H = 33 \frac{{}_pP - {}_pP^*}{T_p - T_o} = 33 \frac{sS - sS^*}{T_s - T_o}, \quad (7)$$

где:  $T_p - T_o$  — разность времен пробега волны  $P$  для данного эпицентрального расстояния  $\Delta$ , взятого по таблице Джеффриса для глубины залегания очага 0 и 33 км.

Для землетрясений с нормальной глубиной залегания очага мощность земной коры определяется в пункте отражения на половине эпицентрального расстояния по дуге большого круга (Тресков, 1948).

$$H = 33 \frac{PP - PP^*}{T_p - T_o} = 33 \frac{SS - SS^*}{T_s - T_o}, \quad (8)$$

где  $T_p - T_o$  — разность времен пробега волны  $P$  для  $\frac{\Delta}{2}$ , взятой по таблице Джеффриса для глубины залегания очага 0 и 33 км.

Таким образом, телесеismicический метод дает возможность определить мощность земной коры как вблизи эпицентра, так и вдали от него на основании записей землетрясений телесеismicическими станциями.

Телесеismicический метод использован нами (Карапетян, 1955) для определения мощности земной коры Малого Кавказа и прилегающих

Таблица 35

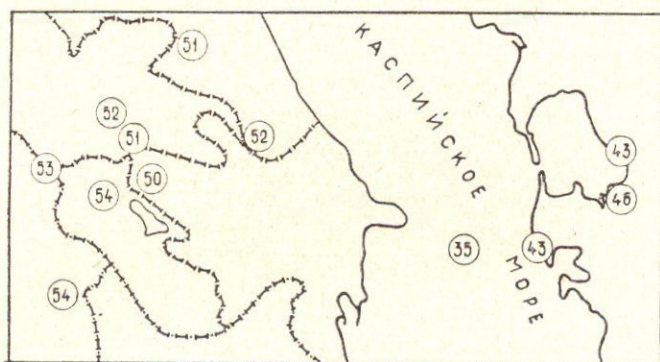
| № п/п | Автор исследования | Исследованный район         | Примененный метод                           | Мощность гранитного слоя, км | Мощность промежуточного слоя, км | Мощность земной коры, км | Скорости продольных волн в км/сек |                      |            | Скорости поперечных волн в км/сек |                      |            |
|-------|--------------------|-----------------------------|---|------------------------------|----------------------------------|--------------------------|-----------------------------------|----------------------|------------|-----------------------------------|----------------------|------------|
|       |                    |                             |   |                              |                                  |                          | в гранитном слое                  | в промежуточном слое | в оболочке | в гранитном слое                  | в промежуточном слое | в оболочке |
| 1     | Розова Е. А.       | Кавказ                      | Региональный                                | $46 \pm 5$                   | $14 \pm 5$                       | $60 \pm 5$               |                                   |                      |            |                                   |                      |            |
| 2     | Левицкая А. Я.     | Приказбекский р-он          | "   |                              | 60                               |                          | 5,6                               |                      |            | 3,4                               |                      |            |
| 3     | Твалтвадзе Г. К.   | Абастумани, Цниси, Мокчеви, | Взрывы                                      | 20-21                        | 24                               | 45                       | 5,6                               | 6,7                  |            | 3,2                               | 4,1                  |            |
| 4     | Бончковский В. Ф.  | Грозный, Ереван             | Поверхностных волн (по фазовым скоростям)   |                              |                                  | $49 \pm 2$               |                                   |                      |            |                                   |                      |            |
| 5     | Бончковский В. Ф.  | Грозный, Ереван             | Поверхностных волн (по групповым скоростям) |                              |                                  | $22 \pm 1$<br>$52 \pm 2$ | 5,54                              | 6,41                 | 7,94       | 3,28                              | 3,61                 | 4,46       |
| 6     | Карапетян Н. К.    | Малый Кавказ                | Региональный                                | $37 \pm 2$                   | $15 \pm 2$                       |                          |                                   |                      |            |                                   |                      |            |
| 7     | "                  | "                           | Телесейсмический                            |                              |                                  | 50-54                    |                                   |                      |            |                                   |                      |            |

Таблица 36

| № п/п | Дата землетрясения    | Координаты эпицентра |                     | Район            | Сейсмическая станция | Эпицентр-расстояние | Координаты точки отражения |                     | Район отражения   | Мощность коры Н в км |
|-------|-----------------------|----------------------|---------------------|------------------|----------------------|---------------------|----------------------------|---------------------|---|----------------------|
|       |                       | $\varphi^{\circ}_N$  | $\lambda^{\circ}_E$ |                  |                      |                     | $\varphi^{\circ}_N$        | $\lambda^{\circ}_E$ |   |                      |
| 1     | 1/VI 1947             | 37,5                 | 20,3                | Ионическое море  | С                    | 37,6                | 41,0                       | 43,7                | г. Гукасян, г. Ага-Баба                                     | 53                   |
| 2     | 30/I 1948<br>17 часов | 23,5                 | 52,0                | Аравийское море  | Мск.                 | 36,3                | 40,0                       | 51,5                | Каспийское море   | 35                   |
| 3     | 5/X 1952<br>10 часов  | 37,5                 | 20,0                | Ионическое море  | Ан.                  | 40,4                | 41,6                       | 45,0                | Между гор. Тбилиси и Рустави                                | 51                   |
| 4     | 5/X 1952<br>10 часов  | 37,5                 | 20,0                | Ионическое море  | Рб.                  | 42,3                | 42,8                       | 46,3                | Андийский хр. между гор. Ведено и гор. Ботлих южнее (10 км) | 51                   |
| 5     | 5/X 1952<br>10 часов  | 37,5                 | 20,0                | Ионическое море  | Хр.                  | 40,7                | 41,0                       | 45,3                | гор. Казах  | 50                   |
| 6     | 10/X 1952             | 37,5                 | 19,5                | Ионическое море  | Ан.                  | 40,1                | 41,8                       | 44,8                | гор. Тбилиси  | 52                   |
| 7     | 22/X 1952<br>17 часов | 36,5                 | 35,0                | Средиземное море | Ан.                  | 29,6                | 40,0                       | 52,9                | гор. Красноводск  | 43                   |
| 8     | 22/X 1952<br>17 часов | 36,5                 | 35,0                | "                | Рб.                  | 32,5                | 41,2                       | 51,6                | Берег залива Кара-Богазгол со стороны Туркмении             | 43                   |
| 9     | 22/X 1952<br>17 часов | 36,5                 | 35,0                | "                | Ар.                  | 32,0                | 40,6                       | 54,6                | "   | 46                   |
| 10    | 7/II 1953<br>22 часа  | 35,0                 | 23,0                | "                | Чм.                  | 36,3                | 40,7                       | 44,6                | гор. Кировакап  | 54                   |
| 11    | 7/II 1953<br>22 часа  | 35,0                 | 23,0                | "                | Рб.                  | 41,5                | 41,5                       | 47,5                | Южный склон Большого Кавказа                                | 52                   |
| 12    | 7/II 1953<br>22 часа  | 35,0                 | 23,0                | "                | См.                  | 34,6                | 39,4                       | 43,7                | Хр. Ала-Даг (Турция)  | 54                   |

к нему областей. Очаги землетрясений Малого Кавказа залегают в земной коре, вследствие чего применить методику А. А. Трескова, разработанную для глубоких землетрясений, оказалось невозможным.

В целях определения мощности земной коры Малого Кавказа и прилегающих к нему областей были использованы записи землетрясений Ионического и Средиземного морей среднеазиатскими станциями, а также запись землетрясений Аравийского моря станцией «Москва». Результаты этих исследований сведены в табл. 36 и приведены на фиг. 38. Номера эпицентров на этом рисунке соответствуют порядковым номерам в табл. 36.



Фиг. 38. Мощность земной коры по телесеизмическим данным. В кружках отмечена мощность земной коры в данном пункте, в км.

Мощность земной коры под Каспийским морем получилась меньше (35 км), чем на суше. Восточнее (Западная Туркмения) мощность равна 43—46 км, а на Кавказе она наибольшая—50—54 км.

Уменьшение мощности земной коры под Каспийским морем установлено по одному определению.

Мощность земной коры на восточном побережье Каспийского моря меньше, чем на Кавказе. Это обстоятельство также может служить подтверждением предположения об уменьшении мощности земной коры под Каспийским морем.

Как видно из табл. 35 и 36, получается хорошая согласованность в величине мощности земной коры Малого Кавказа, определенная нами по наблюдениям близких и удаленных станций, а также по наблюдениям над поверхностными волнами (по фазовым скоростям).

## Б. ДЕТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СЕЙСМОАКТИВНОСТИ И СЕЙСМОТЕКТОНИКИ БОЛЬШОГО ЕРЕВАНСКОГО РАЙОНА

### 1. СЕЙСМОАКТИВНОСТЬ РАЙОНА

В 1960—1962 гг. при выполнении темы «Сейсмическое микрорайонирование территории Еревана на основе инструментальных наблюдений» перед нами встала задача—установить для района гор. Еревана точную исходную сейсмическую балльность, отнесенную к конкретным,

реальным грунтовым условиям местности\*. Она необходима для решения основной задачи микросейсмрайонирования—определения приращения сейсмической балльности ожидаемых землетрясений для всех разновидностей локальных, грунтово-геоморфологических условий районируемой территории города по отношению к исходным грунтовым условиям (Пирузян, 1960, 1962). Интересы бурно растущего гражданского и промышленного строительства в столице Советской Армении и Приереванском районе побудили с особой осторожностью подойти к решению этой задачи. Обоснованно проведенное сейсмическое микро-районирование на инструментальной основе с предварительным уточнением исходной балльности делает сейсмостойкое строительство более эффективным\*\* и увеличивает нашу уверенность в безопасности жизни населения.

Указанную задачу мы попытались разрешить путем комплексных исследований по изучению сейсмического режима района за возможно большой промежуток времени и обследованию древних сооружений района, перенесших разрушительные землетрясения в прошлом. Последнее осуществляется с целью уточнения интенсивности сильных землетрясений прошлого. Предложение об обследовании древних сооружений с этой целью впервые было высказано А. Н. Сафаряном (1957).

Естественно, что реальная возможность для проведения такой работы существует в тех сейсмоактивных областях, где имеется много древних сооружений, перенесших сильные землетрясения и для которых мы располагаем богатым сейсмостатистическим материалом. В Армении, в особенности в Араратской котловине и примыкающих районах, оба эти условия соблюдены в полной мере.

Методика исследования заключалась в следующем:

а) сбор и систематизация всех макросейсмических сведений по исследуемому району;

б) сбор и систематизация историко-археологических данных о древних сооружениях района. Уточнение их датировки и «биографии»\*\*\*;

в) уточнение интенсивности сильных землетрясений прошлого путем анализа описаний повреждений и разрушений, приведенных в трудах и описаниях современников с учетом качества построек прошлого;

г) уточнение верхней грани интенсивности разрушительных землетрясений прошлого путем обследования состояния древних сооружений, расположенных в эпицентральной области землетрясения, изучения инженерно-геологических и геоморфологических условий мест их расположения, а также инженерно-геологических особенностей территорий населенных пунктов, упомянутых в числе разрушенных при данном землетрясении. Расчет на сейсмостойкость характерных древних сооружений. Определение исходной сейсмической балльности районируемой территории, отнесенной к определенным грунтовым условиям местности;

\* Уточнить те грунтово-геоморфологические условия местности, к которым следует отнести балльность обзорной карты сейсмрайонирования СССР масштаба 1 : 500000 (СНиП, 1962).

\*\* Увеличение сейсмической балльности участка на одну ступень приводит к удорожанию стоимости строительства в среднем на 4—6%.

\*\*\* Время и причины разрушений, восстановительные и реставрационные работы.

д) сбор и систематизация инструментальных данных о слабых и местных землетрясениях исследуемого района. Энергетическая классификация землетрясений;

е) анализ всего фактического материала и выводы о сейсмическом режиме района (размещение эпицентров сильных землетрясений) и о среднем периоде повторения сильных и разрушительных землетрясений;

ж) сопоставление сейсмичности с особенностями геолого-тектонического строения района.

Изучению сейсмоактивности по этой методике была подвергнута территория вокруг Еревана радиусом 60 км\*. В эту территорию попали различные с орографической и геоморфологической точек зрения районы: отдельные части подобластей; внутренних хребтов и впадин, вулканического нагорья Армянской ССР, Урц-Айюцзорская впадина и большая часть Среднеараксинской впадины (Геология Армянской ССР, т. I, 1962).

Сбором и публикацией макросейсмических сведений о землетрясениях, происшедших на Кавказе, и в частности в Армении, занимались многие исследователи. Из них следует указать Ованеса Вардапета Шахатунианца (1842), Г. Инчичяна (1835), Гевонда Алишана (1890), Аристакеса Вардапета Седракяна (1898), Карапета Костанянца (1902), И. В. Мушкетова и А. П. Орлова (1893), Е. И. Бюса (1931, 1948), В. А. Степаняна (1942, 1964), А. Д. Цхакая (1957) и др.

Значительный интерес представляет работа В. А. Степаняна (1964), который, пользуясь изданными и некоторыми рукописными источниками Матенадарана, собрал большое количество сведений о землетрясениях, происшедших на территории Армении (в том числе и исторической) и прилегающих районов за время более 2000 лет.

Для исследованной территории Большого Ереванского района нами были собраны и систематизированы макросейсмические данные о 53 землетрясениях (не считая форешоки и афтершоки) интенсивностью в 3—4 и выше баллов, ощущенных населением в 72 населенных пунктах. Макросейсмические данные относятся к землетрясениям, происшедшим за промежуток с 851 по 1962 гг.

Наиболее значительными для рассматриваемого района оказались следующие землетрясения: двинские землетрясения 851, 858, 863, 869 и 893 гг., вызвавшие большие повреждения и разрушения в древней столице Армении гор. Двине; Ереванское землетрясение 1679 г. (три толчка), вызвавшее повреждения и разрушения в Ереване и прилегающих населенных пунктах; Цахкадзорское (Дарачичагское) землетрясение 1827 г., вызвавшее частичное разрушение церковью монастыря Кечарис; Аракатская катастрофа 1840 г., причинившая большие разрушения населенным пунктам на склоне горы Аракат и повреждения на большом удалении от нее; цовагюхские (чибухлинские) землетрясения 1853 и 1945 гг., причинившие повреждения и частичные разрушения сельским постройкам населенных пунктов северо-западного побережья озера Севан; Джамушлинское (гора Арагац) землетрясение 1869 г., причинившее ущерб селам Джамшлу (Алагяз) и Джангитан. Землетрясения 1910 и 1932 гг., происшедшие соответственно южнее и восточнее гор. Еревана; Ереванское землетрясение 1937 г., вызвавшее

\* Точнее, квадрат со стороной 120 км с центром в Ереване, названный Большим Ереванским районом. Площадь территории составляет 14400 кв. км. Принцип выделения такого района, инженерный в своей сущности, приводится в нашей работе (Пирузян, 1966).

разрушения в селе Паракар (эпицентр); Бюраканское землетрясение 1949 г., причинившее повреждения и частично разрушения в селах Бюракан, Тегер и др., и, наконец, Игдырское землетрясение 1962 г., вызвавшее разрушения в гор. Игдыре (Западная Армения) и прилегающих населенных пунктах.

Коротко остановимся на описании последствий и уточнении интенсивности и эпицентров этих землетрясений.

Первые четыре из указанных землетрясений отмечены в каталоге Е. И. Бюса как 7 и 8—9-балльные. Последнее же отмечено как 9-балльное. Об этих землетрясениях имеются свидетельства в каталогах И. Мушкетова и А. Орлова (1893) и В. А. Степаняна (1942). Согласно историческим данным, г. Двин испытывал разрушения в 851, 858, 869 гг., сопровождавшиеся человеческими жертвами. Учитывая известную тенденцию историков преувеличивать ущерб, вызванный стихийными бедствиями, а также весьма низкое качество средневековых строений и неблагоприятные грунтовые условия города—интенсивность этих землетрясений можно оценить не более 7 баллов (Кириллова и др., 1960; Пирузян, 1968).

При последнем Двинском землетрясении, происшедшем в 893 г.\*, согласно данным, опубликованным В. А. Степаняном (1964), разваливаются городские стены, жилые дома, дворцы и церкви столицы армянского царства Багратидов. У А. Цхакая (1957) дополнительно читаем, что после этого разрушительного землетрясения столица Армении была перенесена в город Ани. Создается впечатление, что в конце IX века произошла настоящая сейсмическая катастрофа, положившая конец столице и крупному торговому центру.

Однако странно, что историки не оставили сведений о разрушениях в других крупных населенных пунктах, имевшихся по соседству с Двином в IX веке, таких, как Драсханакерт, Арташат, Гарни, Ереван. При сейсмической катастрофе (9—10 баллов) были бы неизбежны большие разрушения и в этих населенных пунктах. Яркий свет на эти обстоятельства проливают результаты недавних археологических раскопок гор. Двина. В своей монографии К. Кафадарян (1952), обобщив результаты многолетних раскопок, приходит к выводу, что после разрушительного землетрясения 893 г. Двин был очень быстро восстановлен и продолжал быть центром торговой и экономической жизни Армении вплоть до конца X века, даже после основания Ани. То есть Двин оставался крупным городом, поэтому долго был яблоком раздора между властелинами того времени. Багратиды, прежде чем перенести свою столицу в Ани, долго боролись против арабских эмиров, стремясь отвоевать Двин и превратить его снова в свою столицу. Об этом свидетельствуют арабские и армянские летописцы, а также найденные при раскопках фрагменты материальной культуры. Наконец, согласно данным армянского историка Драсханакертци (IX—X века), даже в X веке, когда уже давно существовало Ширакское царство Багратидов, целый ряд армянских нахараров (князей) жил в Двине. Об этом свидетельствуют и данные об армянском Ренессансе в конце IX до середины XI веков, приведенные в книге В. К. Чалояна (1963).

Двин пережил и второй свой расцвет во времена княжения Захаридов и окончательно был разрушен и перестал существовать лишь в 1236 году, после нашествия тюркских племен.

Как видим, землетрясение 893 г. не разрушило полностью гор.

\* А не в 894 г., как записано у И. Мушкетова и А. Орлова (1893).

Двин. В пользу этого свидетельствуют также данные, приведенные в монографии А. Шахназаряна (1940).

Учитывая изложенное, а также то обстоятельство, что предыдущими четырьмя 7-балльными землетрясениями капитальные постройки города и крепости должны были быть уже в значительной степени расшатаны, можно прийти к заключению, что землетрясение 893 г. на территории Двина проявилось интенсивностью не более 8 баллов.

По данным Е. И. Бюса (1948), землетрясение 1679 года проявилось в Ереване интенсивностью в 8 баллов. Это землетрясение довольно хорошо описано. Судя по этим описаниям, оно было наиболее сильным из всех землетрясений в районе гор. Еревана. Поэтому уточнение эпицентра и интенсивности проявления землетрясения на территории Еревана имеет первостепенное значение как для выяснения влияния грунтовых условий различных частей территории города на сейсморазрушительный эффект, так и для уточнения исходной сейсмической балльности районированной территории.

Согласно описаниям историков-летописцев Григория Ереванца (XVII век), Закария Саркавака (1870), Закария Агулеци (1938), при этом землетрясении разрушилось много церквей (указываются конкретные объекты) и несколько населенных пунктов. Изучив археологические, этнографические и исторические источники: Шахатуянц (1842), Путешествие Шардена (1902), Алишан (1890), Ерванд Шахазиз (1931), Аракелян (1939) и др., мы установили, что далеко не все церкви и населенные пункты, расположенные в эпицентральной области, разрушились при этом землетрясении (Пирузян, 1962). В 1960 г. было предпринято обследование состояния древних сооружений, перенесших это землетрясение, и инженерно-геологических условий мест их расположения, а также изучались инженерно-геологические особенности территории некоторых населенных пунктов, упомянутых историками в числе разрушенных. Предварительно, под руководством профессора А. Г. Назарова, была разработана специальная шкала для оценки интенсивности землетрясений по повреждениям и разрушениям древних сооружений (Пирузян, 1966б).

Добыты архитектурно-обмерные чертежи всех древних сооружений и осуществлен расчет сейсмостойкости некоторых из них.

Обследованы на месте с инженерно-геологической точки зрения 13 древних сооружений и территории 4 населенных пунктов\*.

Согласно историческим данным, при землетрясении в Ереване разрушились три церкви—имени св. Геворка в Дзорагюхе, св. Оганеса в Конде и Зоравор в Нор-Тахе. Нами было установлено, что в 1679 г. в Ереване были еще три церкви, которые не разрушились, а получили лишь повреждения, а именно: церкви—Двухпрестольная св. Нишана, Погос-Петроса и Катогики. Сопоставление местоположений древних сооружений с инженерно-геологической картой современного города позволило уточнить грунтовые условия разрушенных и оставшихся в сохранности церквей и других сооружений.

В результате анализа всего собранного фактического материала мы пришли к следующим заключениям.

1. Эпицентр землетрясения находился в треугольнике между монастырями Айри-ванк (Гегарт), Ахчоц-ванк и крепостью Гарни, в 25 км к востоку от гор. Еревана.

\* Методике инженерно-геологического обследования древних сооружений и полученным результатам посвящены отдельные сообщения (Пирузян, 1966а,б).

2. При землетрясении разрушились весьма жесткие древние сооружения, возведенные на скальном основании в условиях обрыва (языческий храм в Гарни, Ахчоц-ванк, Гегарт-ванк, церковь Аствацацин в Джрвеже, церкви св. Геворка, св. Ованеса и Зоравор, «Красный мост» в Ереване и другие).

3. Относительно гибкие древние сооружения на скале или весьма жесткие древние сооружения, возведенные на податливом основании (мягкие грунты) в условиях ровного рельефа, уцелели полностью либо получили лишь повреждения и местами, в самом эпицентре, частичные разрушения—церковь в Арзни, церковь св. Карапета в Гарни, мост через реку Азат в Гарни, мост через речку Гедар в Ереване башня-мавзолей в Ереване и в Джафарабаде, церковь Катогике, Двухпрестольная и Погос-Петроса в Ереване, церковь Циранавор XV века в Норагавите и др.

4. В эпицентральной зоне землетрясения в сейсмическом спектре преобладали, вероятно, весьма высокочастотные колебания. Особенно интенсивными они были в скальных породах, обнажающихся как в эпицентре, так и на значительном удалении от него (20—30 км). Эти высокочастотные колебания оказались губительными для многих очень жестких древних сооружений, возведенных на скальном основании.

5. В эпицентре интенсивность землетрясения для относительно гибких древних сооружений, а также, вероятно, обычных гражданских сооружений не превышала 8 баллов. На территории же города Еревана на пролювиальных грунтах конуса выноса р. Гедар (участки церквей Катогике, Погос-Петрос, Двухпрестольная) суммарный эффект трех толчков по степени повреждения древних сооружений оценивается в 7—8 баллов.

Дарачичагское (Цахкадзорское) землетрясение 1827 года в каталоге Е. И. Бюса (1948—1952), опубликованном в 1948 году, признано 8-балльным. Основанием служила, вероятно, опубликованная в 1942 г. В. А. Степаняном выдержка из книги путешественника Ф. Дюбуа об этом землетрясении. Там сказано, что в ноябре 1827 г. случилось большое землетрясение и так потрясло Армению, что разрушился купол Кечарисского монастыря и много церквей в районе Гокча. В. А. Степанян (1942) приписывает этому землетрясению 7—8-балльную интенсивность. Сам Е. И. Бюс на другой странице своего труда (1952) называет такую же величину интенсивности\*. 7—8-балльную интенсивность приписывал этому землетрясению и Л. А. Вардамянц (1935). А. Т. Асланян (1958) в своей монографии по региональной геологии Армении, мимоходом касаясь этого землетрясения, отмечает, что оно имело интенсивность в 5—6 баллов, а падение купола монастыря есть результат резонанса. При этом он не приводит соображений, обосновывающих эту мысль. Как видим, оценки интенсивности довольно противоречивы. Обратимся теперь к другим источникам, видимо, ранее не известным, либо обойденным.

В своем каталоге землетрясений, изданном в 1842 году, О. Шахатунянц пишет (стр. 20)—«...в октябре месяце 1827 года случилось не очень сильное землетрясение. Разрушились только уже расшатанная церковь св. Саркиса в монастыре Уши, купол церкви Кечарис и некоторые устаревшие второстепенные постройки». В каталоге К. Костанянца (1902) читаем: «...землетрясение 1827 года нанесло повреждения некоторым местам Араратской земли и среди них монастырям Уши и

\*При этом он называет это землетрясение Чибухлинским (Цовагюхским).

Кечарис». Как видим, не было большого землетрясения и не разрушилось много церквей в районе озера Севан. О каких-либо существенных разрушениях этого района нет указания в книге архиепископа Смбастьянца (1896), посвященной местоописанию округа Гегаркуни, и в обстоятельной работе Е. Лалаяна (1908), посвященной истории церквей Севанского монастыря\*. По его данным, все три церкви монастыря, основанные в конце IX века, оставались в полной сохранности до 1908 года.

Как видим, армянские литературные источники опровергают версию Ф. Дюбуа о большом землетрясении и о многих разрушенных церквях в районе оз. Гокча (Севан).

В 1960 году, осенью, были проведены работы по изучению инженерно-геологических условий мест расположения древних сооружений, расположенных в эпицентральной области этого землетрясения. Было обследовано 18 древних сооружений в 8 населенных пунктах\*\*.

Методика изучения была аналогична той, которой мы руководствовались при обследовании эпицентральной области Ереванского землетрясения 1679 года.

Обследование показало, что землетрясение 1827 года вызвало разрушения лишь в двух церквях монастыря Кечарис (село Цахкадзор). В состав монастыря Кечарис входят четыре церкви—св. Григора с притвором, св. Ншана, св. Арутюна и Катогике.

Все они имеют одинаковую конструкцию (центрально-купольное здание), стены возведены из чистотесанных больших блоков базальта на очень крепком известковом растворе. Церкви основаны в XI—XII вв. Они отличаются лишь габаритами. Наиболее маленькая и гибкая (башенного типа) церковь св. Арутюна находится в 80 м к северозападу от остальных. Она не получила никаких сейсмических повреждений. Церкви св. Григора и Катогике, наиболее массивные, получили существенные разрушения, которые, учитывая весьма хорошее качество армянских церквей, можно оценить 9—10 баллами нормальной шкалы (ГОСТ 6249—52). Церковь же св. Ншана, занимающая среднее положение по жесткости (судя по размерам), получила незначительные разрушения (выпала верхняя наружная часть купольного покрытия). Все церкви фундаменты на весьма плотных, кристаллических скальных андезитовых породах, на краю обрыва глубокого ущелья (около 120 м.).

Обследование эпицентральной области показало (Пирузян, 1967), что не было разрушений, по крайней мере сейсмического происхождения, также в других древних сооружениях района, как-то: в селах Макраван (2 км), Бжни (10 км), Арзакянд (13,5 км), три церкви на острове Севан (22 км) и другие.

Установлено также, что при том землетрясении не было массовых разрушений как в самом селе Цахкадзоре, так и в близлежащих населенных пунктах (сс. Макраван, Солак, Кахси, Рндамал,

\* История церквей на озере Севан изложена и в рукописных работах Захария Вардапета Бейбуртянца (1926) и Манвела Вардапета Кюмулханеци (1830). В обеих работах нет упоминаний о разрушениях или даже повреждениях, вызванных землетрясением 1827 г., хотя подробно излагается уклад и быт жизни монастыря, ущерб, принесенный нашествиями, строительные работы, их стоимость.

\*\* Обследование проводилось в связи с сейсмическим микрорайонированием территории Разданского горно-химического комбината, одной из крупных строек большой химии в Армении.

Ддмашен и др.). Это говорит о том, что интенсивность землетрясения 1827 г. не превышала 6—7 баллов, в противном случае, учитывая весьма низкое качество сельских построек прошлого века, должны были иметь место массовые разрушения в этих селах и большие человеческие жертвы. Нам не удалось в архивных и изданных исторических, этнографических, географических источниках найти указания на разрушения в этих селениях. А ведь сейсмическая катастрофа недалекого прошлого в подобной густонаселенной местности не могла остаться незамеченной. На этом фоне странным выглядят разрушения двух церквей Кечариса.

Возникает мысль, что тут дело в весьма неблагоприятном сочетании динамических характеристик церквей и их оснований (скала) при землетрясении. Имело место, вероятно, сильное нарастание колебаний одних церквей вследствие явления, близкого к резонансу. Другие церкви с отличными динамическими характеристиками могли и избежать резонанса. При явлении резонанса церкви могли разрушиться и вследствие относительно слабого землетрясения.

Для проверки этого предположения были поставлены экспериментальные работы по натурному измерению динамических параметров колебания церквей монастыря Кечарис. Были определены периоды основного тона свободных колебаний и логарифмический декремент затухания. Среднее значение логарифмического декремента затухания для церкви Катогике получилось равным 0,16.

В таблицу 37 сведены полученные значения периодов свободных колебаний и краткая характеристика разрушений\*.

Как видно из данной таблицы, наиболее жестким является церковь св. Григора ( $T=0,064$  сек.,  $f=15,5$  герц), немногим отличается от нее церковь Катогике ( $T=0,066$  сек.,  $f=15$  герц). Далее идут церкви св. Ншана и св. Арутюна. Последняя наиболее гибкая ( $T=0,11$  сек.,  $f=9$  герц).

Таблица 37

Сейсмическое воздействие на церкви монастыря Кечарис при землетрясении 1827г.

| Название церкви | Период свободных колебаний $T$ сек. | Краткая характеристика разрушений   |
|-----------------|-------------------------------------|---|
| Св. Григора     | 0.064                               | Разрушен купол с барабаном, а также верхняя часть южной и западной стен. Образовалась сквозная трещина по всей высоте вдоль продольной оси сооружения |
| Катогике        | 0.066                               | Разрушен купол с большей частью барабана. Стены в сохранности   |
| Св. Ншана       | 0.074                               | Частично разрушен угол верхней части конусообразного покрытия купола. Стены и купол с барабаном в сохранности   |
| Св. Арутюна     | 0.11                                | В полной сохранности. Отсутствуют какие-либо сейсмические разрушения или повреждения  |

В такой же ряд располагаются церкви по степени полученных при землетрясении разрушений.

\* Подробное изложение методики натурных измерений и обсуждение полученных результатов приведено в работах С. А. Пирузяна (1966, 1967).

Период свободных колебаний церкви св. Григора, получившей максимальные разрушения, почти в два раза меньше свободных колебаний церкви св. Арутюна, не получившей никаких повреждений.

На основе полученных значений динамических параметров был осуществлен расчет на сейсмостойкость трех церквей Кечариса—церкви Катогике и св. Григора (разрушена) и св. Арутюна (в сохранности)\*.

Расчет был осуществлен на основе существующих нормативных документов по общепринятой методике на случай как сдвиговых, так и изгибных колебаний. Сначала был произведен расчет для обычных условий, т. е. без учета спектрального состава колебания основания церквей. Результаты расчета показывают, что в этом случае церкви св. Григора, Катогике и св. Арутюна без каких-либо повреждений выдерживают 9-балльное землетрясение.

Затем был осуществлен расчет в предположении, что при землетрясении в скальном основании церквей преобладали колебания частотой 15—16 герц ( $T_0=0,067—0,062$  сек.), что равносильно оценке поведения церквей при условии, что наиболее жесткие из них—Катогике и св. Григора—попали в резонанс.

Предварительно, пользуясь соотношениями для случая резонанса, приведенными в монографии А. Г. Назарова (1956), нами был подсчитан коэффициент нарастания  $\beta$  для всех трех церквей при данном соотношении частот вынужденных и свободных колебаний и величины декремента затухания ( $\delta=0,16$ ).

В результате расчета было установлено, что при названных условиях церкви Катогике и св. Григора претерпевают деформации разрушения при интенсивности землетрясений, немногим превышающей 6 баллов. Церковь же св. Арутюна при этих условиях свободно выдерживает сотрясение не только 7-балльной, но и значительно большей интенсивности.

В результате детального анализа последствий и уточнения интенсивности и эпицентров этого землетрясения было установлено, что:

а) в 1827 году в непосредственной близости от села Цахкадзор произошло 6—7-балльное землетрясение с очень малой глубиной очага (вероятно, не более нескольких километров); б) в коренных скальных породах в сейсмическом спектре преобладали кратковременные, весьма высокочастотные колебания (порядка 15—16 герц); в) в скальных грунтах для обычных сооружений интенсивность сотрясения едва превышала 6 баллов; г) в делювиальных суглинках, распространяющихся на территории с. Цахкадзор, по отношению к обычным сооружениям (сельские постройки) интенсивность землетрясения была в пределах 6—7 баллов. Это заключение легло в основу уточнения исходной балльности данного района, отнесенной к конкретным грунтовым условиям (Разданский горно-химический комбинат).

Так называемая Араратская катастрофа 1840 г. довольно хорошо описана. Наибольшие разрушения землетрясение произвело на склонах горы Арарат. Здесь полностью были разрушены две деревни и монастырь св. Акопа. Происходили крупные обвалы и изменения в рельефе, 5-балльные сотрясения ощущались на огромной площади вплоть до Тбилиси, Ордубада и Маку (Персия). Е. И. Бюсом интенсивность землетрясения оценена в 8 баллов, что, по-видимому, соответствует действительности.

\* Расчет на сейсмостойкость приведен в сводном отчете (Пирузян, 1966б).

Цовагюхские (Чибухлинские) землетрясения 1853 и 1945 годов проявлялись интенсивностью в 7 и 6—7 баллов соответственно (Мушкетов и Орлов, 1893; Степанян, 1946). Были уточнены интенсивность и местоположение эпицентров также Джамушлинского (Алагязского) землетрясения 1869 года (6—7 баллов) и Ереванского землетрясения 1910 года (6—7 баллов).

Ереванское землетрясение 1937 года проявилось с максимальной интенсивностью в эпицентре, в с. Паракар, доходящей до 7 баллов (Бюс и др., 1937).

В результате сопоставления материалов обследования с инженерно-геологическими условиями удалось выяснить влияние этих условий на эффект сотрясения при этом землетрясении, а именно: базальты нагорных частей города Еревана—5 баллов, галечник II надпойменной террасы р. Раздан—5 баллов, пролювий конуса выноса речки Гедар в центре города—6 баллов, отдельные участки в южной и юго-западной части города с высоким уровнем грунтовых вод—6—7 баллов.

Бюраканское землетрясение 1949 года также было 7-балльным (Карапетян, Шахсуварян, 1949).

Последнее разрушительное землетрясение—Игдырское землетрясение 4 сентября 1962 года проявилось в эпицентре, в 8—10 км к ЮЮВ от города Игдыра (Западная Армения), интенсивностью в 7—8 баллов. В пользу такой величины интенсивности говорят данные агентства Рейтер из Стамбула о разрушениях в городе Игдыре (здание муниципалитета, почты и пр.), а также инструментальным путем определенная величина  $M$ , равная 5,25.

В Ереване интенсивность землетрясения была в пределах 4 баллов; в приграничных селениях Октемберянского и Эчмиадзинского районов максимальная интенсивность сотрясения оценена экспедицией ИГИС и ИГН АН Армянской ССР более чем в 5 баллов (Пирузян, 1966б).

Были собраны, уточнены и систематизированы данные об эпицентрах и интенсивности еще 41 землетрясения, происшедшего в Большом Ереванском районе. Все собранные данные сведены в специальный каталог, представленный в табл. 43 (приложение).

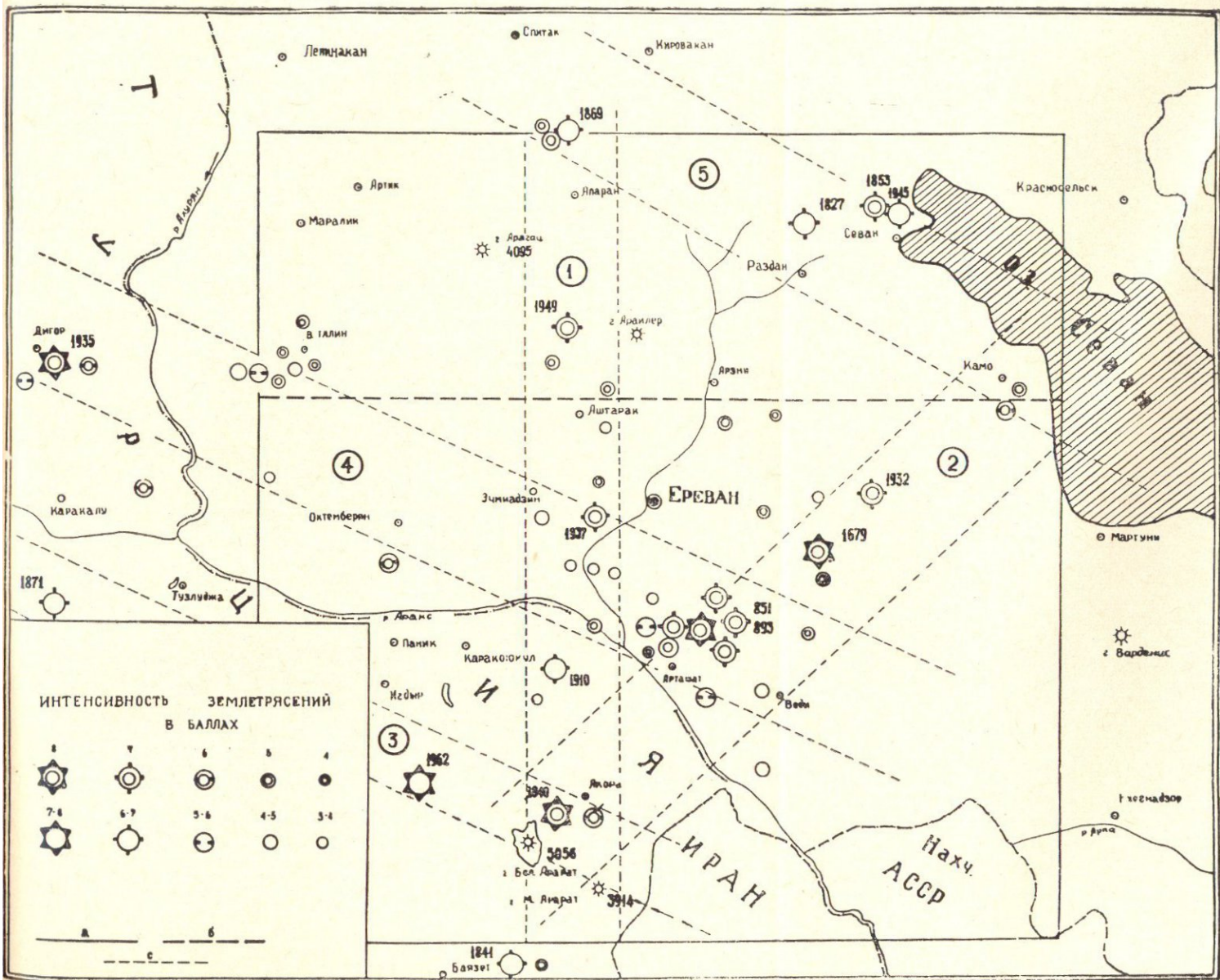
Источником служили опубликованные хронологии, архивные данные Матенадарана, Ергорсовета, а также данные сейсмической станции «Ереван» (анкетные данные сейсмокорреспондентов).

Данные каталога условными знаками нанесены на схематическую карту-врезку Большого Ереванского района (фиг. 39). Эпицентры нанесены на карту сейсмоактивности по чисто макросейсмическим признакам. Географические координаты подсчитаны уже с карты и включены в каталог. Точность определения эпицентров для умеренных землетрясений (4—5 баллов) не превышает 20—25 км, для сильных и разрушительных землетрясений (6—8 баллов)—она не превышает 8—10 км.

Были собраны и систематизированы также данные о слабых и местных землетрясениях, зарегистрированных инструментальным путем\*.

Был составлен каталог слабых землетрясений исследуемого района, охватывающий промежуток 1932—1960 гг. Наиболее достоверны и представительны данные за время, начиная с 1951 года, когда начали действовать все сейсмические станции региональной сети Кавказа. В

\* Источниками служили Атлас сейсмичности СССР (1962) и Бюллетень сети сейсмических станций за время 1956—1960 гг.



Фиг. 39. Макросейсмическая карта Большого Ереванского района за 1100 лет. а) граница Большого Ереванского района; б) граница выделенных северной (менее сейсмоактивной) и южной (более сейсмоактивной) частей района; в) линейно вытянутые зоны эпицентров сильных и значительных землетрясений.

каталоге имеются данные о 68 сейсмических толчках IV, V группы интенсивности (по шкале ИФЗ АН СССР).

В каталоге\* отмечены точная дата землетрясения, координаты эпицентра, класс точности определения эпицентра, группа интенсивности, дальность регистрации и класс энергии.

На основе использования имеющегося эмпирического материала естественно рассмотреть энергетическую характеристику землетрясений и закономерности их повторяемости.

Известно, что эмпирически установлена зависимость между сейсмической энергией в очагах землетрясений  $E$  и средней частотой повторения землетрясений—их повторяемостью  $N$ . Эта зависимость в области землетрясения средних и больших энергий, представленная графически в двойном логарифмическом масштабе, носит прямолинейный характер и удовлетворяет уравнению:

$$\lg N^* = a + b(8 - M), \quad (1)$$

где «а» и «b»—постоянные, зависящие от продолжительности времени наблюдения и сейсмической активности изучаемого района,  $M$ —магнитуда землетрясения (Гутенберг и Рихтер, 1942).

Ю. В. Ризниченко (1962) было предложено назвать их графиками повторяемости и все результаты наблюдений отнести к определенной площади и времени (например, 1000 км и один год). Графики же отдельных районов он предложил сравнивать между собой по величине уровня  $A_0$ , представляющей нормированную повторяемость определенного класса энергии землетрясений (например,  $E=10^{10}$  дж). В этом случае сопоставление уровней сейсмической активности различных районов может быть произведено количественно.

Им же предложено, при указанных условиях, определять повторяемость по формулам (2,3), эквивалентным формуле (1)

$$\lg N_k = \lg A + \gamma(10 - K); \quad (2)$$

$$N_k = \frac{N_\varepsilon \cdot 1000}{s \cdot t}, \quad \gamma = \frac{\Delta \lg N_k}{\Delta \lg E}, \quad (3)$$

$N_k^*$ —нормированная по площади и времени повторяемость землетрясений определенного класса энергии  $K$ ;

$N_\varepsilon$ —общее число землетрясений определенного класса энергии, наблюдавшихся на площади  $S$  и за время, равное  $t$ ;

$\gamma$ —наклон графика повторяемости, равный  $\text{const}$ .

$A$ —сейсмическая активность или уровень графика повторяемости, условно равной нормированной повторяемости землетрясений с энергией очага  $E=10^{10}$  дж.

$K$ —класс энергии искомым землетрясений с энергией  $E=10$  дж.

Связь между искомой плотностью повторяемости землетрясений данного класса энергии  $K$  и величинами  $K, N_k^*, A$  и  $\gamma$  в пределах выполнения линейного соотношения между  $\lg N_k$  и  $\lg E$ , т.е. при  $\gamma=\text{const}$ , выражается удобной формулой

$$N_k^* = 10, \lg A + \gamma(10 - K). \quad (4)$$

Период повторяемости данного класса землетрясений на нормированной площади, предположим в 1000 км, определяется по простой формуле:

$$T_{1000}^k = \frac{1}{N_k^*}. \quad (5)$$

\* Каталог слабых землетрясений здесь не приводим.

На любой другой площади этот период определяется по формуле:

$$T_s^k = \frac{1000}{S \cdot N_k^1} \quad (6)$$

Эта методика получила подтверждение детальными экспериментальными работами, проведенными в различных сейсмоактивных областях СССР (Бунэ, Гзовский и др., 1960; Бунэ, 1963; Горбунова, 1962; Нерсесов и др., 1960).

Пользуясь этой методикой и используя уточненные нами сеймостатистические данные за время более 10 столетий, определим вероятный период повторения разрушительных землетрясений за последующие 100—300 лет (наибольший срок службы любых гражданских сооружений).

Из вышеприведенных формул вытекает, что для решения поставленной задачи необходимо иметь единую классификацию землетрясений по величине энергии в очаге. Мы располагаем макросейсмическими данными, т. е. балльностью землетрясений, что характеризует эффект сотрясения на поверхности земли в эпицентральной области. Балльность же землетрясения, строго говоря, находится в зависимости от глубины очага, энергии очага, типа и качества построек в эпицентре, их грунтовых условий, динамического соотношения спектральных характеристик сооружений и приходящих сейсмических волн.

Эмпирическую зависимость между балльностью в эпицентре  $J$ , магнитудой  $M$  и энергией в очаге  $E$ , при прочих равных условиях, устанавливали многие авторы.

Впервые Гутенберг и Рихтер (1942) предложили формулу\*:

$$\lg E_{\text{эрг}} = 11,8 + 1,5M. \quad (7)$$

Т. Г. Раутиан (1960) на основе материалов ТКСЭ предложила другую зависимость:

$$\lg E_{\text{лж}} = 3,9 + 1,87M. \quad (8)$$

Для Большого Кавказа Е. Ф. Саваренским и Э. А. Джибладзе (1956) получена зависимость в виде:

$$\lg E_{\text{эрг}} = 13,5 + J. \quad (9)$$

Н. В. Шебалин (1955), С. В. Медведев (1962), И. В. Айвазов (1961) и др. выводили эмпирические формулы, устанавливающие связь между балльностью, магнитудой  $M$  и глубиной очага землетрясений  $h$ . Формула И. В. Айвазова, выведенная относительно землетрясений Закавказья, имеет вид:

$$J = (1,08 \pm 0,25)M - (1,23 \pm 0,6) \lg h + (3,22 \pm 0,5). \quad (10)$$

Н. К. Карапетян (1962, 1963) на основе данных землетрясений Малого Кавказа и Армянского нагорья получила зависимость:

$$M = 0,47J + 1,66, \quad (11)$$

где землетрясения отнесены к средней глубине очага (15—20 км).

Подставляя значения  $M$  в (7), она получила:

$$\lg E_{\text{эрг}} = 14,29 + 0,71J. \quad (12)$$

\* Сборник «Слабые землетрясения» под редакцией Ю. В. Ризниченко, М., 1961.

В целях массовой классификации землетрясений по энергии Н. К. Карапетян составлена энергетическая шкала, состоящая из 10 классов. Первый класс соответствует энергии  $E=10^{14}$  эрг ( $10^7$  джоуль), или  $K=lgE=14$  (эрг). Энергия землетрясений каждого последующего класса больше энергии предыдущего класса в 10 раз. Следовательно, десятый класс будет соответствовать энергии  $10^{23}$  эрг ( $K=16$  джоуль). Пользуясь формулами (7), (9), она подсчитала значение магнитуд  $M$  и балльности  $J$  для отдельных классов. Для слабых землетрясений установлена также предельная дальность регистрации. В таблице 38 приведены эти соотношения согласно Н. К. Карапетян. Зависимость между дальностью регистрации  $\Delta$  (км) землетрясений и величиной магнитуды  $M$  получал ранее С. В. Соловьев (1961) при допущении, что сейсмические станции оборудованы одинаковой аппаратурой с увеличением около 1000. Его данные приведены в последних двух столбцах табл. 38. Как видим, данные обоих исследователей довольно хорошо коррелируются. Впервые аналогичную зависимость для землетрясений Таджикистана установил В. И. Бунэ (1957).

На основе данных табл. 38 были определены классы энергии землетрясений, происшедших в исследуемом районе. Полученные величины  $K=lgE$  эрг внесены в соответствующую графу табл. 39. В подсчетах основанием служили величины балльностей этой же таблицы. Для слабых же землетрясений—дальность регистрации в километрах. В таблице 39 класс энергии  $K$  в скобках означает, что он относится к повторному толчку.

Таблица 38

## Энергетическая шкала

| № класса | K эрг | По Н. К. Карапетян (1962) |                            |       | По Соловьеву (1961) |                            |
|----------|-------|---------------------------|----------------------------|-------|---------------------|----------------------------|
|          |       | Магнитуда M               | Дальность регистрации в км | Баллы | Магнитуда M         | Дальность регистрации в км |
| 1        | 14    | $1,5 < M < 2$             | 100                        | 1     | —                   | —                          |
| 2        | 15    | $2 < M < 2,75$            | 200                        | 2     | 2,5                 | 75—150                     |
| 3        | 16    | $2,75 < M < 3,5$          | 400                        | 3     | 3,0                 | 150—300                    |
| 4        | 17    | $3,5 < M < 4$             | 800                        | 4     | 3,5                 | 300—700                    |
| 5        | 18    | $4 < M < 4,75$            | 3200                       | 5—6   | 4—4,5               | 700—3200                   |
| 6        | 19    | $4,75 < M < 5,5$          | 6400                       | 7     | 5,0                 | 3000—6000                  |
| 7        | 20    | $5,5 < M < 6,0$           | —                          | 8     | 5,5                 | 6000—10000                 |
| 8        | 21    | $6 < M < 6,75$            | —                          | 9—10  | —                   | —                          |
| 9        | 22    | $6,75 < M < 7,5$          | —                          | 11    | —                   | —                          |
| 10       | 23    | $7,5 < M$                 | —                          | 12    | —                   | —                          |

Несколько иначе обстояло дело с местными землетрясениями. Согласно данным Бюллетеней сети сейсмических станций, это землетрясение с эпицентральным расстоянием 15—50 км, зарегистрированное одной лишь региональной сейсмической станцией «Ереван». Детальное изучение этих землетрясений показало, что большинство из них являются промышленными взрывами и, следовательно, эта часть сейсмостатистики выпала из дальнейшего использования.

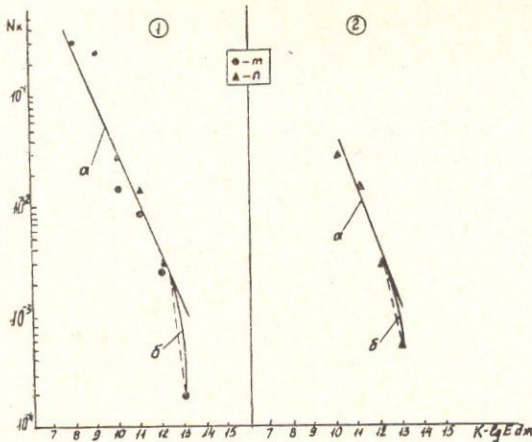
Мы располагаем также инструментальными данными землетрясений, зарегистрированных в течение 1962—1963 гг. пятью временными сейсмическими станциями инженерно-сейсмологической сети Еревана (Пирузян, 1962). Однако малое увеличение каналов сейсмографа-гальванометра этих станций делает зарегистрированные слабые землетря-

сения изучаемой области недостаточно представительными для использования в построении графика повторяемости.

Таким образом, имеющийся в нашем распоряжении исходный материал для построения графика повторяемости состоит из двух категорий землетрясений с унифицированной энергетической классификацией: а) сильные и разрушительные землетрясения с энергией  $10^{20} \div 10^{17}$  эрг ( $10^{17} \div 10^{10}$  джоуль), за время 851—1962 гг.; б) слабые землетрясения с энергией в очаге  $10^{16} \div 10^{15}$  эрг за время 1954—1960 годы.

Из числа землетрясений группы (а) за время более 1100 лет достаточно представительны лишь землетрясения с энергией  $K=20$  эрг, поскольку о более слабых землетрясениях исторического прошлого (851—1840 гг.) сведения не сохранились.

За 1827—1962 гг. в достаточной степени представительны землетрясения с  $E=10^{19}$  эрг (7 балл.). Землетрясения же с  $E=10^{18}-10^{17}$  эрг можно считать представительными за 1840—1962 гг., однако не в одинаковой степени для всей территории Большого Ереванского района. Так, например, для северной части этой территории в связи с малым количеством имеющихся там населенных пунктов, особенно в историческое время, и плохой связью между ними (резко расчлененная высокогорная местность), из числа зафиксированных землетрясений с  $E=10^{17}$  эрг (3—4 балла), можно считать представительными лишь те, которые происходили за время 1935—1962 гг. Что же касается землетрясений с энергией в очаге  $E=10^{16}-10^{15}$  эрг, то для них за более или менее представительный промежуток времени можно принять 1954—1960 гг.



Фиг. 40. График повторяемости землетрясений. 1—весь Большой Ереванский район за время 851—1962 гг., макросейсмические и инструментальные данные; 2—весь Б. Ереванский район за время 1840—1962 гг., только макросейсмические данные; m) экспериментальные точки без учета повторных толчков; n) экспериментальные точки с учетом повторных толчков.

рясений в пределах исследуемого района мы коснемся ниже.

Сначала был построен график для всего района с использованием как макросейсмических, так и инструментальных данных за время

За указанные промежутки времени для соответствующих энергетических классов (в джоулях) по вышеприведенной методике (формулы 2,3) была подсчитана нормированная повторяемость на один год и на 1000 кв. км и были построены графики повторяемости землетрясений  $N^*(E)$  как для всего Большого Ереванского района в целом, так и для его южной и северной частей (фиг. 40, 41). Последние резко отличаются друг от друга степенью сейсмичности как по частоте случаев, так и абсолютной величиной интенсивности землетрясений (фиг. 39). Граница между указанными частями района нами условно проводится по широте поселков Аштарак—Арзни (на 2 км южнее широты  $40^{\circ},3$ ). Подробного анализа географического распределения эпицентров зем-

851—1962 гг., т. е. более чем 1100 лет (фиг. 40, прямая 1). В пределах энергетических классов  $K=13-10$  (дж) экспериментальные значения нормированной повторяемости подсчитывались и наносились на график как для случая с учетом повторных толчков, так и без их учета. Выяснилось, что для большого промежутка времени и указанных больших энергетических классов учет повторных толчков несколько не сказывается на наклоне и уровне графика повторяемости, поэтому при подсчете и построении остальных графиков для указанного энергетического диапазона использовались данные с учетом повторных тол-

ков. Кроме отмеченных трех графиков, был построен и четвертый, тоже для всего Б. Ереванского района, но за другой отрезок времени (1840—1962 гг.) и на основе одних лишь макросейсмических данных ( $K=13-10$ , см. фиг. 40, прямая 2). Данные о слабых землетрясениях ( $K=9-8$  дж.), зарегистрированных региональной сетью сейсмических станций за время 1954—1960 гг., использовались для первых трех графиков без учета повторных толчков. Это продиктовано опытом проведения аналогичных исследований в других сейсмоактивных областях с целью избежать искажения формы графиков повторяемости. Исходные

данные всех четырех графиков повторяемости приведены в табл. 39.

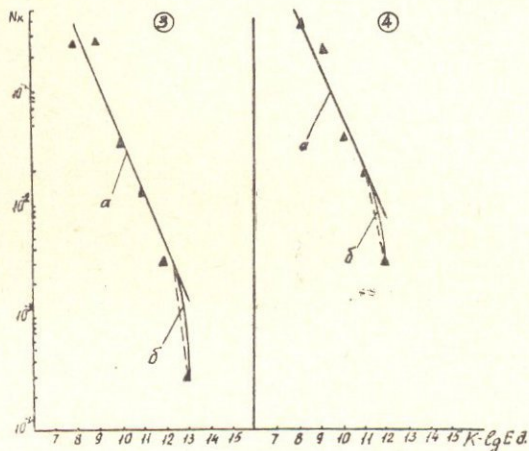
Для всех графиков определялись их основные параметры—наклон прямой  $\gamma$  и уровень сейсмической активности  $A_{10}$  (Ризниченко, 1958). Результаты измерения сведены в табл. 40.

Анализ полученных графиков повторяемости землетрясений показывает следующее.

Все четыре графика являются прямыми, за исключением лишь самых нижних, хвостовых частей, соединяющих последние экспериментальные точки с предпоследними, отображающие нормированную повторяемость землетрясений наибольших энергетических классов. В этих хвостовых частях графиков наблюдается резкий загиб прямых к низу. Особенно ярко это явление наблюдается на графиках 1, 3 и 4. В прямолинейной части наклон всех графиков  $\gamma$  и уровень сейсмической активности, как видно из табл. 40, получились весьма близкими между собой.

Таким образом, относительно недавно обнаруженная прямолинейная зависимость между логарифмом энергии и логарифмом нормированной повторяемости землетрясений по ряду сейсмоактивных областей и по всему земному шару в целом получает подтверждение и для рассматриваемой части территории Армянской ССР.

Величины наклонов прямых  $\gamma$ , построенных многими авторами



Фиг. 41. График повторяемости землетрясений. 3—северная часть Б. Ереванского района за время 851—1962 гг.; 4—южная часть Б. Ереванского района за время 1827—1962 гг. а) основная кривая графика повторяемости; б) конечная часть кривой с резко увеличенным наклоном.

Т а б л и ц а 39

Исходные данные графиков повторяемости Большого Ереванского района

| Сроки наблюдений  | $K = I g E (в дж)$ — энергетический класс землетрясений<br>$N_E$ — общее число землетрясений данного энергетического класса без повторных толчков<br>$N_{ЭП}$ — то же с учетом повторных толчков<br>$N_{\kappa}^x$ — нормированное число землетрясений на 1 год, на 1000 кв. км без повторных толчков<br>$N_{\kappa П}^x$ — то же с учетом повторных толчков |   |       |       |        |         |
|---|--|---|-------|-------|--------|---------|
|   | $K=13$ за время 851—1962 гг.<br>$K=12$ за время 1827—1962 гг.<br>$K=11-10$ за время 1840—1962 гг.<br>$K=9-8$ за время 1954—1960 гг.  | 1. Весь район. Макросейсмические и инструментальные данные $S=14400 \text{ км}^2$ |       |       |        |         |
|   | $K=8$  | 9   | 10    | 11    | 12     | 13      |
|   | $N_E=30$   | 27  | 28    | 15    | 5      | 3       |
|   | $N_{ЭП}=32$  | 29  | 50    | 29    | 6      | 3       |
|   | $N_{\kappa}^x=0,30$  | 0,26  | 0,016 | 0,008 | 0,0026 | 0,00019 |
|   | $N_{\kappa П}^x$ —   | —   | 0,028 | 0,016 | 0,0031 | —       |
| $K=13-10$ за время 1340—1962 гг.  | 2. Весь район. Только макросейсмические данные $S=14400 \text{ км}^2$  |   |       |       |        |         |
|   | $K=8$  | 9   | 10    | 11    | 12     | 13      |
|   | $N_{ЭП}$ —   | —   | 50    | 29    | 5      | 1       |
|   | $N_{\kappa П}^x$ —   | —   | 0,028 | 0,016 | 0,0028 | 0,00056 |
| $K=13$ за время 851—1962 гг.<br>$K=12$ за время 1827—1962 гг.<br>$K=11-10$ за время 1840—1962 гг.<br>$K=9-8$ за время 1954—1960 гг. | 3. Южная часть района. Макросейсмические и инструментальные данные $S=9600 \text{ км}^2$   |   |       |       |        |         |
|   | $K=8$  | 9   | 10    | 11    | 12     | 13      |
|   | $N_{ЭП}=17$  | 19  | 40    | 17    | 4      | 3       |
|   | $N_{\kappa П}^x=0,26$  | 0,28  | 0,034 | 0,014 | 0,0031 | 0,00028 |
| $K=12$ за время 1827—1962 гг.<br>$K=11$ за время 1840—1962 гг.<br>$K=10$ за время 1935—1962 гг.<br>$K=9-8$ за время 1954—1960 гг.   | 4. Северная часть района. Макросейсмические и инструментальные данные $S=4800 \text{ км}^2$  |   |       |       |        |         |
|   | $K=8$  | 9   | 10    | 11    | 12     | 13      |
|   | $N_{ЭП}=13$  | 8   | 5     | 12    | 2      | —       |
|   | $N_{\kappa П}^x=0,39$  | 0,24  | 0,059 | 0,020 | 0,003  | —       |

Примечание: для всех графиков при  $K=8-9$  подсчеты нормированной повторяемости  $N_{\kappa}^x$  сделаны без учета повторных толчков.

Т а б л и ц а 40

Параметры графиков повторяемости землетрясений

| № прямой на графиках фиг. | Исследуемая территория        | Площадь, кв. км | Максимальный период наблюдения, годы | Наклон прямой, $\gamma$ | Уровень сейсмической активности, $A_{10}$ |
|---------------------------|-------------------------------|-----------------|--------------------------------------|-------------------------|---|
| 1                         | Весь Большой Ереванский район | 14400           | 1111 (851—1962)                      | 0,42                    | 0,028                                     |
| 2                         | То же                         | "               | 122 (1840—1962)                      | 0,41                    | 0,040                                     |
| 3                         | Южная часть района            | 9600            | 1111 (851—1962)                      | 0,43                    | 0,039                                     |
| 4                         | Северная часть района         | 4800            | 135 (1827—1962)                      | 0,47                    | 0,054                                     |

для различных сейсмических областей, весьма близки между собой. Так, для мелкофокусных катастрофических землетрясений мира за несколько десятилетий Гутенберг и Рихтер (1954) получили  $\gamma=0,45$ ; Бунэ (1956, 1957) для Памиро-Гиндукушской зоны получил значение  $\gamma=0,43$  по сильным землетрясениям Гармской зоны за 25 лет; в результате детальных исследований ТКСЭ получено значение  $\gamma=0,43^*$  для Гармского и Душанбинского районов по данным регистрации землетрясений за 2 года (Бунэ и др., 1960); Нерсесов, Грин и Джанузаков (1960) для бассейна р. Нарын и его отдельных частей получили  $\gamma=0,45-0,47$ ; Горбунова (1962) для северного Тянь-Шаня получила значение  $\gamma=0,46$ ; для Японии, Новой Зеландии, Южной Калифорнии и района города Токио получены значения  $\gamma=0,44-0,50$  (Гуревич и др., 1960) и т. д. Н. К. Карапетян (1962) получила четыре графика повторяемости для Армянского нагорья и Малого Кавказа. Все они прямолинейны. Значение наклона прямых у нее колеблется  $\gamma=0,61-0,74$ . Последнее значение относится, по ее данным, к территории Советской Армении. Выше мы уже говорили, что для центральной части этой территории республики мы получили два графика за различные сроки наблюдения (см. табл. 39, 40, фиг. 40, 41). Наклоны прямолинейных частей этих графиков, соответствующих классам энергии  $K=8-12$  и  $K=10-12$ , у нас получились равными  $\gamma=0,42$  и  $\gamma=0,41$ . У Н. К. Карапетян (1962) для всей советской зоны Армянского нагорья получено значение сейсмической активности  $A_{10}=0,102$ , у нас же получилось  $A_{10}=0,028-0,40$ . Для остальных двух наших графиков (фиг. 41б, прям. 3 и 4), характеризующих соответственно северную и южную части Большого Ереванского района, параметры графиков повторяемости получились немного отличными от параметров графиков, полученных для всей территории в целом. Для северной, менее сейсмоактивной, зоны получены  $\gamma=0,47$ ; для южной  $\gamma=0,43$ .

Другая характерная картина, общая для всех наших графиков, заключается в том, что прямолинейная часть графиков в нижней части своей загибается вниз, притом существенно увеличивается значение  $\gamma$  и фактически прямая превращается в кривую, близкую к параболе. На графиках для всего района и южной части района (фиг. 40, 41, прямые 1, 2, 3) такое превращение прямой в кривую начинается с  $K=12$  ( $J=7$  баллов), для северной зоны (фиг. 41, прям. 4) начальной точкой загиба является  $K=11$  ( $J=5-6,5$  баллов). Правда, увеличение наклона здесь относительно маленькое, нежели на остальных трех графиках. Загиб конечных частей графиков к определенному классу энергий землетрясений говорит в какой-то степени в пользу максимальной величины интенсивности землетрясений в исследуемом районе за время наблюдения и при условии соблюдения среднего сейсмического режима за это время. Поскольку время наблюдения у нас достаточно большое—больше 1100 лет, то, вероятно, можно с достаточной степенью точности утверждать, что существовавший за это время средний сейсмический режим будет сохранен по крайней мере и в ближайшие несколько сот лет.

По данным полученных графиков, максимальной, наблюдаемой за 11 столетий интенсивностью для всей исследованной области в целом и для южной ее части является  $K=13$  ( $J=8$  баллов), для северной части  $K=12$  ( $J=7$  баллов).

\* Для отдельных маленьких частей этих районов получены значения  $\gamma=0,43-0,57$  за более малые сроки наблюдения.

Как мы уже указывали, интенсивность землетрясений относится к современным суглинисто-супесчаным отложениям. Стало быть, на скальных породах в южной части района можно ожидать максимальную интенсивность сотрясения не более 7 баллов. Это обстоятельство согласуется с положениями теории С. В. Пучкова о том, что на скальных породах интенсивность землетрясений не может превосходить семь баллов (1956). Такое заключение согласуется в региональном плане с точкой зрения А. Т. Асланяна (1958).

Такие же максимальные интенсивности, вероятно, следует ожидать в пределах изученной территории и в последующие сроки, соизмеримые со сроками службы наиболее капитальных и монументальных сооружений (Гамбурцев, 1953; Медведев, 1962; Ризниченко, 1962). Следует отметить, что загибы прямолинейных частей графиков повторяемости книзу в область больших землетрясений получены и для других сейсмоактивных областей и для всего земного шара в целом.

Пользуясь данными наших графиков повторяемости, мы подсчитали средние периоды повторения сильных и разрушительных землетрясений для всей области в целом и северной и южной частей в отдельности. Расчеты осуществлены по формулам (5) и (6) для 1000 км<sup>2</sup> и для всей площади в целом. Результаты подсчетов сведены в табл. 41.

Таблица 41  
Период повторения землетрясений Большого Ереванского района

| Исследуемая территория       | Период повторения землетрясений (годы) при интенсивности в баллах (К в дж.) |           |           |                |           |           |
|------------------------------|---|-----------|-----------|----------------|-----------|-----------|
|                              | на площадь 1000 кв. км  |           |           | на всю площадь |           |           |
|                              | 5—6,5<br>(11)   | 7<br>(12) | 8<br>(13) | 5—6,5<br>(11)  | 7<br>(12) | 8<br>(13) |
| Вся область S=14400 кв. км   | 125   | 320       | 5260      | 9              | 22        | 365       |
| Южная часть S=9600 кв. км    | 70  | 320       | 3560      | 7              | 34        | 370       |
| Северная часть S=4800 кв. км | 50  | 330       | —         | 10             | 69        | —         |

Данные таблицы показывают, что периоды повторения 7-балльных землетрясений в северной части в 3,1 раза больше, чем во всей области в целом и в 2,0 раза больше, чем в южной части области. Период же повторения 8-балльных землетрясений во всей области в целом и в южной части практически совпадают—370 лет. В северной части 8-балльные землетрясения отсутствуют, повторяемость здесь практически равна бесконечности. Как видим, по такому важному показателю, как период повторения сильных и разрушительных землетрясений, северная и южная части исследуемой территории резко отличаются друг от друга.

Перейдем к описанию общих и частных закономерностей сейсмичности Большого Ереванского района в целом и его северной и южной частей.

Приведенные выше фактические данные показывают, что в исследуемой области за последние одиннадцать веков неоднократно имели место сильные, а порою и разрушительные землетрясения. Интенсивность (балльность) этих землетрясений нами уточнена и отнесена к определенным грунтовым условиям—суглинисто-супесчаным и крупноблочным современным отложениям.

Уточнение интенсивности и местоположения эпицентров основных землетрясений произведено на основе анализа всего имеющегося исторического, этнографического, искусствоведческого и археологического материала и дополнительно путем обследования с инженерно-геологической точки зрения древних сооружений и территорий населенных пунктов эпицентральных областей (землетрясения 1679 и 1827 гг.); сопоставления макросейсмического материала, проведенного ранее обследования с инженерно-геологическими особенностями эпицентральной зоны (землетрясения 1937, 1949 гг. и др.); критического инженерного анализа собранного макросейсмического материала с учетом качества массовых сельских построек (землетрясения 1869, 1910, 1840 гг., двинские землетрясения 851—893 гг. и др.).

В результате анализа имеющегося фактического материала мы приходим, в частности, к заключению, что при местных сильных землетрясениях в сейсмическом спектре в скальных породах существовали весьма жесткие компоненты, высокие частоты порядка 10—20 герц, оказавшиеся губительными для весьма жестких древних сооружений примерно с такими же частотами свободных колебаний.

Теоретическое истолкование подобного явления было дано в свое время А. Г. Назаровым (1939).

Анализ макросейсмической карты Большого Ереванского района (фиг. 39) показывает, что северная и южная части исследуемой области существенно отличаются количеством и интенсивностью происшедших там землетрясений за время с 851 по 1962 гг., т. е. более чем за 1100 лет.

В южной части исследуемой территории, южнее широты поселков Аштарак, Арзни, явно преобладают сильные землетрясения вообще, и разрушительные в частности. Это наглядно видно из количественных данных, приведенных в табл. 42.

Таблица 42

Количественные данные сейсмичности Большого Ереванского района

| Общее количество землетрясений | Энергия землетрясений в очаге, Е дж. |                  |                  |                  |                 |                 | Коэффициент сейсмичности по Топерцеру (1953) |
|--------------------------------|--------------------------------------|------------------|------------------|------------------|-----------------|-----------------|--|
|                                | 10 <sup>13</sup>                     | 10 <sup>12</sup> | 10 <sup>11</sup> | 10 <sup>10</sup> | 10 <sup>9</sup> | 10 <sup>8</sup> |  |
| Южная часть                    | 3                                    | 12               | 17               | 40               | 10              | 19              | 4,00   |
| Северная часть                 | —                                    | 2                | 12               | 10               | 9               | 17              | 2,50   |
| Вся область                    | 3                                    | 14               | 29               | 50               | 29              | 36              | 3,92   |

Примечание: Для слабых землетрясений с  $E=10^9-10^8$  джоуль использованы результаты инструментальных наблюдений региональных сейсмических станций за время 1932—1960 гг. без учета повторных толчков. Для остальных энергетических классов количество землетрясений подсчитано с учетом повторных толчков.

Здесь сделана попытка оценить относительную сейсмичность выделенных зон, определив для них коэффициент сейсмичности по Топерцеру (1953), согласно которому коэффициент ( $\sigma$ ) представляет логарифм величины:

$$C = \frac{\Sigma E_k}{St} \frac{\text{эрг}}{M^2_{\text{час}}}, \quad (13)$$

где  $\Sigma E_k$  — сумма энергии всех землетрясений, имевших место в данном районе за время наблюдения,  $S$  — площадь района в км<sup>2</sup>,  $t$  — время наблюдения в часах.

Конечно,  $(\sigma)$  является хотя и интегральной, но отнюдь не универсальной величиной, поскольку каждое новое сильное землетрясение приводит к изменению ее величины (Ризниченко, 1958). Кроме того, в абсолютном значении этой величины большой вес имеют, конечно, землетрясения с большой энергией, хотя они обычно малочисленны. Тем не менее, величины  $(\sigma)$  могут характеризовать относительную сейсмичность отдельных районов, хотя бы для того среднего сейсмического режима, который имел место за время 851—1962 гг.

Следуя В. И. Бунэ (1956), формулу (13) можно записать в следующем видоизмененном виде:

$$\sigma = \lg C = \lg \frac{1}{S} \Sigma \frac{E_i}{T_i}, \quad (14)$$

где  $\Sigma \frac{E_i}{T_i}$  — сумма энергии определенного класса, имевшей место в данном районе за период наблюдения.

Для большей достоверности мы подсчитали значения  $\sigma$  лишь для ощущенных землетрясений, имевших место в нашем районе ( $E=10^{10}$ — $10^{13}$  джоуль), поскольку они составляют преобладающую часть выделенной энергии. Полученные результаты сведены в последнюю графу табл. 42.

Анализ данных этой таблицы, а также карты эпицентров ощущенных землетрясений (фиг. 39) показывают, что южная и северная части исследуемой территории, разграничивающиеся приблизительно широтой поселков Аштарак—Арзни, существенно отличаются степенью сейсмоактивности, проявленной на этой территории в течение более тысячи с лишним лет. На юге, в пределах Среднеараксинской депрессии и примыкающих частей, имели место 4 землетрясения 8-балльной интенсивности\* с энергией в очаге  $E=10^{13}$  джоуль, 12 землетрясений 7-балльной интенсивности с  $E=10^{12}$  джоуль, 17 землетрясений 5—6-балльной интенсивности. На севере же 8-балльные землетрясения не известны вовсе, 7-балльных было всего 2, 5—6-балльных—10. Указанное отличие северной и южной частей подтверждается и коэффициентами сейсмичности Топерцера  $\sigma$ . Как видно из табл. 42, его значение (приведенное к площади) для южной части района в 1,6 раза больше значения, полученного для северной части, и даже несколько больше по отношению к значению  $\sigma$  для всего района в целом.

Рассмотрение макросейсмической карты (фиг. 39) показывает, что намечается некоторое линейное расположение эпицентров землетрясений в определенных направлениях. Можно подметить по крайней мере 4—5 такие полосы, в которые укладывается значительное число эпицентров землетрясений. Одна из полос наблюдается западнее гор. Еревана вдоль меридиана  $44^{\circ}3'$ , вторая начинается у г. Арарат на юго-западе и упирается в оз. Севан на северо-востоке. Ширина первой полосы составляет 24 км, второй—18 км. На карте эпицентров слабых землетрясений подобного четко вытянутого линейного расположения не наблюдается. Возможно, сказываются большие погрешности в точности инструментального определения эпицентров.

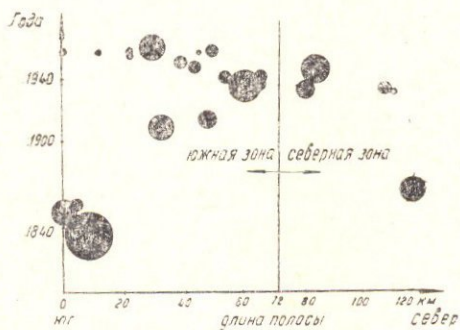
Для указанных двух полос, следуя Ю. В. Ризниченко (1958), мы

\* Четвертым можно считать Игдырское землетрясение 1962 г. интенсивностью в эпицентре в 7—8 баллов.

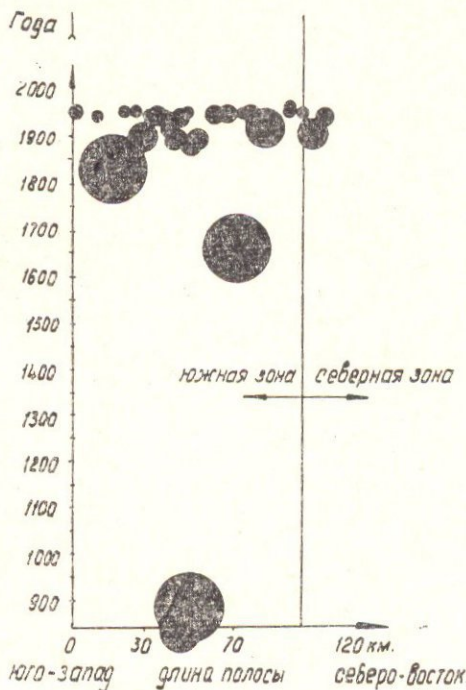
построили графики, изображающие энергию землетрясений на плоскости пространство—время ( $x, t$ ). Ось абсциссов совмещена с центральной осью этих полос, ось ординат показывает время, разделенное на равные отрезки (столетия, десятилетия, годы). Построенные графики изображены на фиг. 42, 43. В плоскости чертежа вертикальной сплошной линией разделены северная и южная части исследуемой области. Энергия землетрясений на графиках показана диаметром кружков. Минимальная энергия равна здесь  $10^8$  джоуль\*, максимальная  $10^{13}$  джоуль.

Первая, меридиональная полоса, пересекает как южную, так и северную части территории Большого Ереванского района, вторая же—диагональная—лишь слегка захватывает юго-восточную окраину северной части. На графиках, как видим, не наблюдается какого-либо закономерного размещения эпицентров слабых землетрясений по сравнению с крупными землетрясениями\*\*. Однако на обоих графиках (фиг. 42, 43) наглядно видно, что южная часть Большого Ереванского района по сравнению с северной имеет вдоль выделенных узких полос более высокую сейсмоактивность как по интенсивности наблюдаемых землетрясений, так и по частоте случаев.

Рассмотрение той же макросейсмической карты показывает (фиг. 39), что наблюдаются и другие полосы линейно вытянутых зон эпицентров землетрясений, имеющие общекавказское направление, хотя и менее четко выраженные по сравнению с поперечными. На карте оговорены три такие полосы. Первая проходит по юго-западной окраине Большого Ереванского района, охватив эпицентры араратских землетрясений 1840 и 1846 гг., Игдырского 1962 г. и эпицентр 6—7-балльного



Фиг. 42. График распределения землетрясений в пространстве и во времени субмеридиональной полосы линейно вытянутых эпицентров Большого Ереванского района.



Фиг. 43. График распределения землетрясений в пространстве и во времени антикавказской полосы 2 линейно вытянутых эпицентров Большого Ереванского района (фиг. 39).

\* Землетрясения с энергией  $E=10^8-10^9$  джоуль относятся лишь ко времени 1932—1960 гг.

\*\* Последующие же толчки мы не наносили на график.

землетрясения 1871 г. у г. Гюллиджа на юго-западе вне нашей территории (в Западной Армении). Вторая, приблизительно параллельная первой, проходит по центру южной части исследованной территории от эпицентра 8-балльного Дигорского землетрясения 1935 года на северо-западе до эпицентров Двинско-Арташатской группы землетрясений на юго-востоке. Третья полоса того же направления намечается на северо-восточной окраине планшета, в пределах северной части Большого Ереванского района. Она охватывает эпицентры Джамушлинского (гора Алагяз), цахкадзор-севанских и камоских землетрясений.

Названные полосы эпицентральных зон землетрясений показаны на карте Большого Ереванского района (фиг. 39). Здесь же нанесены границы участков, для которых нами составлены крупномасштабные карты микросейсмрайонирования с предварительным уточнением исходной сейсмической балльности. Проведена также граница 7- и 8-балльных зон по действующей карте сейсмрайонирования СССР (СНиП П-А.12—62).

Намечается вполне определенная связь выявленных эпицентральных зон землетрясений с геолого-тектоническим строением отдельных районов рассматриваемой территории. Из детального анализа сейсмического режима Большого Ереванского района можно сделать следующие выводы.

1. Анализ историко-археологических данных, касающихся древних сооружений, и обследование состояния древних сооружений с одновременным изучением инженерно-геологических условий мест их расположения являются рациональным методом уточнения интенсивности сильных и разрушительных землетрясений прошлого, с привязкой этой интенсивности к определенным грунтовым условиям местности и типам сооружений.

2. Путем проведения экспериментальных работ по натурным измерениям динамических характеристик церквей Кечарисского монастыря, расположенных в плейстосейстовой области Цахкадзорского землетрясения 1827 года, а также осуществления их расчета на сейсмостойкость было выяснено, что характер воздействия местных (близких) сильных землетрясений в эпицентральной зоне существенным образом зависит от сочетания жесткости (период свободных колебаний, декремент затухания) древнего сооружения и основания, на котором возведено сооружение (Пирузян, 1966а, 1967).

3. Интенсивность Ереванского землетрясения 1679 года достигала 7—8 баллов на пролювиальных отложениях (участки церквей Погос-Петроса, Катогике, Двухпрестольная) и для сооружений средней жесткости ( $T=0,2-0,4$  сек).

4. Интенсивность Цахкадзорского (Дарачичакского) землетрясения 1827 года не превышала 6—7 баллов для средних грунтовых условий и обычных гражданских построек. На этой основе была уточнена исходная балльность Разданского района Армянской ССР.

5. С достаточной для практики точностью исходная балльность для Приереванского района определена в 8 баллов на пролювиальных отложениях конуса выноса р. Гедар, заполнивших центр котловины, занятой современным городом Ереван.

6. На макросейсмической карте Большого Ереванского района выявляется несколько полос линейно вытянутых эпицентральных зон сильных и разрушительных землетрясений трех разных направлений— меридионального, антикавказского и общекавказского (3 полосы). Полосы № 1, 2, 3 и 4 (см. фиг. 39), располагающиеся в пределах южной

части исследуемого района, охватывают эпицентры всех 7- и 8-балльных и множества более слабых землетрясений. На месте скрещивания двух общекавказских (№ 3, 4) с меридиональной (№ 1) и антикавказской полосами (№ 2) к югу и юго-востоку от г. Еревана наблюдается особенно большое скопление эпицентров сильных и разрушительных землетрясений.

Этот очаговый узел, по-видимому, можно считать потенциально наиболее опасным для столицы республики и его окрестностей в смысле будущих сейсмических проявлений.

7. Указанными полосами линейного расположения эпицентров территория Большого Ереванского района разбивается на разновеликие блоки различной степени сейсмичности. При этом источниками значительных сейсмоявлений, как правило, служат выделенные линейные полосы (те или иные точки внутри этих полос) или, согласно терминологии Г. А. Гамбурцева (1953), системы сейсмических швов.

8. Северная часть Большого Ереванского района (севернее широты Аштарак—Арзни) относительно менее сейсмоактивна, нежели южная часть. График повторяемости землетрясений для северной части дает загиб к энергии в очаге  $E=10^{12}$  джоуль (7 баллов), а для южной части—к энергии  $E=10^{13}$  джоуль (8 баллов). Это обстоятельство говорит, по-видимому, в пользу указанных возможных максимальных величин энергии (балльности) сотрясений для северной и южной зон района (Ризниченко, 1958).

В южной части района, по данным наблюдений за 1110 лет, произошло 3—4 8-балльных и несколько 7-балльных землетрясений, а в северной не произошло ни одного землетрясения интенсивностью, превышающей 6—7 баллов. Средний период повторения 7-балльных землетрясений для северной части равен примерно 70 годам, для южной части—примерно 30 годам. Период же повторения 8-балльных землетрясений для южной части и всего Большого Ереванского района в целом получился в среднем равным 370 годам.

9. На основании изложенного целесообразно при составлении новой карты сейсморайонирования включить северную часть Большого Ереванского района в 7-балльную зону, оставив южную часть в 8-балльной зоне (фиг. 39), проведя границу зон приблизительно по широте Аштарак—Арзни.

10. Изложенный здесь метод уточнения интенсивности землетрясений прошлого и, на этой основе, исходной сейсмической балльности, отнесенной к определенным грунтовым условиям и типам сооружений, можно применять при составлении крупномасштабных детальных карт сейсморайонирования больших сейсмоактивных областей, например территории Армянской ССР и других республик Закавказья.

## 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИСТОЛКОВАНИЕ СЕЙСМОАКТИВНОСТИ (СЕЙСМОТЕКТОНИКА)

Прежде чем перейти к краткому изложению геолого-тектонического строения интересующей нас части Антикавказа\* и попытаться выяснить связь между ним и сейсмоактивностью, считаем необходимым подчеркнуть следующее.

Сейсмоактивность какой-либо территории в практической значимости этого термина означает то количество (частота случаев) и интенсивность землетрясений, которые происходили на данной площади и

\* По терминологии Л. А. Варданянца (1948) и А. А. Габриеляна (1961).

были зафиксированы разрушительными последствиями, ощущением населения или сейсмическими станциями. Следовательно, она характеризуется промежутком времени, исчисляющимся в лучшем случае несколькими столетиями.

Сейсмоактивность отдельных регионов непосредственно и тесно связана с современными тектоническими движениями земной коры.

Современная сейсмическая активность может быть связана с древними (допалеогеновыми) деформационными структурами лишь в тех случаях, когда план новейших и современных движений непосредственно наследует план древних деформаций. Это относится, в частности, к дизъюнктивным нарушениям, в особенности региональным глубинным разломам, которые, будучи заложенными в ранние геологические эры, могут быть омоложены тектоническими движениями последующего времени и, следовательно, могут действовать более или менее активно и в наше время, вызывая землетрясения различной интенсивности.

В последние годы было издано несколько работ, посвященных изучению связи неотектоники с сейсмичностью различных сейсмоактивных областей (Габриелян, 1963; Гзовский, 1963; Горячев, 1960; Панасенко, 1960; Пирузян, 1965; Рустанович, Растворова, 1959). Авторы этих работ рассматривали отдельные стороны подобных связей и устанавливали некоторые частные геологические критерии сейсмичности для тех или иных сейсмоактивных областей, изученных ими.

Выше были освещены результаты исследований по сейсмоактивности Большого Ереванского района, основанные на сейсмостатистических и инженерно-сейсмологических данных. Мы приводили доказательства значительно большей сейсмоактивности южной части района (по частоте случаев и интенсивности землетрясений) по отношению к северной. Было показано также наличие линейно вытянутых эпицентральных зон землетрясений трех основных направлений.

Из приведенных материалов следует, что достаточной для практики представительностью и точностью обладают сейсмостатистические данные, относящиеся к сильным и разрушительным землетрясениям за время от 200 до 1000 лет.

По ряду известных причин\* не представляется возможным привлечь статистику по слабым землетрясениям (охватывающим промежуток времени порядка 25—30 лет) для сопоставления местоположений их эпицентров со структурами района, т. е. для целей сеймотектоники. Поэтому при наших сеймотектонических построениях, излагаемых ниже, мы опирались, в основном, на статистику землетрясений интенсивностью от 5 до 8 баллов.

Методика поставленных сеймотектонических исследований заключалась в следующем.

1. Поскольку можно считать установленным, что землетрясения в общем связаны с разломами того или иного типа (сейсмические швы по Гамбурцеву, 1953, сейсмогенные зоны по Губину, 1961), то в первую очередь сопоставлялись имеющиеся для изучаемого района материалы о разломной тектонике с сейсмостатистическими данными.

2. Для выяснения причин различной сейсмоактивности дизъюнктивных нарушений имеющиеся макросейсмические данные сопоставля-

\* Имеются весьма большие погрешности в определении глубины очага, энергии и координат эпицентров слабых землетрясений Армянского нагорья. Например, точность определения эпицентров для большинства слабых землетрясений составляет  $\pm 50$  км (класс Б), для некоторой части —  $\pm 25$  км (класс А).



лись с данными о новейших и современных тектонических движениях земной коры в пределах изучаемой области.

3. Интенсивность и дифференцированность новейших и современных движений сопоставлялись с данными о степени консолидации складчатого фундамента различных частей изучаемой области. С этой целью привлекаются схемы тектонического районирования возможно крупного масштаба, построенные на принципах, отвечающих требованию поставленной задачи.

В соответствии с указанной методикой были составлены три сейсмотектонические схемы для территории Большого Ереванского района масштаба 1 : 500000.

На первой схеме совмещены описанная выше макросейсмическая карта Большого Ереванского района и схема дизъюнктивных нарушений, составленная нами по материалам А. Т. Асланяна (1958), А. А. Габриеляна (1961, 1963), Е. Е. Милановского (1962) и др. Эта схема представлена на фиг. 44.

На схеме дизъюнктивные нарушения, глубинные и поверхностные, региональные и местные разломы и флексуры создают довольно пеструю картину. Они подробно описаны в трудах названных авторов.

Две зоны разломов проведены нами предположительно по сейсмическим данным по оси двух линейно вытянутых эпицентральных зон меридионального и антикавказского направлений (фиг. 39).

На них насажены довольно точно определенные эпицентры сильных и разрушительных землетрясений. Последние убедительны статистически, поскольку характеризуют сейсмические проявления за большой промежуток времени (более тысячи лет).

Выделение разломов вдоль указанных поперечных линий оправдано общепризнанным положением о том, что землетрясения есть результат внезапного разрушения сплошности земной коры по определенным ослабленным зонам (разломам) или «вспаривания спаек сейсмических швов» (Гамбургцев, 1953).

Какие имеются другие доказательства существования этих разломов?

Разлом антикавказского направления (на фиг. 44 помечен буквой Б)\* в своей средней части, приблизительно от с. Геташен до оз. Акналич, зафиксирован геологическими и геофизическими данными преимущественно по долине р. Азат (Асланян, 1958, Габриелян, 1963). Нами он протягивается к юго-западу через сс. В. Двин и Арташат до г. Арарат и к северо-востоку до западного побережья оз. Севан, вдоль указанной выше зоны (Пирузян, 1969) линейного расположения эпицентров землетрясений антикавказского направления. Отсутствие геологических данных для указанных конечных частей этого разлома объясняется тем обстоятельством, что на северо-востоке структуры покрыты мощным плащом молодых вулканических излияний, а на юго-западе не менее мощными неоген-антропогенными наносными образованиями Среднеараксинской котловины. Для юго-западного продолжения этого дизъюнктивного нарушения (в пределах Союза ССР) имеется и геофизическое обоснование. По данным Ш. С. Оганисяна, в районе Двин—Арташат—Хор Вираб высокий градиент убывания силы тяжести (3 мгл/км) указывает на относительно крутое погружение поверхности

\* На фиг. 44 разломы кавказского и субширотного направления помечены буквами русского алфавита у их западных оконечностей. Разломы же субмеридионального или антикавказского направления помечены у северного или восточного их концов.

палеозойско-докембрийского фундамента с увеличением мощности третичных и четвертичных отложений (доходящей до 4000 м).

Такое же крутое погружение подтверждается повышением интенсивности поля  $Z_0$  на этом участке (Акопян, 1960). Это обстоятельство, по мнению Ш. С. Оганисяна, свидетельствует о наличии дизъюнктивно-го нарушения сбросового типа. Этот разлом мы называем Севан-Арагатским.

Разлом меридионального направления (на фиг. 44 помечен буквой А), протягиваемый нами от г. Арагат на юге до северо-восточных отрогов г. Арагац на севере (гор. Спитак), до настоящего времени геологической съемкой не установлен. Возможно, он не пересекает дневную поверхность по этой линии, а сечет более глубокие структуры, покрытые сверху молодыми лавами и другими отложениями. Спитак-Арагатский разлом приблизительно проходит по оси зоны (1) линейно вытянутых эпицентров с севера на юг в 12—13 км к западу от гор. Еревана.

На карте минеральных источников Арм. ССР (Демехин, 1958) в пределах нашего планшета довольно четко выделяется цепочка минеральных источников, вытянутая в меридиональном направлении в 4—5 км к востоку от гор. Еревана по ущелью р. Раздана и далее к югу до поселка Арагат.

Известна четкая генетическая связь минеральных источников с тектоническими трещинами. Наличие же углекислых источников указывает на глубинный характер разлома\*. Некоторое параллельное смещение (15—18 км) к востоку на плане цепочки минеральных источников по отношению к оси зоны разлома А является, вероятно, следствием наклона к востоку плоскости разлома. Эпицентры значительных землетрясений на поверхности земли отображают подвижки по разлому в недрах земли, между тем как минеральные источники связаны с «верхним краем» разлома, с его пересечением с дневной поверхностью. По видимому р. Раздан здесь протекает по зоне указанного разлома.

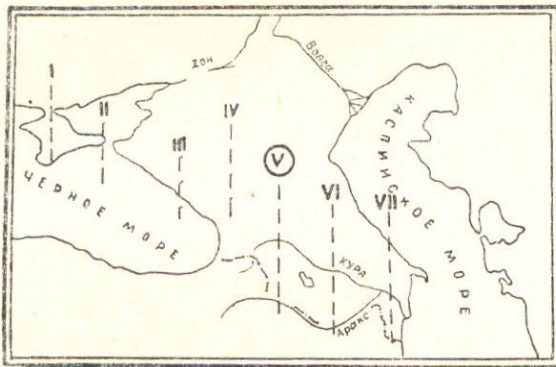
Согласно приближенным расчетам наклон плоскости Спитак-Арагатского разлома к горизонту составляет около  $50^{\circ}$ — $60^{\circ}$ . На карте-врезке минеральных источников наблюдается и вторая цепочка источников антикавказского направления (менее четко выраженная) вдоль выделенного нами Севан-Арагатского разлома северо-восточного направления.

В последние годы в работах ряда исследователей подчеркивается мысль о важном значении структур антикавказского и поперечного направлений в истории развития Кавказа (Белоусов и др., 1952; Габриелян, 1956; Кашкай и Тамразян, 1956; Рубинштейн, 1956; Хаин, 1949). Например, по данным М. М. Рубинштейна (1956), на Ахалкалакском нагорье наблюдается четкая корреляция эпицентров разрушительных и слабых землетрясений (в том числе и многочисленных повторных толчков разрушительного Табацкурского землетрясения 1940 г.) с двумя субмеридиональными (поперечными) зонами разломов, протягивающихся по гребням Кечутского и Джавахетского хребтов. При этом, эти разломы не секут поверхность земли. Здесь на поверхности земли закартированы кулисообразно расположенные антиклинальные складки. Ранее к подобному заключению приходила И. В. Кириллова (1952). Аналогичная закономерность установлена в центральной части и на

\* Это один из критериев выделения глубинных разломов, согласно А. Т. Аслаяну (1958).

юго-восточном погружении Большого Кавказа в результате сейсмических экспедиционных работ в 50-х годах (Белоусов, 1952). М. А. Кашкай и Г. П. Тамразян, на основе имеющихся в их распоряжении фактических данных, указывают, что в строении всего Кавказа в целом, наряду с локальными поперечными дислокациями, выявляются также и региональные поперечные дислокации, прослеживающиеся и в прилегающих областях (Кашкай, Тамразян, 1956).

В Крымско-Кавказской провинции авторы выделяют семь региональных поперечных структурных поднятий, пересекающих эту область в меридиональном направлении приблизительно через каждые 120—150 км. Некоторые из этих поднятий, по их данным, выражены более резко, другие менее отчетливо и выявляются по некоторым косвенным данным. Одно из этих поперечных поднятий, так называемое Казбек-Аrarатское поднятие, в пределах нашего планшета с достаточной точностью совпадает с выявленной нами зоной Спитак-Аrarатского меридионального нарушения. На фиг. 45, позаимствованной нами из



Фиг. 45. Схема Антикавказских дислокаций на Кавказе по Кашкаю и Тамразяну, 1956 г. Кружком помечено Казбек-Аrarатское меридиональное поднятие.

работы названных авторов, под номером V показано упомянутое Казбек-Аrarатское поперечное поднятие. О наличии региональной сеймотектонической зоны меридионального направления по линии Казбек—Тбилиси—Аrarат свидетельствует и работа азербайджанских тектонистов (Агабеков, Ахмедбейли, 1957). Значительная роль поперечных поднятий в тектоническом строении Турции и Ирана подчеркивается в работах Парезжаса (1940), Шредера (1944), Фюрона (1955). По данным И. В. Кирилловой (1960), выявляющиеся по макросейсмическим данным Кавказа и сопредельных территорий субмеридиональные сеймотектонические зоны представляют собой поперечные тектонические поднятия. О существовании меридиональных и антикавказских разломов в пределах Большого Ереванского района свидетельствуют также данные об одновременных сотрясениях значительной интенсивности в пунктах, расположенных порою на больших расстояниях вдоль этих разломов (Пирузян, 1966в).

Таковы косвенные доказательства существования выделенных нами поперечных дизъюнктивных нарушений (или зон разломов)—Спитак-Аrarатского и Севан-Аrarатского.

Как видно из фиг. 44, эпицентры преобладающего большинства значительных землетрясений территориально тяготеют к линиям разло-

мов, как вышеописанных поперечных, так и простирающихся в общекавказском направлении.

С Араратским глубинным разломом общекавказского направления (Асланян, 1955), проходящим по юго-западному углу исследуемой территории (разлом В на фиг. 44), связаны очаги 8- и 6-балльных Араратских землетрясений (1840, 1846 гг.), 7—8-балльного Игдырского землетрясения (1962 г.), 6—7-балльного Гюлладжинского землетрясения (1871 г.).

С Ереванским глубинным разломом того же направления (Асланян, 1957) связаны очаги Двин-Арташатской группы землетрясений (одно 8-балльное, четыре 7-балльных, два 6-балльных, несколько 4—5-балльных и более слабые), 7-балльного Ереванского землетрясения 1937 г., Талинской группы землетрясений (одно 6-балльное и несколько 4—5-балльных), и к западу, вне планшета,—Дигорской группы землетрясений (одно 8-балльное, два 5—6-балльных). Еще западнее этот разлом вместе с Араратским разломом сочленяется с зоной Северо-Анатолийского регионального широтного разлома, известного источника огромного количества высокбалльных землетрясений центральной и восточной Анатолии (Асланян, 1958; Кириллова, 1960; Рихтер, 1952; Фюрон, 1955). На фиг. 46 представлена схема Северо-Анатолийского и Ереванского глубинных разломов и связанных с их зонами разрушительных землетрясений. Схема составлена на основе указанных литературных источников.



Фиг. 46. Схема Северо-Анатолийского и Ереванского глубинного разломов и связанных с ними эпицентров разрушительных землетрясений. 1—эпицентры землетрясений; 2—разломы.

С Анкаван-Сюникским глубинным разломом того же направления (Габриелян, 1959) связаны очаги немногочисленных землетрясений относительно небольшой интенсивности, а именно: 6- и 5-балльных Камоских землетрясений, 6—7-балльного Цахкадзорского землетрясения, 6—7- и 4—5-балльных Алагезских (Джамишлинских) землетрясений.

С поперечными Спитак-Арагатским и Севан-Арагатским разломами связаны многочисленные сильные и разрушительные землетрясения, более интенсивные в южной части исследуемого района (Пирузян, 1965). С первым из них, меридионального направления, связаны очаги (с юга на север): арагатских—1840 и 1846 гг. (8 и 6 баллов). Ереванского 1910 года (6—7 баллов), Ереванского 1937 года (7 баллов), Бюраканского 1949 года (7 баллов), джамушлинских 1869 и 1935 гг. (6—7 и 5 баллов) и несколько 4—5-балльных землетрясений. К южному продолжению зоны этого разлома, вне Большого Ереванского района, территориально тяготеют эпицентры землетрясений у г. Баязета (1841 г. 6—7 баллов, 1852 г. 5 баллов). Далее она протягивается по водоразделу озер Ван и Урмия вдоль Курдистанского хребта (разрушительное землетрясение у г. Маку 1696 г. в Иране, землетрясения 1930, 1945 гг. в Турции и др.). К северу эта зона разлома протягивается через Калинино, Спитакский, Степанаванский районы Армянской ССР, Дманисский, Болнисский районы Грузинской ССР (4, 5 и 6-балльные землетрясения), далее сочленяется с меридиональными разломами южной Грузии и восточной окраины Ахалкалакского нагорья (Рубинштейн, 1956, 1960) и продолжается дальше к северу вплоть до г. Казбек, охватив эпицентральные зоны 6- и 7-балльных землетрясений: Гудамакарского 1947 года, Мтатусетского 1951 года, Дарьяльского 1915 года и др.

Со вторым разломом северо-восточного простирания, в пределах Большого Ереванского района связаны очаги следующих землетрясений: камоских (6 и 5 баллов), Акналичского 1932 года (7 баллов), Ереванского 1679 года (8 баллов), Двин-Арташатской группы (одно в 8 баллов, четыре в 7 баллов, два в 6 баллов и др.), арагатских (8 и 6 баллов) и, возможно, также игдырских землетрясений (7—8 и 6 баллов). Эта зона разлома протягивается, по-видимому, далеко за пределы Большого Ереванского района. На северо-восточном своем продолжении она охватывает эпицентральные области многочисленных 5, 6 и 6—7-балльных землетрясений в районе городов Кедабек, Шамхор, Закаталы Азербайджанской ССР и ряд землетрясений в Дагестанской АССР, в том числе Дагестанское землетрясение 1948 г. На юго-западном продолжении этой зоны расположены эпицентры ряда разрушительных землетрясений, происшедших за последние десятилетия в Курдистане (например, в 1941 и 1946 гг.), а в историческом прошлом— Западной Армении (у городов Арчеш 1281 г., 1715 г.; Хлат 1246, 1261, 1441\* гг.; Битлис 1696, 1704 гг.; Ван 1648, 1669, 1685, 1881 гг. и т. д.).

Из изложенного становится ясным, что почти все сильные и разрушительные землетрясения связаны с перечисленными пятью главными зонами разломов трех направлений—общекавказского (буквы В, Г, Д на карте), меридионального (буква А на карте) и антикавказского (буква Б на карте). Указанные разломы мы причисляем, в смысле их сейсмогенетичности, к первой категории. Все они, по-видимому, являются глубинными. С остальными разломами и флексурами, причисляемыми нами ко второй категории\*\*, частично связаны лишь несколько 4—5-балльных землетрясений или, возможно, более слабые, к сожалению, по настоящее время в пределах нашего планшета с достаточной полнотой не фиксируемые.

\* Землетрясение 1441 г. у гор. Хлата сопровождалось извержением вулкана г. Немрут.

\*\* Разломы и флексуры второй категории на фиг. 44 отмечены построчными буквами русского алфавита.

С этой точки зрения несколько особняком стоит вопрос относительно Транскавказского меридионального поднятия (разлома), выделенного В. Е. Ханном (1949) и А. А. Габриеляном (1961). Как видим на фиг. 44 (буква Ж), с ним в пределах Большого Ереванского района не связаны очаги сильных и разрушительных землетрясений.

Из приведенного перечня значительных землетрясений, связанных с теми или иными разломами первой категории, становится также ясным, что наибольшее скопление эпицентров сильных и разрушительных землетрясений приурочено к местам пересечения разломов различных направлений. На схеме (фиг. 44) выделяется несколько таких узлов, контролирующих места частого возникновения сильных и разрушительных землетрясений.

Наиболее ярко проявленный узел подобного рода расположен к юг—юго-западу от г. Еревана, где пересекаются четыре региональных разлома—два общекавказского направления (Арабатский и Ереванский глубинные разломы), одно меридионального (Спитак-Арабатский разлом) и одно северо-восточного (Севан-Арабатский разлом) направлений. С этим узлом (если несколько расширить его границы, учитывая точность определения эпицентров и самих разломов) связаны очаги многочисленных сильных и разрушительных землетрясений, как-то: двинских 851—893 гг. (одно 8-балльное, четыре 7-балльных), араратских 1840—1946 гг. (8 и 6-балльные), игдырских 1916 г. (6-балльное) и 1962 г. (7—8-балльное), ереванских 1910 г. (6—7-балльное) и 1937 г. (7-балльное), несколько 4—5 и 5—6-балльных и более слабых. Этот узел является опасным источником сейсмической угрозы для г. Еревана и ближайших населенных пунктов и в будущем.

Таким образом, выявляется тесная генетическая связь значительных землетрясений с глубинными разломами (первая категория). Одновременно выяснилось, что более активны в сейсмическом отношении (многочисленные 8 и 7-балльные и более слабые землетрясения) разломы, расположенные в южной части Большого Ереванского района (разломы Б, В, Г и южная половина разлома А).

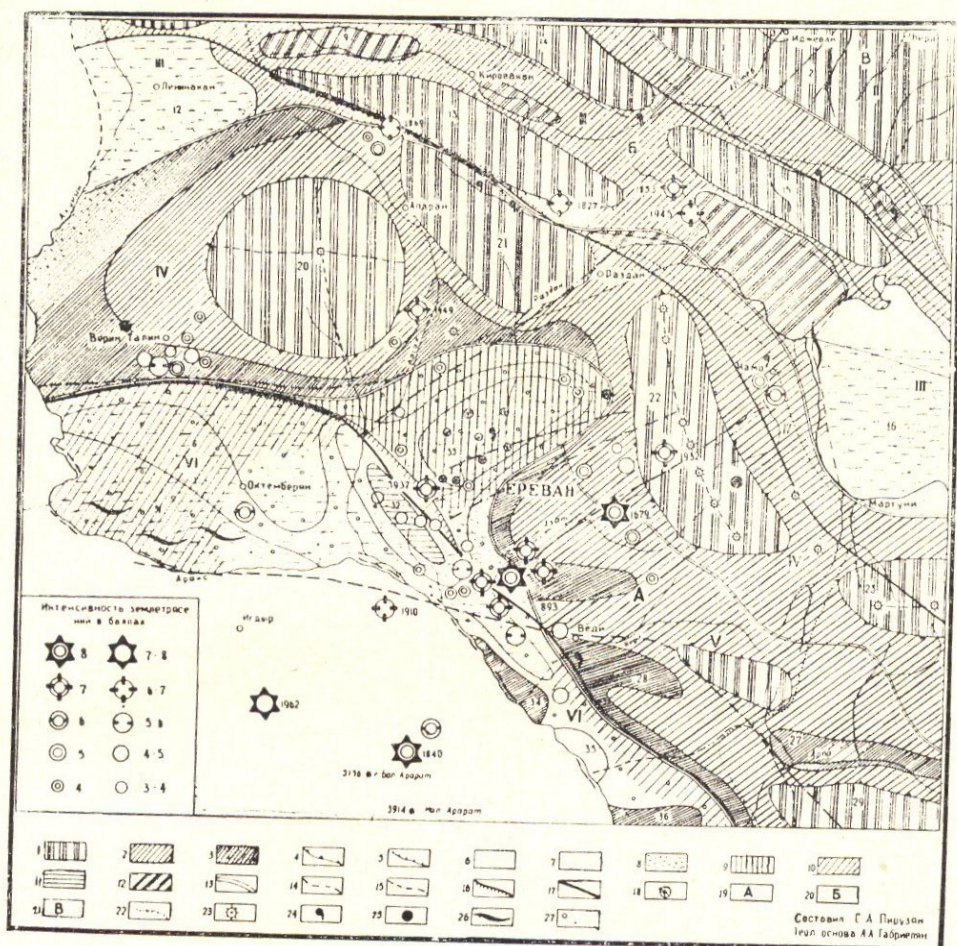
Для объяснения различной степени сейсмичности южной и северной частей Большого Ереванского района мы составили, согласно указанной выше программе исследований, вторую сеймотектоническую схему (фиг. 47). Она представляет выкопировку из схемы новейшей тектоники Армянской ССР А. А. Габриеляна (1963)\*, с нанесенными на ней уточненными эпицентрами землетрясений Большого Ереванского района интенсивностью от 3—4 до 8 баллов.

Как видно из фиг. 47, южная часть Большого Ереванского района, где расположены эпицентры всех 8-балльных землетрясений и имеется большое скопление эпицентров 6—7-балльных и более слабых землетрясений, находится в пределах Среднеараксинской зоны прогибания (система унаследованных от олигоцена и миоцена и наложенных плиоцен-антропогеновых прогибов и поперечных поднятий) и частично захватывает северо-западную оконечность Арпа-Воротанской зоны дифференциальных поднятий и опусканий, унаследованных от палеогена.

Согласно той же схеме, северная часть Большого Ереванского района, менее сейсмоактивная по макросейсмическим данным, охватывает северо-западную часть неовулканической зоны Антикавказа

\* Ей в основных чертах соответствует и схема неотектоники Е. Е. Милановского (1962).

и маленький участок Севано-Акеринской (Центральной) зоны в северо-восточном углу нашего планшета. По схеме Е. Е. Милановского (1962), эта часть территории Большого Ереванского района входит в состав единой неотектонической зоны плиоцено-антропогенных вулканических



Фиг. 47. Схема сопоставления новейшей тектоники (по А. А. Габриеляну 1963) и сейсмоактивности (по автору) Большого Ереванского района.  
(легенда по неотектонике приведена в указанной работе Габриеляна)

щитов и сводов Армянского вулканического нагорья с интенсивными поднятиями, частично унаследованными от мезозоя и палеогена.

Названные неотектонические зоны, составляющие северную и южную части Большого Ереванского района, отличаются следующими характерными чертами. На общем фоне сводово-глыбового поднятия территории Армянского нагорья между Курой и Араксом, начавшегося с конца мезозойской эры (Паффенгольц, 1946), общее поднятие в пределах всей Армении в неоген-антропогенное время происходило в виде резко выраженного дифференцированного поднятия и опускания с различной степенью интенсивности в отдельных ее частях (Милановский, 1962; Габриелян, 1963).

Максимальные поднятия (от 2,0 до 3,0 км) имели место на Арагацском, Цахкуняцском и Гегамском поднятиях, в северной части Большо-

го Ереванского района и в ряде других мест вне изучаемой области. В пределах же южной и юго-западной частей Большого Ереванского района наблюдаются лишь относительно небольшие амплитуды абсолютных поднятий (не более 0,5—1,5 км). К ним относятся поднятия Волчьих ворот, Араратское, Шагапское и др. Аналогичная картина наблюдается и при сравнении абсолютных амплитуд опусканий в указанных частях исследуемой области, а также вне ее пределов. Однако, если рассмотреть с точки зрения относительных поднятий и опусканий соседних неотектонических структур, т. е. изменения знака вертикальных движений на небольших пространствах за короткое время, то можно заметить, что градиент движений является наибольшим в Среднеараксинской зоне прогибания и в некоторой части Арпа-Воротанской зоны дифференциальных поднятий и опусканий\*, т. е. в пределах южной и юго-западной части Большого Ереванского района. Здесь изобилуют структуры (поднятия и опускания), которые изменяли знак вертикальных движений в течение неоген-антропогенного времени. Такими структурами являются, например, Нижнеахурянский, Ереванский прогибы и Нахичеванская впадина, поднятия Волчьих ворот, Паракар-Енгиджинское, Араратское, Карабахлярское поперечные поднятия и другие.

В пользу того, что вертикальные дифференцированные тектонические движения имели место в недавнем геологическом прошлом, говорят данные по соляной тектонике, ярко проявленной, например, в Ереванском бассейне и отчасти в Нахичеванской депрессии (Габриелян, 1959, 1962).

Здесь буровыми скважинами установлено, что все зафиксированные антиклинальные поднятия и соляные купола, с одной стороны, и брахисинклинальные и компенсационные депрессии, с другой, четко выражены в современном рельефе, соответственно в виде возвышенностей, низменностей и котловин. В строении этих положительных и отрицательных тектонических структур участвуют не только соленосные отложения среднего-верхнего миоцена, но и лавовые образования верхнеплиоценового возраста. Этот факт свидетельствует о том, что рост соляных куполов продолжался и после верхнего плиоцена, т. е. в антропогене. Во многих местах соляные купола осложнены молодыми сбросовыми нарушениями, также четко фиксированными в рельефе в виде вертикальных обрывов.

Таким образом, первым отличительным признаком южной (или юго-западной) части Большого Ереванского района, по сравнению с северной частью, является наличие резко контрастных новейших тектонических движений с большим вертикальным градиентом (как во времени, так и в пространстве), продолжающихся и в современную геологическую эпоху. Этот вывод подтверждается данными последней работы Н. В. Думитрашко и Д. А. Лиленберга (1963), посвященной современной тектонике Кавказа. На схеме современных тектонических движений масштаба 1 : 2500000 в пределах Малого Кавказа авторы выделяют Среднеараксинскую зону и примыкающую к ней узкую полосу территории, как область с наибольшей контрастностью современных тектонических движений. Эта область распространяется также на юго-восточное продолжение Большого Ереванского района.

Вторая характерная черта юг—юго-западной части Большого Ере-

\* Урц-Зангезурская зона интенсивных дифференцированных сводово-глыбовых поднятий по Е. Е. Милановскому (1962).

ванского района—это наличие наложенных структур, пликативных и дизъюнктивных, созданных новейшими и современными тектоническими движениями в направлении поперечном по отношению к дотретичным структурам фундамента. Такими наложенными структурами антикавказского направления является, например (фиг. 47), Ереванский прогиб, выполненный мощными отложениями неогена и палеогена, Шаганская синклиналь, поднятие «Волчьих ворот» и др. (Габриелян 1963; Милановский, 1962). Между тем в северной (или северо-восточной) части исследуемой области в новейшем плане преобладают структуры, в основном унаследованные от третичного периода.

Что же касается дизъюнктивных дислокаций меридионального или антикавказского направления, то, как видно из фиг. 44, преобладающее их большинство находится опять в пределах юг—юго-восточной части исследуемой территории. К ним относятся: Севан-Аракатский разлом северо-восточного направления, большая часть Спитак-Аракатского меридионального нарушения, подковообразная флексура (нарушение и на фиг. 44), ограничивающая Ереванский прогиб с трех сторон, антикавказские молодые разломы *з, й, к* и др.

Описанные три характерные особенности тектонического строения в новейшем и современном плане являются, на наш взгляд, первопричиной или тектоническими критериями высокой сейсмической активности южной части Большого Ереванского района по сравнению с его северной частью. Некоторые аналогичные закономерности о связях высокой сейсмичности с характером новейших и современных тектонических движений получены и другими исследователями для ряда сейсмических областей СССР (Габриелян 1959; Гзовский 1963; Кириллова и др. 1960; Петрушевский, 1955; Резанов, 1960). Так, например, для горных районов Средней Азии Е. Я. Ранцманом (1961) установлено, что сейсмически более активны те области (Зайлийский Алатау, Гармский район), где зафиксировано возрастание интенсивности тектонических движений и где эти движения носят резко контрастный характер, в отличие от областей, где суммарная амплитуда новейших движений (неоген-четвертичных) достигает наибольшего размаха, но без резкой дифференциации в пространстве и во времени.

Третья, сейсмотектоническая схема, составлена с целью выявления причинных связей разного проявления неотектонических и современных тектонических движений в пределах северной и южной частей Большого Ереванского района.

На ней совмещены выкопировки из схемы тектонического районирования Антикавказа А. А. Габриеляна (1961), составленной по принципу возраста складчатости\*, и данные сейсмостатистики по Большому Ереванскому району. Согласно этой схеме, вся Приараксинская зона попадает в область верхнеальпийской складчатости. Северная граница этой зоны совпадает с выделенной нами по сейсмостатистическим данным границей южной и северной частей Большого Ереванского района (по широте поселков Аштарак—Арзни). На этой схеме северная часть Большого Ереванского района, за исключением северо-западного угла (краевая часть Ширакской котловины), находится в области среднеальпийской складчатости в составе складчатого комплекса Центральной

\* Под возрастом складчатости понимается главная фаза тектонических движений, эпоха инверсии в развитии геосинклинальных прогибов, т. е. возраст тех движений, которые вызывают качественные изменения в тектоническом строении важнейших структурных единиц (Габриелян, 1959).

части Армении. Здесь, по данным цитированной работы, главная фаза тектогенеза происходила в предолигоценное время, завершающая—в предсреднемиоценовое время.

В верхнеальпийской же области, охватывающей южную часть Большого Ереванского района, аналогичные фазы тектогенеза происходили значительно позже, а именно: главная фаза в предэотическое время, а завершающая—в послепонтическое время, в самом конце неогена и начале антропогена. Значит, еще в верхнем миоцене-плиоцене здесь происходили бурные процессы складкообразования, завершающие геосинклинальный режим (последний по счету) в жизни этой области. Это обстоятельство может иметь важное значение в том смысле, что структуры (пликативные и дизъюнктивные) складчатого фундамента, созданные в недалеком геологическом прошлом, в верхнем неогене—начале четвертичного времени, значительно легче, нежели расположенные севернее более древние структуры, могли вовлекаться в новейшие и далее в современные тектонические движения со всеми вытекающими последствиями, в том числе сейсмическими.

В результате проведенных исследований можно сформулировать следующие выводы.

1. Первая группа выводов касается выявленных тектонических критериев сейсмичности:

1. Возраст складчатости контролирует сейсмическую активность. Чем моложе возраст складчатого основания района, т. е. чем ближе к нам в геологическом прошлом на геосинклинальном этапе развития сохранялась повышенная тектоническая активность, тем чаще в настоящее время происходят специфические тектонические движения, порождающие сильные и разрушительные землетрясения. При этом возраст складчатости определяется временем тех импульсивных тектонических движений, которые вызывают качественные изменения в плане развития важнейших структурных элементов и обуславливают, в общих чертах, формирование современной тектонической структуры данной области.

2. Наибольшая сейсмическая активность наблюдается в тех районах (например, в юг—юго-западной части Большого Ереванского района), где широко распространены поперечные наложенные тектонические впадины и поднятия.

3. Третьим важным геологическим критерием повышенной сейсмичности, установленным для юго-западной части исследуемого района, является широкое развитие контрастных новейших и особенно современных тектонических движений, характеризующихся большим градиентом вертикальных движений во времени и в пространстве.

4. Установлена четкая генетическая связь эпицентров значительных землетрясений с дизъюнктивными нарушениями района. Сильные и разрушительные землетрясения связаны с глубинными разломами как общекавказского (юго-восточного) направления, так и поперечного меридионального и северо-восточного (антикавказского) направления. Установлено, что преобладающее большинство разрушительных землетрясений (7 и 8-балльных) связано с разломами омоложенными, вызванными к активной деятельности, независимо от их типа и возраста, тектоническими факторами, описанными в первых трех пунктах.

Наибольшее сгущение эпицентров значительных землетрясений наблюдается в местах пересечения под острым углом различно ориентированных древних и молодых разрывных нарушений. Особенно выде-



## Большой Ереванский район

| № п/п | Д а т а                  |                 | Населенный пункт | Интенсивность в баллах | Класс энергии, К |
|-------|--------------------------|-----------------|------------------|------------------------|------------------|
|       | год, число, месяц, время |                 |                  |                        |                  |
| 1     | 2                        |                 | 3                | 4                      | 5                |
| 1     | 851,                     | ночью           | Д в и н          | 7                      | 19               |
| 2     | 858,                     | зимой           | "                | 7                      | 19               |
| 3     | 863,                     | весной          | "                | 7                      | 19               |
| 4     | 869                      |                 | "                | 7                      | 19               |
| 5     | 893                      |                 | "                | 8                      | 20               |
| 6     | 1679,                    | июнь            | Гарни            | 8                      | 20(19, 19)       |
| 7     | 1840,                    | 20 июня         | Арабат (г.)      | 8                      | 20(19)           |
| 8     | 1827,                    | октябрь         | Цахкадзор        | 6—7                    | 18               |
| 9     | 1846,                    | 29 октября      | Арабат (г.)      | 6                      | 18(18)           |
| 10    | 1853,                    | 6 января        | Цовагюх          | 7                      | 19               |
| 11    | 1869,                    | 26 дек., 19.00  | Джамишлу         | 6—7                    | 18               |
| 12    | 1883,                    | 3 ноября        | Каракоюнды       | 3—4                    | 17               |
| 13    | 1888,                    | 15 мая, 3.30    | Ереван           | 5                      | 18               |
| 14    | 1901,                    | 3 апр., 0.57    | "                | 5—6                    | 18               |
| 15    | 1904,                    | 29 декабря      | Давалу           | 4—5                    | 17               |
| 16    | 1905,                    | 30 июня         | Нор-Баязет       | 5                      | 18               |
| 17    | 1907,                    | 2 окт., 21.00   | Ереван           | 4                      | 17               |
| 18    | 1909,                    | 20 авг., 13.46  | Пашакенд         | 6                      | 18               |
| 19    | 1910,                    | 25 янв., 1.54   | Ереван           | 6—7                    | 18               |
| 20    | 1911,                    | 8 июня          | Арташат          | 4                      | 17               |
| 21    | 1913,                    | 4 марта, 5.28   | "                | 5                      | 18(17)           |
| 22    | 1916,                    | 28 окт., 20.48  | Игдыр            | 6                      | 18               |
| 23    | 1925,                    | 4 дек., 9.55    | Ю в а            | 5—6                    | 18               |
| 24    | 1926,                    | 22 окт., 16.44  | Алагез           | 4—5                    | 17(18)           |
| 25    | 1932,                    | 15 марта, 7.44  | Оз. Акна         | 7                      | 19               |
| 26    | 1935,                    | 2 мая, 07.01    | Алагез           | 5                      | 18(18)           |
| 27    | 1935,                    | 14 марта        | Алагез           | 4                      | 17               |
| 28    | 1936,                    | 2 марта, 19.00  | "                | 5—6                    | 18               |
| 29    | 1936,                    | 2 сент., 18.20  | "                | 3—4                    | 17               |
| 30    | 1936,                    | 8 мая, 7.37     | Аштарак          | 5                      | 18               |
| 31    | 1937,                    | 7 янв., 20.48   | Паракар          | 7                      | 19(6×18)         |
| 32    | 1937,                    | 13 февр., 2.20  | Алагез           | 5                      | (13×17)<br>18    |
| 33    | 1937,                    | 28 февр.        | "                | 4                      | 17               |
| 34    | 1938,                    | 19 мая, 13.29   | Талин            | 4                      | 17               |
| 35    | 1938,                    | 14 нояб.        | Алагез           | 4—5                    | 17               |
| 36    | 1939,                    | 23 янв.         | В е д и          | 4—5                    | 17               |
| 37    | 1944,                    | 17 февр.        | Ереван           | 4                      | 17               |
| 38    | 1944,                    | 20 июля, 0.37   | "                | 4                      | 17               |
| 39    | 1945,                    | 11 авг., 9.33   | Цовагюх          | 6—7                    | 18(18)           |
| 40    | 1946,                    | 25 апреля       | Ереван           | 4                      | 17               |
| 41    | 1949,                    | 3 июня, 6.53    | Бюракан          | 7                      | 19               |
| 42    | 1949,                    | 17 августа      | Ереван           | 3—4                    | 17               |
| 43    | 1950,                    | 6 августа       | Талин            | 4                      | 17               |
| 44    | 1951,                    | 12 ноября       | Ереван           | 4                      | 17               |
| 45    | 1953,                    | 22 января       | "                | 3—4                    | 17               |
| 46    | 1957,                    | 14 февр., 21.50 | "                | 4                      | 17               |
| 47    | 1957,                    | 3 марта         | "                | 3—4                    | 17               |

Таблица 43

Каталог землетрясений интенсивностью 3—4 балла и выше за 851—1962 гг.

| Координаты эпицентра |      | Примечание  |
|----------------------|------|---|
| 6                    | 7    |   |
| 40,0                 | 44,6 | Землетрясения № 1—5 имели, вероятно, один и тот же очаг   |
| "                    | "    |   |
| "                    | "    |   |
| "                    | "    |   |
| 40,1                 | 44,8 | Повторные толчки 12 июня и 8 сентября имели интенсивность порядка 7 баллов  |
| 39,7                 | 44,4 |   |
| 40,6                 | 44,7 | Повторный толчок 24 июня 7—8 баллов<br>6—8 км к северу от Цахкадзора интенсивность ближе к 7 баллам   |
| 39,7                 | 44,4 |   |
| 40,6                 | 44,9 | Повторный толчок 30 ноября 5 баллов<br>У с. Цовагюх (Чибухлы)<br>12 км к северу от райцентра Апаран, около с. Джамишлу (Алагез) интенсивность 6 баллов              |
| 40,7                 | 44,3 |   |
| 39,9                 | 44,3 | 40 км к югу от Еревана<br>10—15 км к СВ от Еревана  |
| 40,3                 | 44,6 |   |
| 40,0                 | 44,5 | 10—15 км к Ю от Еревана<br>5 км к Ю от Арарата (Давалу)   |
| 39,8                 | 44,7 |   |
| 40,3                 | 45,1 | У г. Камо (Нор-Баязет)<br>10 км к СЗ г. Еревана   |
| 40,3                 | 44,4 |   |
| 40,3                 | 45,1 | 2 км от г. Камо, у с. Пашакенд<br>25—30 км к ЮЮЗ от Еревана   |
| 39,9                 | 44,3 |   |
| 40,0                 | 44,5 | 5—6 км к СВ от г. Арташат<br>6—8 км С от г. Арташат, повторный толчок интенсивностью 3—4 балла  |
| 40,0                 | 44,5 |   |
| 40,1                 | 44,0 | У г. Игдыр<br>У с. Юва к Ю от г. Арташат  |
| 39,9                 | 44,6 |   |
| 40,3                 | 43,8 | У с. Алагез (Талинский р-он), повторный толчок 22 окт.<br>интенсивностью 5 баллов   |
| 40,2                 | 44,9 |   |
| 40,2                 | 43,8 | Нанесено на карту по инструментальным данным<br>У с. Алагез (Талинский р-он) повторный толчок 3 мая 1935г.<br>интенсивн. 5—6 баллов                                 |
| 40,3                 | 43,8 |   |
| 40,2                 | 43,8 | У села Алагез (Талинский р-он)<br>10 км СВ от села Алагез   |
| 40,4                 | 44,3 |   |
| 40,2                 | 43,8 | 20 км к ЮЗ от села Алагез<br>6—8 км СВ от села Аштарак  |
| 40,4                 | 44,3 |   |
| 40,1                 | 44,4 | У села Паракар, 10 км З от г. Еревана повторные толчки более 20 раз, из них 6 баллов—2 раза, 5 баллов—4 раза, 4—5 баллов—3 раза, 3—4 балла—7 раз и др. более слабые |
| 40,7                 | 44,3 |   |
| "                    | "    | У вершины горы Арагац, у села Алагез  |
| 40,4                 | 43,9 |   |
| 40,3                 | 43,8 | У поселка Талин<br>У села Алагез (Талинский р-н)  |
| 39,9                 | 44,7 |   |
| 40,2                 | 44,7 | У поселка Веди<br>6 км к В от г. Ереван   |
| 40,2                 | 44,4 |   |
| 40,6                 | 44,9 | 6—7 км к СЗ от г. Ереван<br>3 км к Ю от села Цовагюх, повторный толчок 9/IX 1945 г.   |
| 40,1                 | 44,7 |   |
| 40,4                 | 44,4 | 10—15 км В от г. Еревана<br>12 км СВ от с. Бюракан  |
| 40,2                 | 44,7 |   |
| 40,4                 | 43,9 | 15—20 км к ВСВ от г. Еревана<br>У поселка Талин   |
| 40,4                 | 44,4 |   |
| 40,3                 | 44,5 | 20 км к ЮЗ от г. Еревана<br>18—20 км к ССЗ от Еревана   |
| 40,3                 | 44,7 |   |
| 40,0                 | 44,5 | 20 км СВ от г. Еревана<br>15 км Ю от г. Еревана   |

| 1  | 2                    | 3        | 4   | 5                        |
|----|----------------------|----------|-----|--------------------------|
| 48 | 1959, 6 сент., 14.56 | Ереван   | 4   | 17                       |
| 49 | 1960, 18 апр., 7.55  | "        | 3-4 | 17                       |
| 50 | 1961, 26 марта 11.03 | "        | 3-4 | 17                       |
| 51 | 1961, 3 апр. 12.47   | "        | 3-4 | 17                       |
| 52 | 1962, 14 апр. 11.01  | "        | 3-4 | 17                       |
| 53 | 1962, 4 сент. 22.59  | Игдыр    | 7-8 | 19(18, 18, 18)<br>(8×17) |
| 54 | 1935, 1 мая 10.24    | Дигор    | 8   |                          |
| 55 | 1938, 14 нояб. 11.59 | —        | 6   |                          |
| 56 | 1938, 14 нояб. 12.07 |          | 6   |                          |
| 57 | 1940, 17 апр. 10.30  |          | 5-6 |                          |
| 58 | 1841, 8 января       | Баязет   | 6-7 |                          |
| 59 | 1871, 11 дек. 16.45  | Гюллиджа | 6-7 |                          |
| 60 | 1851                 | Баязет   | 5   |                          |

**Примечание:** Землетрясения № 53—57 имели место вне территории Большого Ереванского района. Для первых четырех координаты эпицентров и значение магнитуды  $M$  взяты из Атласа землетрясений СССР. Величина балльности подсчитана по формуле Н. Карапетян (1962). Землетрясения № 58—59

7. Анализ известных и вновь полученных геолого-тектонических данных приводит к заключению о блочно-глыбовой структуре верхней части земной коры на территории Большого Ереванского района. На самом деле рассмотрение карты-врезки района (фиг. 44) показывает, что весь он разделен как бы на отдельные неравновеликие блоки, разграничивающиеся разломами различных направлений. Превалируют в основном три направления: общекавказское (зоны разломов Ереванского, Арзрат-Алашкертского и Анкаван-Зангезурского), меридиональное (зона Спитак-Арагатского разлома) и антикавказское (зона Севан-Арагатского разлома). Отдельные структурные блоки в свою очередь разбиты на более мелкие мозаичные глыбы молодыми приповерхностными разрывными нарушениями в основном поперечных направлений. Описанная картина как бы подтверждает в миниатюре теорию Г. А. Гамбурцева (1953) относительно блочного строения земной коры, разбитой «сейсмогенными швами» в пределах больших сейсмических регионов.

| 6    | 7    | 8   |
|------|------|---|
| 40,0 | 44,8 | 30 км ЮВ от г. Еревана  |
| 40,2 | 44,8 | 20—25 км В от г. Еревана  |
| 40,1 | 44,4 | 15—20 км З от г. Еревана  |
| 40,1 | 44,4 | 15—20 км ЮЗ от г. Еревана   |
| 40,2 | 44,3 | 15—20 км ЗСЗ от г. Еревана  |
| 39,8 | 44,1 | 8—12 км Ю от г. Игдыр (Турция), повторные толчки, из них<br>5—6 баллов—3 раза, 4—5 баллов—8 раз |
| 40,4 | 43,4 | 5 км к ЮВ от г. Дигор (Турция) (По данным Атласа зем-<br>летрясений СССР)                       |
| 40,2 | 43,6 | 10 км к СЗ от места слияния р. Аракс и Ахурян   |
| 40,4 | 43,5 | 10 км к В от г. Дигор (Турция)  |
| 40,4 | 43,3 | 6 км к ЮЗ от г. Дигор (Турция)  |
| 39,5 | 44,3 | 20—25 км к Ю от горы Арарат, в районе г. Баязет (Турция)  |
| 40,0 | 43,4 | В районе сел. Гюллиджа, Инджа, Калача (Турция)  |
| 39,4 | 44,3 |   |

включены по данным каталога Мушкетова и Орлова (1893). Балльность оценена нами по имеющимся описаниям повреждений.

В графе 5 приведены величины класса энергии землетрясений (десятичный логарифм энергии выраженный в эргах  $K = \lg E$ ). В скобках указаны классы энергий для повторных толчков.

## ГЛАВА VI

### НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Первые геотермические исследования в Армянской ССР проводились каротажной партией Геофизической экспедиции УГ СМ Арм. ССР и охватили район курорта Джермук, где с 1958 года с целью изучения местного теплового поля было начато бурение ряда скважин. В дальнейшем геотермическими исследованиями были охвачены и другие районы республики.

Термические измерения проводились в скважинах малоинерционными электротермометрами типа ЭТС. Запись велась каротажными станциями ПКС-400 и АЭС-900. В большинстве районов удельное электрическое сопротивление пород, слагающих геологический разрез, изменяется в широком диапазоне, вследствие чего в значительных пределах изменяется также сопротивление заземления корпуса электротермометра.

Во избежание погрешностей термических измерений, из-за изменения сопротивления заземления электротермометра, применялась дополнительная (четвертая) жила, что позволило удержать силу тока в цепи электротермометра постоянной. В ряде случаев одновременно с электротермометром в скважину опускался максимальный термометр. Разность показаний обоих термометров не превышала  $0,3^{\circ}$ .

Измерения проводились не менее чем через 10—15 суток после прекращения буровых работ в скважинах. В случае несоблюдения минимального срока покоя скважины для определения геотермического градиента использовалось показание термометра на середине глубины скважины, как наиболее вероятной глубины нахождения «точки неизменной температуры».

Данные температурных измерений приведены в табл. 44. Геотермические градиенты ( $\Gamma$ ) подсчитаны для интервала между максимальной глубиной наблюдения и нейтральным слоем. Специальные исследования для определения глубины нейтрального слоя по различным районам не проводились. В районе курорта Джермук сделана попытка приближенной оценки глубины нейтрального слоя по минимальному значению температуры, предшествовавшей той части термограммы, которая отражает непрерывное увеличение температуры с глубиной, причем для фиксации минимального значения использовались термограммы, снятые после летнего прогревания верхнего слоя пород. Обычно температура нейтрального слоя равна среднегодовой температуре воздуха или немного выше ее. В районе курорта имело место значительное превышение температуры нейтрального слоя (в среднем  $7,0^{\circ}$ ) над многолетней среднегодовой температурой воздуха (за 9 лет, предшествующих геометрическим измерениям, составляет  $4,0^{\circ}$ ), что объясняется аномальностью местного теплового поля и, по всей вероятности, обусловлено наличием интенсивного подземного теплового потока. В

Т а б л и ц а 44  
Глубинные температуры и геотермические градиенты (Г) различных районов  
Армянской ССР

| Район, площадь  | № скважин | Преобладающие породы   | Наибольшая глубина исследования в м | Температура °С на наибольшей глубине | Геотермический градиент (Г) °С/100 | Среднегодовая температура воздуха на поверхности в °С | Год исследований |
|---|-----------|--|-------------------------------------|--------------------------------------|------------------------------------|---|------------------|
| Джермук   | 2         | Четвертичные лавовые покровы андезито-базальтсв и нижнетретичные окварцованные порфириты       | 200                                 | 49,0                                 | 21                                 | 11  | 1958             |
|   | 6         |  | 200                                 | 30,0                                 | 10,3                               |   |                  |
|   | 9         |  | 140                                 | 30,5                                 | 15,6                               |   |                  |
|   | 11        |  | 500                                 | 58,0                                 | 9,7                                |   |                  |
|   | 12        |  | 650                                 | 63,0                                 | 8,2                                |   |                  |
| Анкаван   | 9         | Интрузивные породы кварцдиоритового состава и кристаллические сланцы доверхнемелового возраста | 80                                  | 12,3                                 | 12,2                               | 5   | 1963             |
|   | 15        |  | 82                                  | 13,4                                 | 13,8                               |   |                  |
|   | 22        |  | 230                                 | 21,0                                 | 7,6                                |   |                  |
|   | 23        |  | 120                                 | 22,0                                 | 17,0                               |   |                  |
| Ахурянский район, с. Баяндур<br>Район им. Камо, с. Аривакар<br>Мартунинский район, с. Еранос<br>Мартунинский р-н, Варденикский хребет, кочевка Азизнер<br>Сисианский р-н с. Урут (уч. источников)<br>Кафанский р-н с. Охтар<br>Котайкский р-н с. Джрабер<br>Абовянское железорудное месторождение<br>Шамлугское месторождение меди<br>Ереванская котловина (Разданская площадь)<br>с. Егвард<br>с. Пгни<br>Арагатская депрессия, Октемберянский район | 726       | Нижнечетвертичные озерные отложения  | 388                                 | 32,3                                 | 6,6                                | 8   | 1960             |
|   | 150с      | Четвертичные андезито-базальты   | 540                                 | 42,0                                 | 7,0                                | 7   | 1959             |
|   | 40с       | Г л и н ы  | 210                                 | 21,1                                 | 7,4                                | 7   | 1958             |
|   | 405       | Плотные порфириты и гранодиориты   | 590                                 | 35,2                                 | 5,5                                | 4   | 1964             |
|   | 155       | Диатомитовые глины плиоценового возраста   | 150                                 | 25,8                                 | 16                                 | 5   | 1964             |
|   | 674       | Верхнеюрские туфокогломераты   | 337                                 | 23,0                                 | 4,0                                | 10  | 1964             |
|   |           | Базальты   | 400                                 | 23,5                                 | 4,0                                | 8   | 1964             |
|   | 85        | Андезиты и песчаники   | 430                                 | 21,0                                 | 3,4                                | 7   | 1964             |
|   | 374       | Туфопесчаники, альбитофиры   | 300                                 | 16,7                                 | 3,1                                | 8   | 1964             |
|   | 6-р       | Верхнетретичные песчаноглинистые и соленосные отложения  | 1000                                | 40                                   | 3,1                                | 10  | 1964             |
|   | 5-р       |  | 1000                                | 42                                   | 3,2                                | 10  | 1961             |
|   | 1 опорная | .  | 1000                                | 41*                                  | 3,2                                | 10  |                  |

\* Термический замер произведен каротажной партией треста „Азнефтегеофизика“.

таблице верхняя граница интервалов определения геотермического градиента для района курорта Джермук принята 15 м, так как, судя по глубинам нейтрального слоя по отдельным скважинам, амплитуды годовых температурных колебаний затухают до этой глубины, т. е. показания на термограммах против 15 м можно считать не нарушенными. Для остальных районов глубина нейтрального слоя условно принимается за 20 м, а за температуру данного слоя—среднегодовая температура воздуха на поверхности.

Как видно из таблицы, территория Армянской ССР характеризуется сложным тепловым полем с большим диапазоном изменений  $\Gamma$ . Ограниченное количество температурных наблюдений, а также крайне неравномерное расположение скважин не позволяют составить карту геоизотерм по заданной глубине.

Вместе с этим из данных таблицы следует, что самые высокие значения градиентов намечаются в районах распространения известняковых термальных источников (Джермук, Анкаван, Урут). Здесь имеет место дополнительный перенос тепла с помощью подземных вод. Аномальные поля имеют локальный характер и находятся в тесной зависимости от расположения зон циркуляции термальных вод.

Значения градиента от  $5^{\circ}$  до  $7^{\circ}$  установлены также по скважинам 726 (с. Баяндур), 150 (с. Арцвакар), 40 (с. Еранос) и 405 (кочевка Азизнер, Варденинский хребет). Повышенные градиенты нельзя объяснить теплофизическими свойствами пород, слагающих разрезы скважин. Скважины 40 и 405 пройдены по плотным породам, с хорошей теплопроводностью, что создает тенденцию к уменьшению геотермического градиента. По другим районам, в скважинах с алялогичными породами, как и у скважин № 726 и № 150, наблюдаются низкие градиенты (около  $3^{\circ}$ ). Следовательно, есть основание предполагать, что повышенные градиенты по указанным скважинам вызваны в основном более интенсивной плотностью теплового потока. Необходимо отметить, что как районы термальных источников (Джермук, Анкаван, Урут), так и скважины с повышенным геотермическим градиентом расположены в центральной полосе территории Армянской ССР, которая протягивается с северо-запада на юго-восток.

В этой же зоне расположены многочисленные четвертичные и плиоценовые вулканические аппараты, но, как было установлено, например на Камчатке, конусы вулканов сами по себе не могут существенно влиять на тепловое поле (Вакин, 1964), а их наличие указывает на проницаемость коры, что в конечном счете способствует повышенному притоку глубинного тепла. В этой же зоне известны многочисленные разрывные нарушения, тектонические расколы и имеет место исключительно широкое развитие интрузивных пород. Глубинный магматизм, особенно молодой, существенно влияет на тепловой режим, так как, по подсчетам Е. С. Ларсена, большой батолит, почти достигший земной поверхности, через 10 млн. лет будет иметь градиент на 2 или  $3^{\circ}$  выше нормального, а через 80 млн. лет превышение будет меньше  $1^{\circ}$ . Процесс остывания замедляется с увеличением глубины и размеров интрузивных тел. Весьма вероятно, что в этой зоне местами еще сказывается влияние недавнего глубинного магматизма на тепловое поле посредством прогрева окружающих пород или циркуляции подземных вод.

Роль радиогенного тепла в формировании аномального теплового поля зоны установить трудно, так как мы не располагаем данными о радиоактивности горных пород. Судя по широкому распространению изверженных пород, в особенности кислых, умереннокислых и щелоч-

ных интрузивов, можно ожидать наличие повышенных радиоактивных полей. Например, в гранитоидах Мегринского плутона, являющегося наиболее крупным в Армении, среднее содержание урана определяется  $5,3 \cdot 10^{-6}$  (грамм на грамм породы) и тория  $3,3 \cdot 10^{-5}$  (Меликсетян, 1961). Указанные значения превышают величину среднего содержания урана и тория для гранитных пород. Безусловно, относительно высокая радиоактивность пород играет немаловажную роль при генерации тепла.

Следует отметить, что эта зона по гравитационному полю также отличается от соседних, так как к ней приурочены самые минимальные значения силы тяжести. Отрицательные же значения аномалий силы тяжести (в редукции Буге), присущие горным хребтам и областям поднятий, являются, по мнению одних исследователей, следствием утолщения коры и «гранитного» слоя (Габриелян, 1959), а по мнению других (Аслаян, 1953)—указывают на относительно глубокое залегание подошвы земной коры.

«Гранитный» слой обладает относительно меньшим удельным весом и, вероятно, высокой радиоактивностью. Как последнее обстоятельство, так и возможные конвекционные течения в верхней мантии, предполагаемые под хребтами (Белюсов, 1964), могут быть первоисточниками возникновения повышенного теплового потока. Таким образом, в рассматриваемой зоне намечается некоторый комплекс факторов, способствующих повышенному тепловому режиму.

Минимальные значения градиента фиксированы в Араратской депрессии, включая Ереванскую котловину, и на Шамлугском медном месторождении, расположенном в северной части республики.

Значение градиента около  $4^\circ$  установлено в скважинах у с. Джрабер Котайкского района и в Кафанском районе. В скважине 85 Абовянского железорудного месторождения для интервала 20—430 м получено значение градиента  $3,4^\circ$ . Здесь на глубине 330 м, у подошвы андезитов температура составляет всего  $17^\circ$ , далее скважина прошла по песчаникам и значение градиента составило  $4^\circ$ .

В пределах Ереванской котловины пониженные  $\Gamma$  в основном обусловлены, вероятно, глубоким погружением палеозойского фундамента и соответственно увеличением мощности осадочной толщи. Здесь развиты разрывные нарушения, но кроме крайней северо-западной части не встречаются вулканические центры излияний.

Минимальным фоном геотермического поля со средним  $\Gamma$  около  $3^\circ$  обладает Приараксинская мегаантиклинальная зона, которая характеризуется широким развитием нормально-осадочных фаций, отсутствием абиссальных гранитоидных интрузий и магматических рудных месторождений. Комплекс эоценовых и более молодых отложений здесь залегает непосредственно на палеозойском фундаменте. Наличие мощного чехла осадочных образований со сравнительно низкой теплопроводностью (кроме соленосных отложений) и непосредственный контакт с фундаментом, казалось бы, должны были создать повышенный тепловой градиент. Существующие наблюдения пока дают обратную картину, что может быть обусловлено только пониженным вертикальным тепловым потоком в исследованном районе. В числе причин, способствующих понижению теплового потока, имеет значение также современное тектоническое движение зоны, так как установлено, что при прочих равных условиях области, переживающие погружение, имеют более низкий тепловой поток, чем области поднятия.

К районам со средним  $\Gamma$  около  $3^\circ$  относится, вероятно, и Алаверд-

ская мегаантиклинальная зона. Отличительной особенностью этой зоны является широкое развитие юрских и меловых вулканогенных образований. Почти полное отсутствие здесь плиоценового и антропогенного вулканизма является, вероятно, основной причиной для объяснения пониженного теплового режима.

Как в Алавердской, так и в Араксинской зонах наблюдается относительно повышенное гравитационное поле, хотя в первой области значение силы тяжести немного больше. В обоих случаях относительные максимумы указывают на близость подкорового плотного вещества или увеличение мощности «базальтового» слоя. Следовательно, пониженный тепловой режим можно объяснить тем, что теплопередача происходит только посредством теплопроводности, а дополнительный перенос тепла за счет внедрившихся магматических масс, глубинных терм и прочих конвекционных течений почти отсутствует, а местная генерация тепла, вероятно, является незначительной из-за сравнительно низкого содержания радиоактивных элементов.

Сопоставление гравитационных и геотермических зон показывает их обратное соотношение. По мере уменьшения гравитационного поля увеличивается геотермический градиент, и наоборот. Насколько эти соотношения вышеуказанных геофизических полей являются закономерными, ответить пока трудно. Хотя ограниченное количество температурных наблюдений, а также неравномерное расположение скважин не позволяют в настоящее время составить геотермическую карту, но имеющиеся уже измерения дают основание характеризовать территорию Армянской ССР как область с большим диапазоном изменений значений геотермического градиента, в которой районы с одинаковым средним значением градиента в общих чертах будут, вероятно, совпадать с основными геотектоническими зонами.

## ГЛАВА VII

### РЕЗУЛЬТАТЫ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

#### 1. ПРИМЕНЕНИЕ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ

В условиях Армянской ССР при решении задач структурной геологии наряду с гравиразведкой и магниторазведкой применялась и глубинная электроразведка. Среди методов электроразведки наиболее разработанным и освоенным является метод электрических зондирований. Последний широко использовался при изучении геологического строения Приереванского района (Х. Д. Квят, А. С. Перегудов, 1950).

Основанием для детальных геолого-геофизических исследований территории, прилегающей к гор. Еревану, послужило широкое развитие здесь третичных образований, идентичных с нефтеносными отложениями других районов Малого Кавказа, а также наличие благоприятных геологических структур и коллекторов.

Интересные с точки зрения нефтеносности породы меловой системы, а также покрывающие их отложения третичного возраста (эоцен, олигоцен, миоцен) замаскированы здесь на значительной площади лавовыми образованиями и недоступны для исследования.

Основные исследования были выполнены методом вертикального электроразведки (ВЭЗ) с максимальными разносами питающей линии АВ 6000 м. Расстояние между профилями было от 2-х до 3 км, а между точками ВЭЗ 1,5—2 км. Анализ электроразведочного материала показывает, что наблюдается многообразие типов кривых зондирования. Оно вызвано в основном невыдержанностью геологического разреза исследуемой площади, непостоянством сопротивлений горизонтов одинакового литологического состава. В первом приближении графики ВЭЗ, по числу электрических горизонтов, которые ими отражаются, можно разделить на типы: А, К, КQ, КQH.

Совместное рассмотрение данных бурения, параметрических ВЭЗ у скважин и каротажных исследований позволило, для сводного разреза, установить следующую связь между электрическими и стратиграфическими слоями: электрический горизонт  $\rho_1$  соответствует современным отложениям, представленным суглинками, песками и разными аллювиально-делювиальными и озерными отложениями; электрический горизонт  $\rho_2$  связан с высокоомными базальтовыми породами; электрический горизонт  $\rho_3$  отражает толщу глин, песчаников с включениями соли, гипса и известняка; электрический горизонт  $\rho_4$  представлен толщей, где, по-видимому, основную роль играют породы песчанистого состава; точная стратиграфическая принадлежность высокоомного горизонта  $\rho_5$  не установлена; по-видимому, она связана с высокоомными породами третичного возраста (например, с гипсоносно-соленосной толщей). Так как электрический горизонт  $\rho_5$  отражается на правой (конечной) восходящей ветви большинства кривых зондирования, он и принят в качестве опорного горизонта при интерпретации ВЭЗ.

Кривые типа I являются характерными для Шорахбюрской антиклинали, сложенной низкоомными глинами и песчаниками. В местах погружения опорного электрического горизонта получены кривые типа II. В южной части Приереванского района, где развиты озерно-речные отложения и почти полностью отсутствуют высокоомные лавовые породы, распространены кривые зондирования III типа. Преобладающее распространение на этой площади имеют кривые типа IV; они получены на участке, где развиты высокоомные базальтовые покровы.

Несмотря на многообразие типов кривых ВЭЗ, отсутствие выдержанных электрических горизонтов и точных данных об удельных сопротивлениях пород, удалось получить первое представление о геологическом строении исследуемого района.

Выделяются следующие структурные зоны: Шорахбюрская, Кетран-Аванская, Северо-западная (относительно территории разведки), Паракарская, Енгиджа-Зангибасарская.

Шорахбюрская зона расположена в присводовой части Шорахбюрской антиклинальной складки. Структурные особенности зоны, по данным электроразведки, выражаются постепенным погружением высокоомного опорного горизонта с северо-востока на юго-запад. По всем зондированиям в пределах складки можно заметить небольшие сопротивления пород до глубин 800—1000 м, что связано с широким развитием здесь песчано-глинистых отложений олигоцена. Ввиду редкой сети ВЭЗ установить всю форму Шорахбюрской антиклинальной складки не удалось.

Кетран-Аванская зона находится в северо-восточном углу Приереванского района. Здесь широко развиты лавовые покровы. Зону пересекает р. Раздан с северо-востока на юго-запад. Электроразведкой оконтуривается Аванская складка в виде локального поднятия широтного направления (районы сс. Аван—Ариндж).

В северо-западной части района выделяется так называемая Северо-Западная зона. Зондирования, выполненные в этой зоне, не достигают опорного электрического горизонта, что объясняется большей, по сравнению с соседними участками, глубиной его погружения. Вся зона представляет собой пологую депрессию, погружающуюся в западном направлении.

Паракарская зона расположена южнее предыдущей, в пределах района с. Паракар. Кривые ВЭЗ этой зоны по типу схожи с Кетран-Аванскими, с той лишь разницей, что здесь опорный горизонт отражается при относительно больших разносах питающей линии, что связано с его глубоким залеганием. В пределах зоны имеется общее погружение опорного горизонта к северу, западу и югу.

Енгиджа-Зангибасарская зона располагается в юго-западной части Приереванского района, в области развития мощных озерно-речных отложений. Структурные особенности этой зоны характеризуются пологим подъемом опорного высокоомного горизонта в сторону с. Зангибасар.

Выделенные электроразведочными данными структурные элементы Приереванского района подтверждены другими методами геофизики, в частности магниторазведкой и гравиразведкой, а также согласуются с существующими геологическими представлениями.

Таким образом, результаты выполненных работ доказали возможность решения задач глубинного картирования методом электроразведки в районах широкого развития лавовых образований. Увеличение глубинности исследования электрической разведкой требовало приме-

жения дипольных модификаций метода сопротивления. Первые работы в Армении по этой модификации проведены в конце 1959 года Геофизической экспедицией УГ СМ Армянской ССР. Работы выполнены в Аштаракском районе (вдоль шоссе на дороге г. Аштарак—с. Талиш) и имели задачу выяснить эффективность метода и его сравнительные возможности по отношению к четырехполюсной установке АМNB в данных геолого-геофизических условиях (Р. С. Минасян).

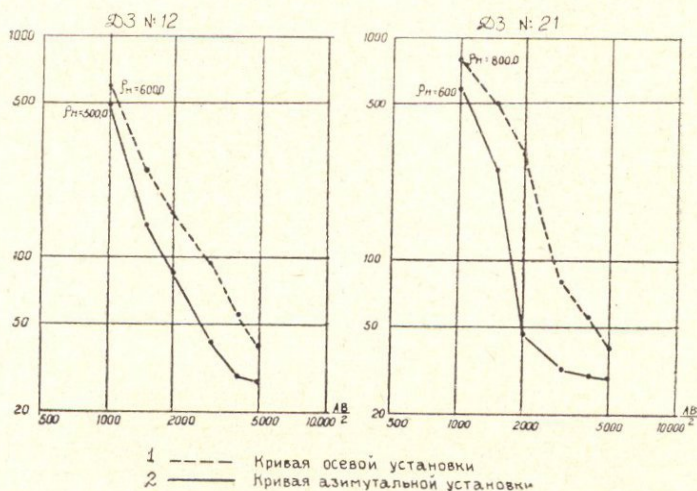
Были опробованы различные установки дипольного зондирования (ДЗ). В качестве источника питания цепи АВ (питающий диполь) использовалась электроразведочная станция марки ЭРС 16,5-58 (генераторная группа). Измерительным устройством разности потенциалов служил электронно-стрелочный автокомпенсатор типа ЭСК-1. Измерения проводились по отдельным маршрутам при максимальном расстоянии между питающими (АВ) и приемными (МН) диполями до 5 км. Результаты работ показали, что при глубинных исследованиях при помощи электрических зондирований в конкретных условиях наиболее эффективной является азимутальная установка. Кривые азимутального зондирования (ДАЗ) дают более полные сведения о характере залегания пород, чем кривые ВЭЗ. По кривым ДАЗ, в частности, сделан вывод о наклонном залегании пород западнее с. Қош (по расхождению плюсовых и минусовых ветвей кривых ДАЗ).

Опробование радиальной (в частном случае, осевой) установки показало, что она обладает меньшей глубиной исследования. Например, в районе с. Талиш на кривой азимутальной установки при разностях АВ до 8000—10000 м, отражается электрический горизонт с  $\rho$ , равным 25—30 ом (сарматские глины); этот горизонт отсутствует на кривой радиальной установки для тех же разностей (фиг. 49). Работы с параллельной установкой ДЗ показали, что при угле  $\theta \leq 10^\circ$  получаются кривые, практически совпадающие с кривыми радиального зондирования. На некоторых точках выполнены зондирования с раздельным применением генераторного и батарейного источников питания. При этом замечено, что для отдельных точек, особенно там, где по геологическим предпосылкам отмечается большая мощность песчано-глинистых отложений, имеется расхождение в правых ветвях кривых, особенно увеличивающихся при разностях АВ, равных 8000—10000 м. Как показывает опыт работ, в случае больших линий АВ при потенциометрическом способе измерения на результаты начинают сказываться процессы становления электрического поля в земле, вариации теллурических токов и инерционные свойства гальванометра измерительного прибора. В основном именно эти факторы являются причиной вышеуказанного расхождения.

Небольшой объем ДЗ, выполненный в Аштаракском районе, не позволил в тот период окончательно оценить возможности метода ДЗ.

Такая задача в последующем была решена отдельными партиями Геофизической экспедиции (Асатрян, Асланян, Саркисян, Котикян, 1963—1966 гг.). Работы проводились в пределах Араратской котловины и в Ахурян-Ширакском районе. В качестве измерительных устройств использовались лаборатории типов ЭРС-23, СТТ-59, а для питания цепи АВ—генераторные группы ЭРГГ-53 и ЭРС-16,5—58. Максимальное расстояние между питающим и приемным диполями доходило до 10—12 км. Обработка рабочих осциллограмм показала, что в исследуемых районах имеется ряд помех. Из них основными являются: поляризация измерительных латунных электродов, поля теллурических и индукционных токов. Основной объем работ по методу ДЭЗ выполнен в

пределах Араратской котловины. Наблюденные кривые ДЭЗ (экваториальная установка) многослойные; приближенно их можно отнести к типам АКQH и НКН (фиг. 50). Первый и второй электрические горизонты  $\rho_1$  и  $\rho_2$  (начальная левая ветвь) с удельным сопротивлением до первых десятков и сотен омм связаны с современными отложениями. В отдельных случаях, особенно при геоэлектрическом разрезе типа АКQH, второй электрический горизонт иногда представлен измененными и ошлакованными лавовыми образованиями с сопротивлением до 500—700 омм.

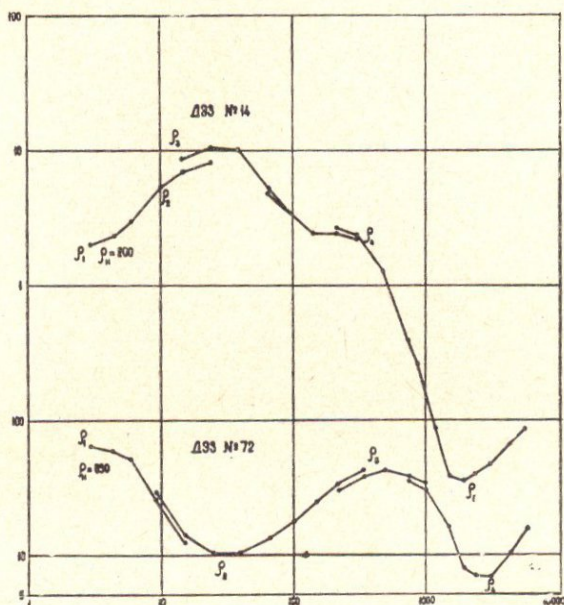


Фиг. 49. Кривые дипольного зондирования района с. Талиш Аштаракского района, 1959 г.

Третий электрический горизонт  $\rho_3$  является высокоомным и обусловлен базальтами, долеритовыми базальтами, андезито-базальтами и их аналогами плиоцен-четвертичного возраста. В зависимости от водоносности сопротивление вулканических пород меняется от 200 до 4000—5000 омм. В пределах Енгиджинского поднятия относительно высокоомными породами в геоэлектрическом разрезе являются гипсоносные отложения с сопротивлением от 70 до 120 омм.

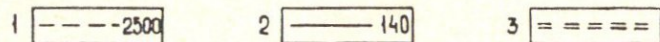
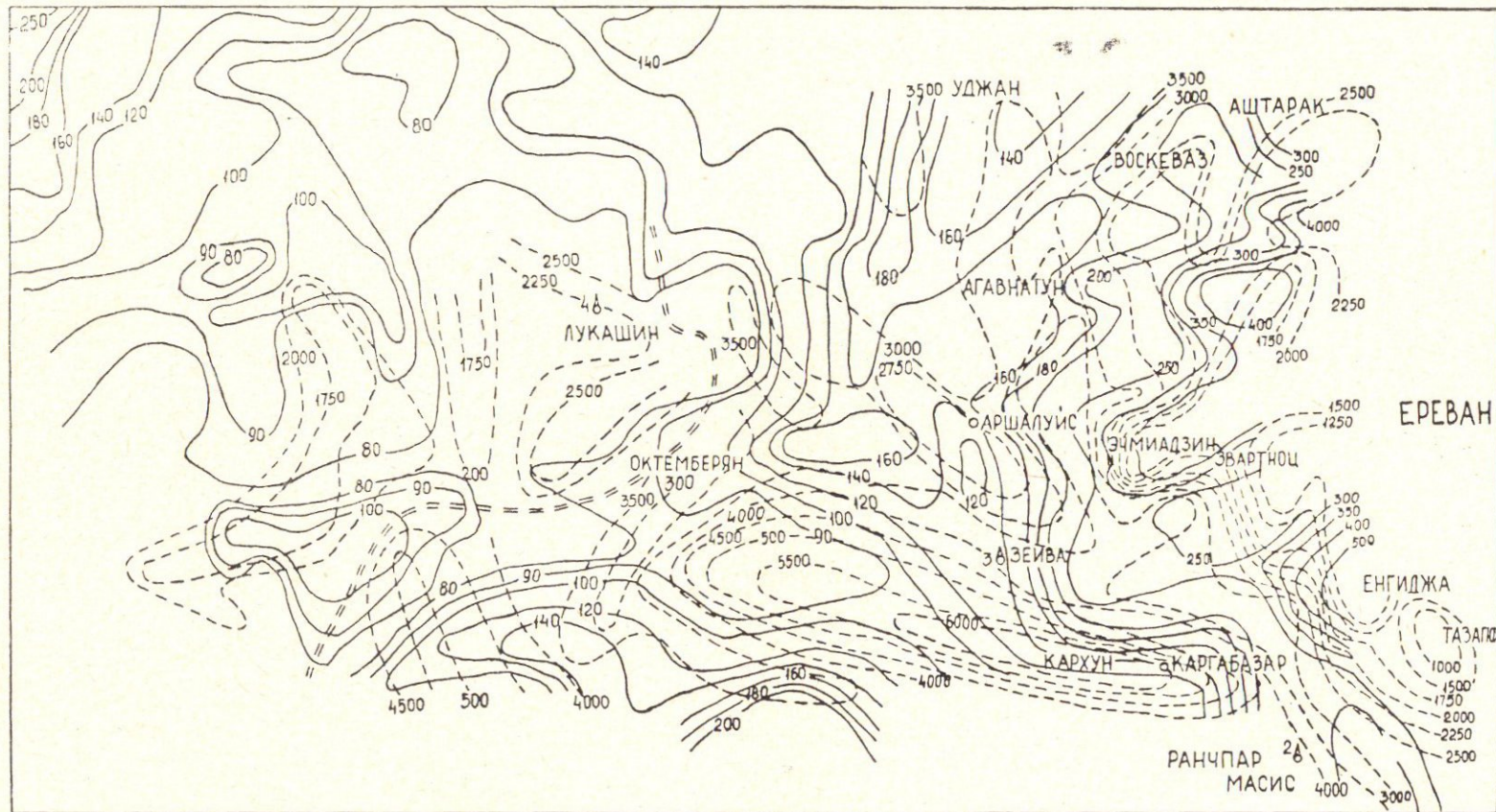
Надпорный низкоомный электрический горизонт с  $\rho$  от нескольких до первых десятков омм обусловлен отложениями зангинской толщи сарматского возраста на востоке и верхней частью Октемберянской толщи на западе района исследования. На Енгиджинском поднятии электрический горизонт  $\rho_4$  связан с толщей миоценовых, олигоценных и эоценовых отложений. Наконец, последний, опорный электрический горизонт, имеющий практически бесконечно большое сопротивление, на разных участках исследованной территории имеет различную стратиграфическую принадлежность. На востоке площади работ опорным электрическим горизонтом несомненно является метаморфический, зопалеозойский фундамент. На остальной территории работ, особенно в предгорных частях Араратской котловины, в ее западной и северо-западной частях, опорным горизонтом для метода ДЭЗ, по всей вероятности, служат гипсоносно-соленосные отложения и поэтому кривые зондирования здесь скорее всего характеризуют надсолевою толщю.

В результате количественной интерпретации кривых ДЭЗ, полученных в пределах Араратской котловины, составлена схематическая карта опорного высокоомного горизонта в масштабе 1 : 100000. Выделяются следующие крупные структурные элементы (фиг. 51). На участке



Фиг. 50. Кривые ДЭЗ Араратской котловины, 1962 г.

населенных пунктов Тазагюх—Енгиджа—Эчмиадзин проходит поднятие юго-запад—северо-восточного направления. Наиболее приподнятая часть фундамента находится в районе с. Тазагюх. В южной части исследуемой территории оконтурен крупный прогиб с центром примерно в с. Кархун. На севере к указанному прогибу примыкает Аршалуйское поднятие, на западе—породы фундамента снова погружаются. Западнее гор. Октемберяна происходит смена опорных горизонтов; здесь они приурочены к породам соленосно-гипсоносной толщи. Таким образом, для указанной части карта характеризует структурное строение надсолевой толщи. Несмотря на положительные результаты, полученные в пределах Араратской котловины, возможности использования электрических зондирований для глубинной разведки все-таки ограничены. Здесь основным препятствием служат такие высокоомные промежуточные горизонты, как лавовые образования и в особенности гипсоносно-соленосные отложения. Последние экранируют залегающие под ними породы и не позволяют изучать подсолевые структурные элементы. Поэтому в 1963 г. в пределах Араратской котловины с целью увеличения глубинности исследования, а также выделения аномальных зон, перспективных для поисков локальных структур, был опробован другой метод электрической разведки—метод теллурических токов—ТТ (Романенко, Шишкин, 1964). Метод ТТ основан на изучении среднепериодных вариаций естественного электрического поля Земли. По сравнению с методом зондирования он дает более обобщенные сведения об изучаемом разрезе, но выгодно отличается от него тем, что не требует громоздких источников питания и длинных линий рабочей установки. Основным же преимуществом метода ТТ, в конкретных геолого-геофи-



Фиг. 51. Схематическая структурная карта Арратской котловины, 1962—1964 гг. 1—изоипсы по кровле опорного электрического горизонта высокого сопротивления; 2—изолинии средней напряженности  $E$  поля ТТ; 3—граница раздела опорных электрических горизонтов разной стратиграфической приуроченности.

зических условиях, считалась возможность его применения для изучения отложений, залегающих ниже гипсоносно-соленосной толщи.

Ожидалось, что связь между полем теллурических токов и суммарной продольной проводимостью осадочных образований надопорной толщи—которая выступает в простой форме, а именно, возрастанию (убыванию)  $S$  отвечает убывание (возрастание) средней напряженности поля теллурических токов  $E$ , должна дать надежную качественную информацию о рельефе опорного электрического горизонта высокого сопротивления.

Характер поля ТТ в пределах Араратской котловины изучался по круглосуточным и рядовым записям вариаций.

Интенсивность поля ТТ оказалась более высокой (0,7—2,3 мВ/км) и сравнительно хорошим вращением для восточной части, но относительно низкой (0,2÷1 мВ/км) и со слабым вращением поля для западной части территории работ. Искажения поля ТТ промышленными помехами, частые случаи несоответствия синхронных записей «базисной» и «полевой» станции сделали восточную часть участка весьма сложной для проведения теллурической съемки. Необходимо также отметить, что наблюдения вариаций поля ТТ проводились в сложных геологических и орографических условиях.

Результаты исследований представлены картой средней напряженности поля ТТ ( $E$ ) в масштабе 1:100000. Изолинии значений  $E$  нами нанесены на ранее рассмотренной карте опорного высокоомного горизонта ДЗ (фиг. 51).

Анализ карты ТТ показывает, что рельеф поверхности опорного электрического горизонта (фундамента) довольно сложный. В региональном плане он погружается в западном направлении. По сгущениям изолиний  $E$  на участке Октемберян—Ереван выделяются три ступени: 1) к востоку от гор. Октемберян; 2) восточнее скважины Зейва и 3) между гор. Эчмиадзином и с. Звартноц.

Наименьшая мощность осадочных отложений наблюдается на Енгиджинском горстовом поднятии. В западной части района по наиболее низким значениям  $E$  оконтуривается зона глубокого залегания опорного горизонта. Выявлен также ряд локальных аномалий, связанных, по-видимому, с поднятием фундамента. В целом съемка методом теллурических токов позволила весьма уверенно проследить ступени поверхности опорного горизонта (связанные, вероятно, с глубинными разломами) и отчетливо оконтурить его поднятия и погружения.

Совместное рассмотрение результатов методов ДЭЗ и ТТ показывает, что в общем они совпадают. Так, например, на участке Эчмиадзин—Тазагюх, где по данным электроразведки предполагается поднятие опорного электрического горизонта высокого сопротивления, имеется также повышение значений  $E$ , что, по всей вероятности, вызвано той же причиной. В западной части района опорным электрическим горизонтом служат породы соленосно-гипсоносно-соленосной толщи, следовательно, здесь породы фундамента находятся на относительно больших глубинах; по данным метода ТТ здесь наблюдаются самые низкие значения  $E$ , что служит подтверждением представления о значительной глубине залегания пород фундамента.

Следует иметь в виду, что в сложных геологических условиях Араратской котловины, где встречаются невыдержанные геоэлектрические разрезы, аномалии  $E$  могут быть вызваны не только погружением или поднятием опорного электрического горизонта высокого сопротивления, но и колебаниями среднего продольного сопротивления надпор-

ной толщи ( $\rho_e$ ). Причинами изменения могут явиться как смена литологического состава осадочных пород, так и минерализация подземных вод. Нельзя упускать из виду и влияние на аномалии  $E$  неоднородного состава поверхностного покрова. Наконец, последнее обстоятельство, которое может влиять на характер поля ТТ, это хемогенные отложения (особенно там, где их мощность превышает сотни метров).

Предполагается, что пласт высокого сопротивления в той или иной мере препятствует растеканию тока в проводящей толще; это приводит к частичному экранированию рельефа изолирующего основания (фундамента). С другой стороны, характер рельефа промежуточных высокоомных горизонтов вызывает дополнительные аномалии поля  $E$ . Поэтому график поля средней напряженности может отражать в целом суммарный эффект одновременного проявления двух высокоомных электрических горизонтов—хемогенных образований и фундамента.

Таким образом, повышение эффективности дальнейшего применения метода теллурических токов в условиях Армянской ССР требует исследования вышеуказанных вопросов теоретического и практического характера.

В последние годы в различных геофизических организациях Союза для исследования разрезов с промежуточным высокоомным горизонтом, являющимся экраном для постоянного тока, стали широко применять методы, основанные на изучении электромагнитных полей, меняющихся во времени. Одним из таких видов электроразведки является метод становления поля. Этот метод изучает особенности протекания неустановившихся процессов становления электромагнитного поля.

В Армянской ССР работы методом становления электромагнитного поля (ЗСП) проводились в 1963—1965 гг. в пределах Араратской котловины. Они преследовали цель выяснить возможности метода по региональному изучению рельефа фундамента, а также для получения дополнительного материала по освещению вопроса приуроченности опорного электрического горизонта в методе ДЗ к тем или иным стратиграфическим слоям. Большинство полученных кривых ЗСП без минимума и поддаются интерпретации только палеткой поздней стадии становления. По результатам интерпретации кривых  $\rho_z$  Приараксинской депрессии составлены карты  $S$  и  $\rho_{z \min}$  для электрического ( $E_x$ ) и магнитного ( $B_z$ ) компонентов. В целом эти карты подтверждают структурные построения, выполненные по данным методов ДЗ и ТТ.

Обобщая вопросы, связанные с применением электрической разведки для изучения геологического строения глубоких слоев в Армянской ССР, нужно отметить следующее: 1. глубинная электроразведка может быть использована самостоятельно и в комплексе с гравимагнитными наблюдениями для картирования структурных элементов как надсолевого, так и более глубинного (вызванного фундаментом) характера; 2. возможности примененных в последние годы новых модификаций электроразведки (методы ТТ, ЗСП и МТЗ) далеко не исчерпаны. Здесь много неразрешенных вопросов, относящихся как к методике проведения полевых работ, так и, в особенности, к приемам обработки наблюденного материала.

## 2. ПРИМЕНЕНИЕ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ ПРИ ПОИСКАХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

На данном этапе проблема водоснабжения больших безводных территорий в бассейне р. Раздан и Араратской котловине еще более усугубилась в связи с резким сокращением попусков вековых запасов

вод оз. Севан. Существует реальная опасность того, что для отдельных районов нехватка воды может стать серьезным препятствием, задерживающим развитие отдельных отраслей народного хозяйства. Поэтому разработка научно обоснованного плана поисков подземных вод является насущной проблемой Армянской ССР. Лавовые образования в свежем состоянии являются породами водоупорными, но их сильная трещиноватость и пористость создают благоприятные условия для фильтрации, скопления и формирования подземных вод, а также для инфильтрации атмосферных осадков, проникающих вглубь до основного водоупорного горизонта, представленного в большинстве случаев глинисто-песчанистыми породами. Там, где имеются промежуточные водоупорные межлавовые слои древнего делювия и коры выветривания, а также плотные разности лавовых образований, создается целый ряд этажно расположенных подземных водных потоков. Воды четвертичных и третичных лав в основном пресные и обладают хорошими питьевыми качествами. Эти воды часто приурочены к погребенным под лавами древним речным долинам и их обнаружение имеет важное народнохозяйственное значение. При гидрогеологической съемке в районах широкого развития лавовых покровов и потоков решение таких задач, как картирование палеорельефа подлавовых отложений, являющегося основным водоупорным ложем подземных вод, выявление и определение площади распространения водосодержащих эффузивных пород, оценка мощности вулканогенной толщи, в пределах которой находятся водонесные горизонты и, наконец, поиски межлавовых и подлавовых водотоков встречают большие затруднения и требуют огромных затрат на буровые работы. Для быстрого и эффективного решения отмеченных задач (в основном начиная с 1957 г.) в системе Управления геологии Совета Министров Армянской ССР в комплекс гидрогеологических изысканий были включены геофизические (электроразведочные) методы исследований.

Значительное различие в электропроводности вулканических образований, в зависимости от степени их водонасыщения, позволило при поисках подземных вод широко применять метод сопротивлений в модификациях главным образом вертикального электроразведывания (ВЭЗ) и электропрофилирования (ЭП). Ниже приводятся данные электросопротивления вулканогенно-осадочных пород Гегамского нагорья и Араратской котловины, рассчитанных на основании каротажных, параметрических и опорных ВЭЗ (выполненных у буровых скважин).

Специальная направленность настоящей работы позволяет стратиграфический разрез исследованных вулканических территорий представить тремя комплексами пород, резко отличающихся между собой по своим геолого-гидрогеологическим и электрическим свойствам.

Первый (подлавовый) комплекс. Сюда относятся все подлавовые отложения, в основном третичного возраста, кровля которых служит региональным водоупором для подземных вод изученных районов. Это осадочные и вулканогенно-осадочные образования — глины, песчаники, туфопесчаники, туфобрекчии, порфириды и т. п. Они выделяются относительно низким электросопротивлением: для туфобрекчий и порфиритов  $\rho$  составляет 200—400 ом, еще меньше сопротивление у туфопесчаников—60—80 ом; для глин  $\rho$  равно 20 ом и меньше. Мощность подлавового комплекса по данным бурения и вертикального зондирования колеблется от 100—200 до 1000 м и более.

Второй (эффузивный) комплекс. Ко второму комплек-

Таблица 45

| Название породы                           | Возраст                 | Состояние породы            | Сопротивление породы в ом |
|---|-------------------------|-----------------------------|---------------------------|
| Т у ф ы                                   | Четвертичные            | Плотные                     | 600—800                   |
| Базальты, андезито-базальты (лавы типа Е) | Верхнечетвертичные      | Плотные, слабо трещиноватые | 5500—7500                 |
| Базальты, андезито-базальты               | Верхнечетвертичные      | Водоносные                  | 200—400                   |
| Андезито-базальты (лавы типа А)           | Нижнечетвертичные       | Плотные, слабо трещиноватые | 2000—4000                 |
| Базальты долеритовые                      | Третичные (плиоценовые) | Плотные, трещиноватые       | 800—1000                  |
| Туфобрекчи, порфири-ты                    | Третичные (эоцен)       | Водоносные                  | 100—200                   |
| Туфопесчаники                             | Третичные (эоцен)       | Относительно плотные        | 200—400                   |
| Г ли н ы                                  | Третичные (сармат)      | Плотные                     | 60—80<br>2—20             |

су относятся вулканические породы третичного и четвертичного возрастов, представленные в основном долеритовыми и оливиновыми базальтами, андезито-базальтами и базальтами, андезито-дацитами и дацитами. Электрическое сопротивление лавовых пород по сравнению с нижележащими отложениями резко увеличивается и по данным ВЭЗ составляет от 800—1000 до 5500—7500 ом. Мощность вулканических пород изменяется от 40—50 м до 700—800 м.

Третий (надлавоый) комплекс представлен современными образованиями. Как правило, это озерные, аллювиальные, делювиальные и другие рыхлообломочные отложения—разнозернистые пески, песчаники, суглинки, галечники, валуны и пр. Электрическое сопротивление надлавоого комплекса резко меняется в зависимости от его литологического состава и в среднем равно от 20—30 до 300—400 ом. Мощность комплекса варьирует в пределах от нескольких до десятков метров.

Основными критериями для поисков подземных вод в вулканических районах послужили, во-первых, резкая дифференциация сопротивлений лавовых образований в зависимости от их водоносности и, во-вторых, возможное увеличение мощности эффузивного комплекса пород на участках древних, погребенных долин.

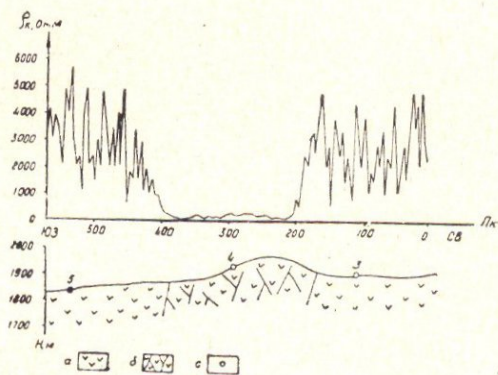
В 1958—1959 гг. в северо-западной части оз. Севан проведены электроразведочные работы с целью выявления зон возможной фильтрации воды. Обнаружение мест утечек и последующая их количественная оценка имеет важное практическое значение, в частности при подсчете модуля подземного стока, являющегося одним из основных параметров при расчете водного баланса оз. Севан.

Электрометрические исследования проводились методами вертикального электроразведывания (ВЭЗ) и симметричного электропрофиллирования (ЭП) по схеме AMNB. Исходя из поставленной задачи и результатов рекогносцировочных зондирований были выбраны следующие разносы для установки ЭП: АВ=200 м, MN=24 м, шаг 12 и 24 м.

Рассмотрение результатов поисковых электропрофилей показывает, что над сухими андезито-базальтовыми лавами средний фон графика  $\rho_k$  составляет порядка 2000 ом, тогда как для их влажных аналогов не превышает 300 ом. В качестве примера на фиг. 52 приведен график  $\rho_k$  по профилю между гор. Разданом—гор. Севаном. Про-

филь начинается в 10 км северо-восточнее гор. Раздана и протягивается по шоссе на дороге. В зонах низкого и высокого электросопротивления пород были выполнены ВЭЗ (фиг. 53). Результаты обработки зондирований показывают, что низкоомные лавы распространяются до глубины 200 м, ниже которых залегают вулканогенно-осадочные отложения. Вне пределов зон низкого сопротивления мощность лав по данным ВЭЗ уменьшается, что указывает на наличие здесь переуглубленного участка. Интересно отметить, что по данным электроразведки здесь имеются два водоносных горизонта: один на глубине 40—50 м, а другой—на глубине 180—200 м. Если воды первого горизонта связаны с водами, фильтрующимися из оз. Севан, то второй—питается либо за счет донной фильтрации, либо за счет водоносных горизонтов, вскрытых в юго-западной и южной прибрежной полосе оз. Севан. Зона низкого  $\rho_k$  методом ВЭЗ была прослежена южнее гор. Севана (с. Лчашен) на север—северо-запад в сторону современного русла р. Раздан и связывается с ее древней долиной (Палеораздан) (фиг. 54). В дальнейшем необходимо проводить более детальные работы, в частности методом ЭП, для уточнения контура р. Палеораздан. Проведенные в последующем буровые работы подтвердили высказанное нами предположение о связи низких сопротивлений с обводненностью пород. Результаты работ, выполненных методом естественного поля (ПС) в пределах акватории оз. Севан, подтвердили существование подземного оттока из района с. Лчашен (Минасян, 1965). Данные опытных геофизических исследований, проведенных в пределах акватории оз. Севан, показали возможность применения метода естественного электрического поля для определения мест утечек озерной воды, а в некоторых случаях и разгрузки на дне оз. Севан. Удлиненность выявленных аномалий от современной береговой линии говорит о том, что подземный отток из оз. Севан будет продолжаться и при дальнейшем понижении уровня озера.

В 1959—1962 гг. проводились электрометрические исследования в пределах Араратской котловины. Эти работы преследовали задачу определения путей движения подземных вод в Араратскую котловину с ее северной части. Известно, что источником питания подземных вод Араратской равнины, в частности оз. Айгерлич, является частично г. Арагац. В вопросе о дополнительных источниках питания равнины существуют разные мнения; некоторые исследователи говорят о подземном озере (Г. Г. Оганезов), а другие—о концентрированных подлазовых водных потоках (С. П. Бальян). И в том, и другом случае обнаружение и перехват подземных вод, особенно на высоких гипсометрических отметках (выше 950 м), дали бы новые, дополнительные источники водоснабжения и орошения.



Фиг. 52. График электропрофилирования над водоносными эффузивными породами бассейна оз. Севан, а—базальты, андезито-базальты, относительно сухие; б—базальты, андезито-базальты, водоносные, с—точки ВЭЗ.

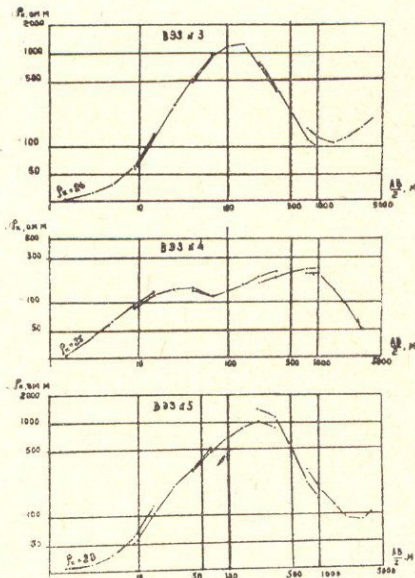
Для разрешения поставленной задачи применялся метод сопротивлений—симметричное профилирование по схемам АА'МNB'В и АМNB (АВ=300 и 500 м, А'В'=200 м, MN=шагy=40 м) в сочетании с электроразведыванием с разносами АВ до 6000 м. Исследованный участок охватывает с. Талиш—гор. Аштарак—гор. Эчмиадзин—гор. Октемберян—ст. Кармрашен—ст. Артени.

Результаты проведенных работ позволили установить характер распределения электросопротивлений пород для глубин первых десятков метров, а для некоторых мест и первых сотен метров (фиг. 55). В западной, центральной и восточной частях изученной территории выявлены участки низких сопротивлений ( $\rho_k \leq 400$  ом) по следующим направлениям:

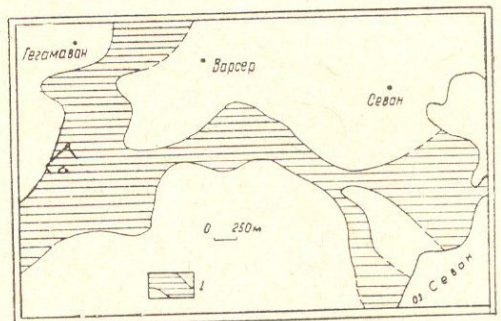
- а) ст. Артени—ст. Кармрашен—ст. Аракс (западная зона  $\rho_{kmin}$ );
- б) с. Талиш—с. Шамирам—оз. Айгерлич (центральная зона  $\rho_{kmin}$ );
- в) гор. Аштарак—с. Аршалуйс—оз. Айгерлич (восточная зона  $\rho_{kmin}$ ).

Геолого-геофизический разрез, проходящий на расстоянии 10 км севернее гор. Октемберяна, дает качественное представление об изменении кажущегося сопротивления пород по вертикальному и горизонтальному направлениям. При этом величина  $\rho_k$  изменяется в зависимости от значений истинного удельного сопротивления промежуточного эффузивного слоя. Если в восточной зоне изолинии  $\rho_k$  с глубиной

разряжаются, то в западной—наоборот, сгущаются. Связывая участки низких сопротивлений с водоносными лавами, следует отметить, что в восточной зоне обводнение имеет место до поверхности основного водоупорного горизонта (сарматские глины), тогда как в запад-



Фиг. 53. Кривые ВЭЗ, выполненные над сухими (№ 3, 5) и водоносными (№ 4) лавовыми образованиями района бассейна оз. Севан.



Фиг. 54. Схематический контур погребенной долины, выявленной методом электроразведки в северо-западной части оз. Севан. 1—погребенная долина.

ной зоне, до кровли глин, существует промежуточный слой плотных лав ( $\rho \approx 1000$  ом), который может служить промежуточным водоупорным горизонтом.

В нижней части разреза  $\rho_k$  имеются почти выдержанные по всему участку изолинии; они относятся к низкоомным глинистым отложениям. Над разрезом кажущегося сопротивления пород построены два

графика для установки повторного профилирования АМОНВ. Графики ЭП подтверждают существование здесь участков низких сопротивлений, а также свидетельствуют о неоднородности разреза в горизонтальном направлении. Анализ кривых ВЭЗ показывает, что имеются два низкоомных горизонта—первый с сопротивлением 200 омм и мощностью около 35 м, второй—с сопротивлением 400 омм, находящийся в интервале от 35 до 120 м (в западной зоне) и от 40 до 300 м (в восточной зоне).

Определить отдельно мощность второго низкоомного слоя (или второго водоносного горизонта) не удастся, так как он на кривых ВЭЗ проявляется нечетко. Признаком существования второго низкоомного горизонта на кривых ВЭЗ может служить общее уменьшение  $\rho_k$  пород на соответствующих глубинах, что очень хорошо вырисовывается на графиках ЭП и разрезах кажущихся сопротивлений.

Геолого-гидрогеологические данные района, а также пробуренные скважины подтверждают выводы о перспективности зон низких электросопротивлений на воду, а их пространственная протяженность показывает основные пути их движения.

В 1962 году на Разданском участке проводились электрометрические работы, направленные на выявление новых и расширение известных местных источников водоснабжения. Участок исследований охватывает сс. Кахси, Солак, Алапарс, Фонтан, Верх. Ахта.

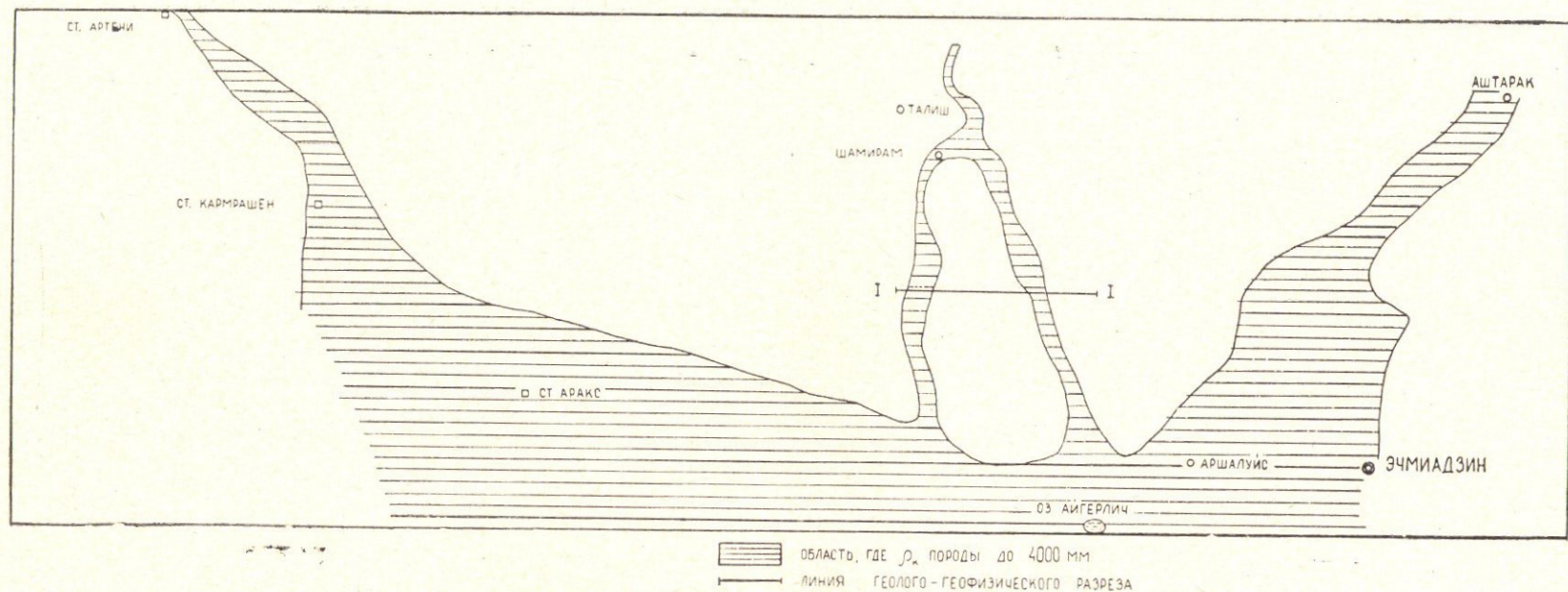
В большинстве случаев подземные воды этого участка выходят на поверхность в виде мощных родников. Имеющиеся гидрогеологические данные свидетельствовали о преимущественном ЮВ—СЗ направлении движения подлавовых и внутрилавовых водных потоков. Решение задачи проводилось в основном методом ЭП схемами АМНВ и АА'МНВВ' ( $AB=600$  м, 300 м;  $A'B'=100$  м;  $MN=шагу=40$  м).

На фиг. 56 приводится одна из результативных карт, построенная по данным, полученным установкой АМНВ ( $AB=600$  м). На карте штриховкой выделены зоны, наиболее перспективные в отношении поисков воды. Очень четко выражены эти зоны у с. Фонтан, Алапарс, южнее Бжни, Солак и Кахси. Зоны низких  $\rho_k$  имеют ясно выраженное ЮВ—СЗ простираие. Такое же простираие, как уже отмечалось, имеют здесь предполагаемые подлавовые и внутрилавовые водные потоки. Как показывает карта, ряд зон низких сопротивлений по простираию прерывается. По-видимому, это связано с тем, что единый водоносный горизонт в районе исследования отсутствует, или же возможно, что на участках «перерывов» характер пути движения вод иной: они могут течь по более узким трещинам и их выявление принятой методикой работ в таких случаях невозможно.

В заключение, исходя из результатов работ, приводим некоторые соображения о методике выполнения геофизических исследований при поисках и разведке источников водоснабжения в районах развития лавовых покровов.

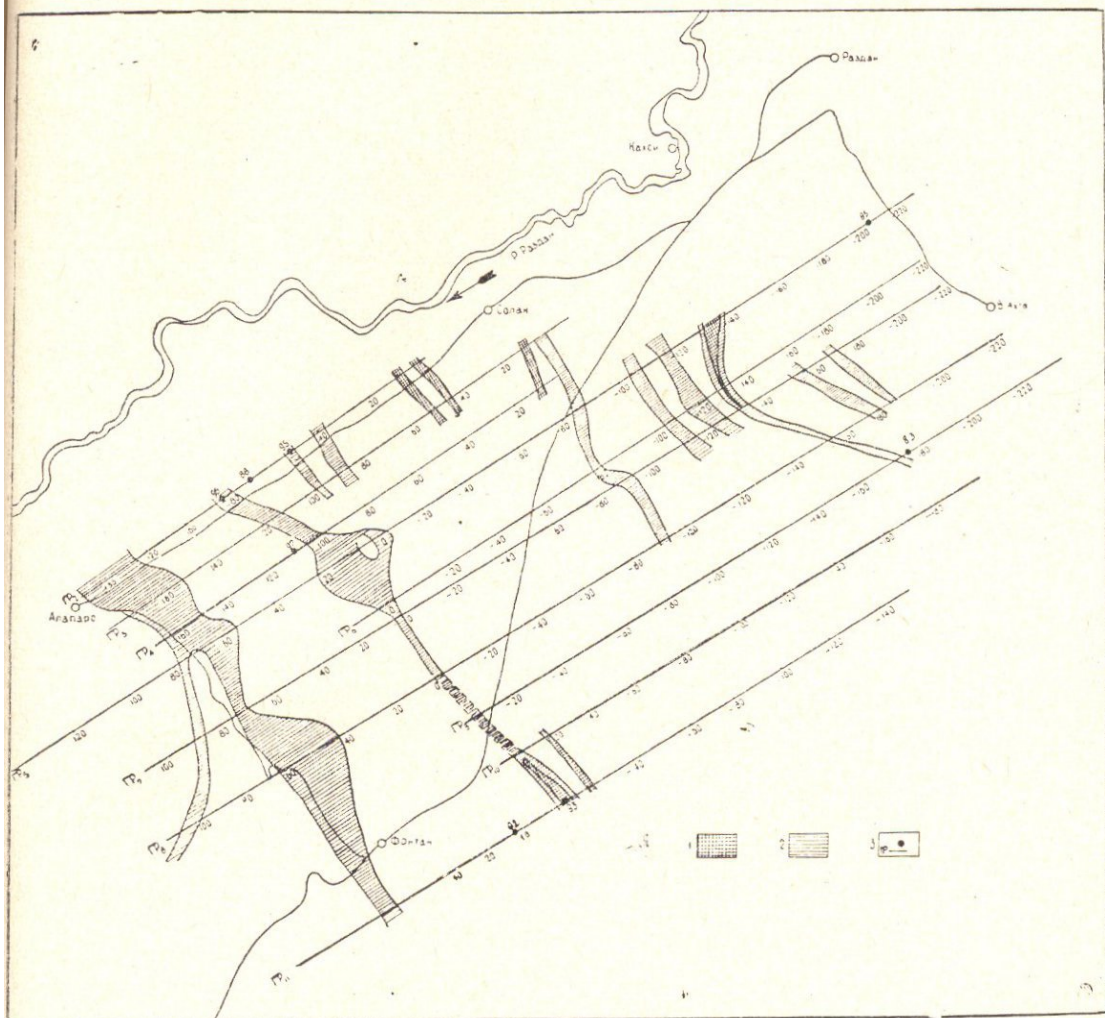
При поисках подземных вод необходимо использовать метод сопротивлений, в модификациях, главным образом, симметричного электропрофилирования (ЭП) и вертикального электроразведывания (ВЭЗ).

Работы следует начинать с постановки по редкой сети ВЭЗ с таким максимальным разносом питающей линии АВ, которая позволяет отбить подлавовые низкоомные водоупорные породы (длина АВ должна доходить до 4000—6000 м). Затем общезвестными способами определяются оптимальные величины рабочей установки электропрофилиро-



Фиг. 55. Пространственное положение зон низких сопротивлений Араратской котловины.

вания. Выбор схемы ЭП зависит от сложности геоэлектрического разреза, но чаще всего удовлетворяет схема с двойной питающей линией (AA'MNB'B).



Фиг. 56. Карта зон низких сопротивлений Раздан-Алапарского участка; Установка AMNB, AB=600 м, MN=шаг=40 м; 1—зона, где  $\rho_k < 200$  ом; 2—зона, где  $\rho_k$  от 200 до 400 ом; 3—точки ВЭЗ и линии электропрофилей.

Если при поисках подземных вод ожидаются относительно широкие и неглубоко залегающие (до 30 м) обводненные зоны, то вместо метода сопротивления следует применять более экономичный и производительный метод радиокип.

Опробование этого метода в предгорной части Араратской котловины показало, что напряженность радиостанции над водонасыщенными вулканическими породами менее интенсивна, чем над аналогичными «сухими» породами. Результаты сопоставления измерений вертикальной составляющей поля  $H_z$  и угла обращения  $\alpha$  радиовещательной станции Тбилиси ( $\lambda_0 = 1224$  м) с данными электропрофилирования на Шамирамском участке показывают, что в центральной части наблюдаемых графиков составляющая  $H_z$  имеет относительно низкие значе-

ния и хорошо коррелируется с участком низких сопротивлений электропрофилирования. В краевых частях аномальной зоны меняет свой знак также параметр  $\alpha$ .

Измерения, выполненные методом радиокип на Егвардском плато, показывают, что этим методом четко отбивается контакт между низкоомными озерными, озерно-речными отложениями и высокоомными вулканическими породами.

Так что метод радиокип следует использовать при оконтуривании среди вулканических пород депрессионных участков, заполненных отложениями, благоприятными для скопления подземных вод.

Для выявления в лавовых образованиях трещиноватых и обводненных зон может быть использована также сейсморазведка малых глубин. Результаты исследований, проведенных в 1964 году в пределах предгорной части Араратской котловины и Лорийского плато, показывают, что выветрелые, разрушенные, но «сухие» долеритовые базальты характеризуются средней скоростью 1300—2000 м/сек, а их трещиноватые и обводненные аналоги—3000—4000 м/сек.

Сейсмическими работами удалось отбить уровень подземных вод на глубине до 30 м. В данном случае глубина исследования была ограничена из-за слабого источника упругих колебаний.

Опыт работ показывает, что в районах, где выявлены водосодержащие лавовые породы, встречаются следующие основные типы кривых зондирования:

а) тип I КНК ( $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 < \rho_4 > \rho_5$ ) — при таком геоэлектрическом разрезе водосодержащие лавы оказываются приуроченными к средней части кривой (горизонт  $\rho_3$ ). В случае, когда обводненные породы отсутствуют, т. е. как бы «выпадают», кривая ВЭЗ переходит в основном в тип «К» ( $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ ); здесь максимальным значением сопротивления характеризуются относительно сухие лавы (горизонт  $\rho_2$ );

б) тип II КQ ( $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$ ) — при таком разрезе водосодержащие вулканические породы отмечаются на ниспадающей ветви кривой (горизонт  $\rho_3$ ). В этом случае наибольшим значением сопротивления отмечаются те же породы, но относительно сухие и плотные (горизонт  $\rho_2$ );

в) тип III К ( $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ ) — в этом разрезе обводненные лавы отмечаются в средней части кривой (горизонт  $\rho_2$ ) и имеют относительно низкие сопротивления по сравнению с сопротивлением пород соседних участков.

Часто водоносные лавы малой мощности на кривых ВЭЗ отражаются слабо или вообще не отражаются. Это происходит под действием вмещающих пород, экранирующих их, или же когда имеет место постепенное изменение сопротивлений пород в глубину. В этих случаях необходимо выполнить зондирование не симметричной, а более дифференциальной дипольно-осевой установкой (ДОЗ). Следует проводить также трансформацию кривых ВЭЗ в кривые ДОЗ. На кривых дипольно-осевых зондирований, полученных указанными двумя способами (полевыми и трансформацией), часто удается выделить искомые водосодержащие горизонты. Трансформация кривых ВЭЗ, наблюдаемых в пределах южного склона г. Арагац (Аштаракский район), позволила получить дифференциальные кривые ДОЗ, на которых с разности АВ = 200 м отмечается перегиб, обусловленный водоносными лавами, т. е. в действительности имеет место разрез «АК» вместо «К». Этот разрез подтвержден последующими буровыми скважинами (скважиной в селе Шамирам). Интересно отметить, что полевые кривые ДОЗ, выполнен-

ные в рассматриваемом районе, хорошо совпадают с трансформированными графиками. Пересчет наблюдаемых кривых ВЭЗ в кривые ДОЗ, а также непосредственные полевые измерения с дипольно-осевой установкой дают материал, вносящий существенные поправки в геоэлектрический разрез исследуемой территории.

Изучение зон, перспективных на воду, в вертикальном направлении, кроме метода сопротивлений, можно проводить также методом ВП. Исследования советских и американских геофизиков показали, что плохо дифференцируемые по значениям  $\rho$  породы, особенно осадочного происхождения, достаточно четко различаются по величинам вызванной поляризации (по параметру  $\tau_k$ ).

В условиях Армянской ССР наибольший интерес представляет выяснение возможности и эффективности применения метода ВП для поисков и разведки подземных вод в эффузивных породах. Полевые исследования, проведенные в районах центральной и северной Армении (города Октемберян, Эчмиадзин, пос. Калинино), где водоносные горизонты приурочены к сильно пористым, трещиноватым базальтам и шлакам, показали, что обводненные эффузивные породы в основном выделяются относительно пониженным значением  $\tau_k$ . Результаты работ в Калининском районе показывают, что методом ВП не всегда удается расчленить водоносные горизонты, хотя при этом кривые ВЭЗ-ВП получаются более дифференцированными по сравнению с кривыми симметричного зондирования.

Вопрос целесообразности использования метода ВП при поисках и разведке подземных вод в эффузивных образованиях остается открытым и требует проведения дополнительных работ и, в первую очередь, лабораторных исследований на образцах.

Наряду с указанными методами разведки в обязательном порядке в комплекс работ должны быть включены каротажные исследования.

Задачи каротажа при гидрогеологических исследованиях сводятся к определению литологии пройденного скважиной разреза, выделению коллекторов и установлению места притоков и оттоков вод.

Для решения первых двух задач обычно применяется стандартный каротаж—каротаж сопротивления (КС), самопроизвольная поляризация (ПС), а также каротаж естественного гамма-излучения горных пород (ГК).

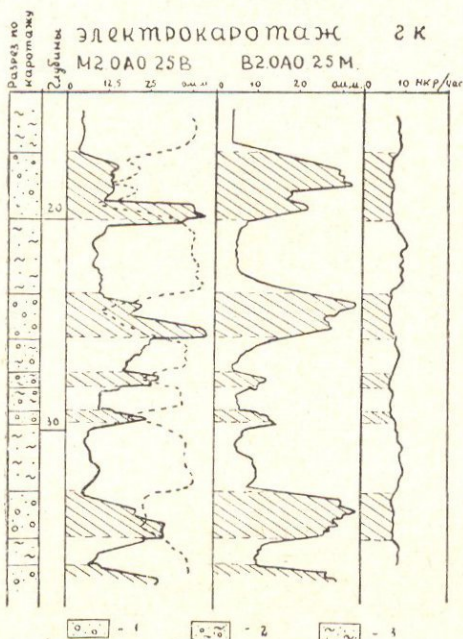
Опыт применения каротажа при гидрогеологических исследованиях на территории Армянской ССР показал, что в районах, сложенных изверженными породами, литологическое расчленение не всегда решается однозначно. Естественная гамма-активность, и в особенности удельные электрические сопротивления большинства изверженных пород, изменяются в широких пределах и по своим значениям часто перекрывают друг друга (Р. Т. Мириджанян).

По данным КС и ПС хорошо разделяются в разрезе плотные породы и их трещиноватые аналоги. Так как последние обычно являются основными коллекторами трещино-поровых вод, фиксация этих участков приобретает важное значение.

Литологическое расчленение с помощью КС, ПС и ГК успешно решается в районах, сложенных осадочными образованиями. Это в основном относится к Араратскому, Ленинанканскому, Памбакскому и, частично, Севанскому артезианским бассейнам, где широко распространены новейшие озерно-речные образования, переслаивающиеся с лавами и туфами. Озерно-речные отложения представлены в основном валунно-галечными образованиями, песками, суглинками, глинами,

которые хорошо дифференцированы как по удельному электрическому сопротивлению, так и по гамма-активности (фиг. 57).

Для решения основной задачи—выявления водоносных горизонтов—применение комплекса методов каротажа определяется в зависимости от конкретных условий.



Фиг. 57. Каротажные диаграммы по скв.

№ 680 гидрогеологической экспедиции. 1—галька и гравий с разнозернистым песком; 2—галька и гравий с песком в глинистом заполнителе; 3—глина песчаная.

Для установления наличия и местоположения притоков было опробовано несколько методов, применявшихся в других районах Советского Союза, в частности методы резистивиметрии и термометрии. При резистивиметрии измеряется удельное электрическое сопротивление ( $\rho$ ) раствора в скважине. Приток выявляется только при наличии достаточной разности в степени минерализации подземной воды и бурового раствора. Указанное условие часто не соблюдается на практике, что резко снижает применимость метода. Отсутствие достаточной разности в температуре подземных вод и бурового раствора в скважине при решении той же задачи делает термометрию также малоэффективной.

Наиболее эффективным оказался метод повторной резистивиметрии с искусственной засолкой жидкости в скважине. При работе этим методом сначала в скважине резистивиметром измеряется  $\rho$  раствора. Затем с помощью засолки создается искусственная минерализация жидкости в скважине. Вторая резистивиметровая кривая снимается сразу после засоления и характеризует равномерность засолки. Последующие кривые снимаются через определенные интервалы времени. После засоления против водоносных горизонтов, вследствие притока, происходит опреснение раствора, что в свою очередь вызывает увеличение  $\rho$ . По изменению последнего и определяется место притока.

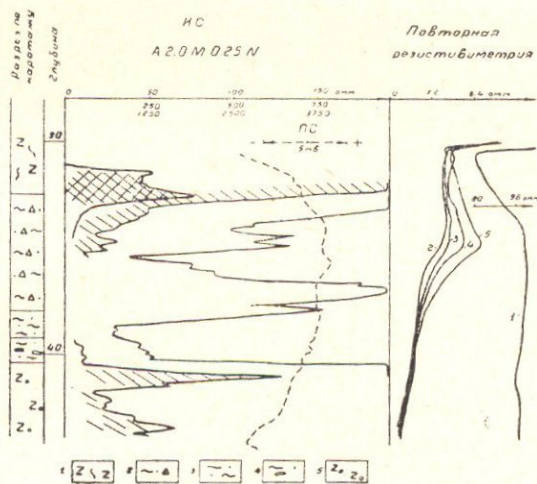
Иногда скважины бывают заполнены водой, выходящей из водоносного пласта, т. е. отсутствует разница в степени минерализации жидкости в скважине и пластовой воды. В этих случаях возникновение электрических полей диффузионного происхождения исключается и отклонения ПС бывают обусловлены в основном фильтрационными (потенциалы течения) явлениями. Положительная полярность ПС свидетельствует о направлении течения жидкости от пласта к скважине, а отрицательная—наоборот. Но для установления места притоков возможности ПС ограничены, так как в большинстве случаев аномалии ПС являются результатом наложения естественных электрических полей различной природы (фильтрационные, диффузионно-адсорбционные и иногда окислительно-восстановительные).

На приведенном примере (фиг. 58), по данным каротажа сопротивления КС выделяются несколько электрических горизонтов. Подошва плотных, трещиноватых базальтов отбивается на глубине 32,5 м (среднее кажущееся удельное электрическое сопротивление —  $\rho_k$  1250 ом), кровля пористых базальтов отбивается на глубине 40,2 м ( $\rho_k \approx 50$  ом). Между этими горизонтами находится интервал, в котором  $\rho_k$  изменяется от 25 до 200 ом. Указанный интервал относится к горизонту обломков шлака, песков и глин, причем по глубине глинистость изменяется. Резистивиметровая кривая 1, снятая при естественной минерализации, не дала сведений о водоносности. Кривые 2, 3, 4, 5 были сняты после искусственного засоления. По отклонению кривых вправо на участке обломков шлака с песками и глинами устанавливается наличие притока. Точные границы водоносного горизонта уточняются с помощью кривой КС (32,5—37,8 м). Ниже находится интервал с преобладающей глинистостью, который, по-видимому, и является водоупором.

При незначительных дебитах подземных вод, а также при их сравнительно глубоком залегании столб жидкости в скважине продавлиывает водоносный горизонт и часто прекращает приток воды в скважину. Для нарушения установленного равновесия гидростатического давления столба жидкости на уровне пласта и давления пластовых вод замеры резистивиметровых кривых в этих случаях сочетаются с оттаргиванием жидкости скважины. Вышеуказанное наглядно видно по фиг. 59. Кривые 3, 4, 5 сняты при пониженном уровне жидкости в скважине. Приток воды устанавливается более четко.

Гораздо проще установление подошвы притока в скважинах с самоизливом, так как в этом случае имеет место интенсивное вертикальное движение жидкости начиная с подошвы притока. После засоления ниже водоносного горизонта степень минерализации (искусственной) остается неизменной, в то время как в верхней части происходит опреснение воды. В скважинах с самоизливом по резистивиметровым кривым кровлю притока установить невозможно.

Во многих гидрогеологических расчетах используются величины скорости фильтрации подземных вод  $V_{с.ф.}$  или коэффициента фильтрации (отношение  $V_{с.ф.}$  к гидравлическому уклону). Существующие гидрогеологические методы определения величины  $V_{с.ф.}$  требуют больших затрат средств, труда и времени. Существенным недостатком этих



Фиг. 58. Кривые КС, ПС и повторной резистивиметрии по скв. № 910 гидрогеологической экспедиции. 1—базальты плотные трещиноватые; 2—обломки шлака с глиной и песком; 3—глины песчаные; 4—глины песчаные с гравием; 5—базальты пористые. 1<sup>1</sup>—резистивиметровая кривая, снятая до засолки; 2<sup>1</sup>, 3<sup>1</sup>, 4<sup>1</sup>, 5<sup>1</sup>—резистивиметровые кривые, снятые после засолки.

методов является необходимость наличия на близком расстоянии не менее трех скважин.

В последнее время получил развитие электролитический способ определения скорости фильтрации подземных потоков по одной скважине. Методика применима только при пресных или слабоминерализованных водах. Работа идентична повторной резистивиметрии. Дополнительно требуется точная фиксация времени снятия резистивиметровых кривых, измерение диаметра скважины (кавернометрия) и температуры воды. После искусственной минерализации раствора в скважине приток со временем опресняет воду, вследствие чего происходит постепенное уменьшение концентрации солей жидкости против притока. Скорость изменения концентрации характеризуется скоростью фильтрации, которая определяется по формуле:

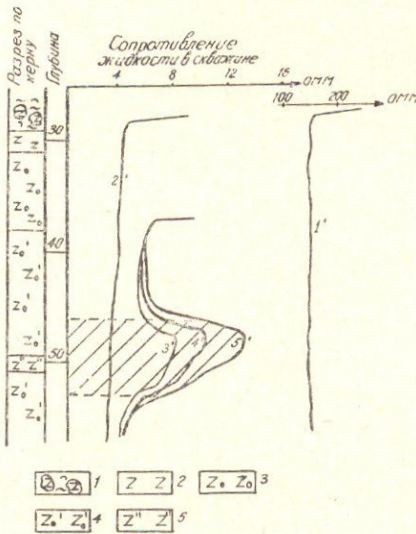
$$V_{с. ф.} = \frac{1,81d}{m(t_2 - t_1)} \lg \frac{C_1 - C_0}{C_2 - C_0},$$

где  $C_0$ —естественная минерализация подземной воды;

$C_1$  и  $C_2$ —концентрация раствора в моменты  $t_1$  и  $t_2$ ;

$d$ —диаметр скважины;

$m$ —коэффициент, показывающий, во сколько раз скорость движения воды в скважине больше скорости фильтрации в породе (для песчано-галечниковых и обломочных отложений  $m=2$ ).



Фиг. 59. Кривые повторной резистивиметрии в скв. № 727 гидросеслогической экспедиции. 1—валуны, обломки базальтов и шлака; 2—базальты плотные; 3—базальты пористые; 4—базальты пористые трещиноватые; 5—базальты пористые сильно трещиноватые. 1<sup>1</sup>—резистивиметровая кривая, снятая до засолки; 2<sup>1</sup>, 3<sup>1</sup>, 4<sup>1</sup>, 5<sup>1</sup>—резистивиметровые кривые, снятые после засолки.

Вычисленные значения  $V_{с. ф.}$  в некоторой степени являются приближенными, поскольку применяемое значение коэффициента  $m=2$  в какой-то мере будет отличаться от своей действительной величины, в особенности когда приток приурочен к трещинным породам. Существенным недостатком при резистивиметровых измерениях является также непостоянство коэффициента скважинных резистивиметров.

Обобщая рассмотрение вопросов, связанных с поиском и разведкой подземных вод в районах лавовых образований Армянской ССР геофизическими методами, можно сделать следующие выводы:

1) в результате электрической разведки выявлен участок подземной фильтрации вод на северо-западном побережье оз. Севан; оконтурена северная граница подземного бассейна Араратской котловины; определены основные пути поступления подземных вод в Араратскую котловину с ее северной части; выявлены межлазовые и подлазовые водотоки в Севанском, Разданском, Абовянском, Талинском, Аштаракском и Апаранском административных районах;

2) электропрофилирование в сочетании с электроразведкой следует считать основным комплексом методов при поисках и разведке подземных вод; можно использовать и метод ВЭЗ-ВП, хотя вопрос о связи поляризуемости с водоносностью лав требует дополнительных исследований;

3) метод сейсморазведки малых глубин следует применить для определения уровня подземных вод, а также для расчленения водоносных и относительно «сухих» лавовых пород;

4) метод радиокип необходимо использовать при выделении обводненных, трещиноватых лавовых образований, залегающих на небольших глубинах (до 30 м), а также для картирования озерных и озерно-речных отложений, залегающих среди вулканических пород.

5) В комплекс работ должны быть включены каротажные исследования.

В каждом случае сочетание методов должно быть определено исходя из геолого-геофизического разреза и экономической эффективности.

### 3. ИЗУЧЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ МЕТОДОМ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ

В течение четвертичного и третичного периодов на территории Малого Кавказа происходили неоднократные вспышки вулканизма, сопровождавшиеся крупными излияниями лавовых потоков кислого и основного составов. Такие районы, как массив г. Арагац, Гегамское, Вардениское, Сюникское нагорья и многие другие почти сплошь покрыты мощным чехлом эффузивных образований.

Изучение геологического строения указанных вулканических сооружений (характер их палеорельефа, замаскированные структурные элементы, литологический состав подлавовых отложений и пр.), вследствие наличия крупных потоков и покровов лав, встречает значительные затруднения. Здесь большую помощь может оказать электроразведка. Ниже рассматриваются некоторые результаты электрометрических работ, полученные при изучении Гегамского вулканического нагорья и массива г. Арагац.

Как в отдельности, так и параллельно с исследованием оз. Севан, Гегамское нагорье изучалось давно. К. Н. Паффенгольц предполагает, что оно представляет собой «насаженную» вулканическую постройку, целиком сложенную продуктами центральных или трещинных извержений и не испытавшего воздымания цоколя. Непосредственно под четвертичными лавами нагорья, по А. Т. Асланяну, залегают вулканогенно-осадочные породы эоцена (Асланян, 1958). А. А. Габриелян и А. Л. Тахтаджян основанием Гегамского нагорья считают верхнеплиоценовые долеритовые базальты (Тахтаджян, 1948). С. П. Бальяном на основании геоморфологического анализа сделан вывод, что долавовая поверхность северной части Гегамского нагорья располагается на отметках 1800—2100 м. Она представляет собой наклонную равнину, соединяющую береговую зону оз. Севан с долиной среднего течения р. Раздан. Считается, что предполагаемая равнина до излияния лав была сильно расчленена глубокими эрозионными долинами, ввиду чего мощность эффузивной толщи здесь колеблется в широких пределах («Геология Армянской ССР», том I, 1962). Примерно такого же мнения придерживается и Г. Г. Оганезов (1962). Е. Е. Милановский под эффузивной толщей нагорья предполагает наличие двух крупных кулисообразно расположенных поднятий—Ахтинского и Аргичинского, которые разделены поперечным синклинальным прогибом, соединя-

ющим Араратский и Севанский синклинии (Милановский, 1960). Этому же мнению придерживаются А. А. Габриелян и С. П. Бальян («Геология Армянской ССР», том I, 1962). Существование отмеченного синклинального прогиба отрицается К. Н. Паффенгольцем и С. С. Мкртчяном («Геология Армянской ССР», том I, 1962).

В северной части Гегамского нагорья выделяют меридиональный выступ эоценового субстрата, названный Чирчирским поперечным поднятием. На наличие этого поднятия, которое разделяет впадину Малого Севана от Верхнеразданского, в свое время указывали С. С. Кузнецов, Л. А. Варданянц, Е. Е. Милановский. Наличие Чирчирского поперечного поднятия принимается не всеми исследователями.

В целом единого взгляда на геологическое строение Гегамского вулканического нагорья не существует. Здесь, наряду с другими причинами, решающее влияние все же оказывает замаскированность отложений, залегающих под лавами.

Для изучения подлавого строения северной части Гегамского хребта были проведены электроразведочные работы методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ).

Геоэлектрический разрез нагорья оказался многослойным, в основном четырех- и пятислойным. Удельное сопротивление пород отдельных электрических горизонтов, знание которых необходимо для вычисления их мощностей, было определено: а) путем измерения на обнажениях искоемых пород; б) по параметрическим кривым ВЭЗ, а также по кривым, полученным на участках, где принцип эквивалентности имеет узкие пределы изменения (имеются в виду участки, где мощность слоя, для которого определяется  $\rho$ , достаточно большая); в) для некоторых пород по каротажным измерениям в скважинах. При определении электросопротивления лавовых образований полевой материал метода ВЭЗ был подвергнут специальной статистической обработке (Минасян, 1963).

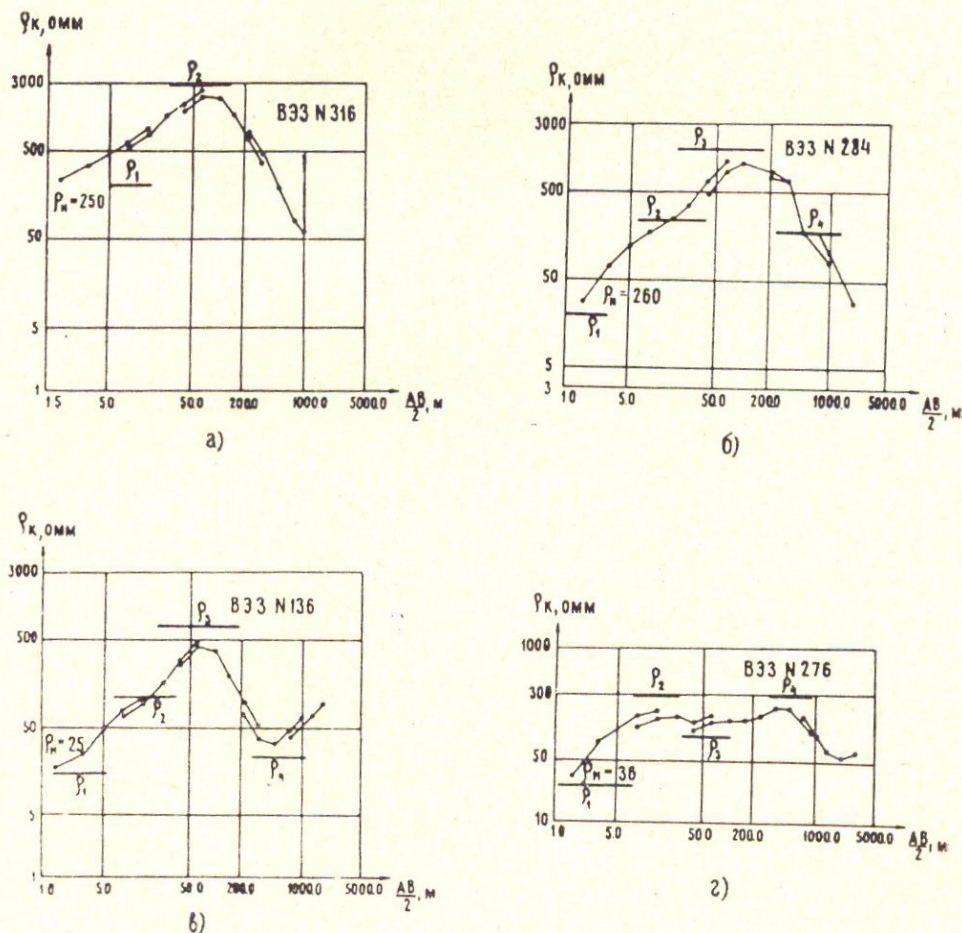
Совместное рассмотрение результатов всех способов определения электросопротивления и сведения о литологии пород северной части Гегамского нагорья позволили выбрать следующие, наиболее вероятные,  $\rho$  пород: для современных отложений от 40 до 500 ом; большой диапазон значений  $\rho$  связан с изменчивостью литологического состава пород; для шлаковых образований сопротивление составляет 600—700 ом; для базальтов и андезито-базальтов центральной части района—5500 ом; для лавовых образований остальной части—2700 и 1350 ом; для пород, залегающих под четвертичными эффузивами, соответствующих вулканогенной толще эоцена (порфириды, туфогенные образования)—в среднем 300 ом; для нижележащих отложений песчано-глинистого состава, соответствующих осадочной толще эоцена,—20 и меньше ом.

подавляющее большинство кривых зондирования относятся к пятислойному типу АКQ и четырехслойному АК; в ряде мест получены кривые типа АКQH (шестислойные). Установлена следующая связь между электрическими и литологическими горизонтами разреза (фиг. 60 а, б, в).

**Слой I**—относится к современным отложениям (пески, суглинки с включениями обломков изверженных пород). Этот электрический горизонт  $\rho_1$  с сопротивлением до 500 ом имеет мощность 3—5 м (по данным ВЭЗ). Иногда в этот электрический горизонт включаются верхи ошлакованных, выветрелых лавовых образований, приводящих к увеличению как мощности, так и сопротивления горизонта.

**Слой 2**—отмечается прогибом в правой части кривых зондирования; этот слой, соответствующий электрическому горизонту  $\rho_2$ , по интерпретации ВЭЗ имеет сопротивление 300—800 ом и литологически представлен в основном ошлакованными, в ряде мест выветрелыми, эффузивными породами. Иногда в этот горизонт включаются монолитные лавы,—тогда сопротивление горизонта доходит до 1000 ом. Мощность электрического слоя изменяется в среднем от 10 до 50 м.

**Слой 3**—на кривых ВЭЗ выделяется высоким сопротивлением, достигающим от 1000—2000 до 5000—6000 ом, иногда даже 8000—10000 ом. Электрический горизонт  $\rho_3$  литологически относится к андезито-базальтам и базальтам. В отдельных местах площади, вследствие трещиноватости и водоносности, горизонт  $\rho_3$  как бы «выпадает» и «замещается» электрическим слоем с  $\rho$ , равным в среднем 200—400 ом (фиг. 60 г). Максимальная мощность лав по данным ВЭЗ доходит до 800 м.



Фиг. 60. Характерные кривые электрозондирования Гегамского вулканического нагорья, 1964 г.

**Слой 4**—обладает относительно низким электросопротивлением. Этот горизонт отражается прогибом в правой, ниспадающей ветви кривых зондирования (фиг. 60 б). Стратиграфически горизонт  $\rho_4$  связан с неогеновыми вулканогенно-осадочными породами, относящимися к вохчабердской толще.

В центральной части района исследования горизонт  $\rho_4$  на кривых ВЭЗ проявляется нечетко. Вероятно, здесь происходит резкое уменьшение мощности слоя 4 и даже его выклинивание. Сопротивление горизонта  $\rho_4$  около 200—400 омм; максимальная мощность доходит до 2000 м.

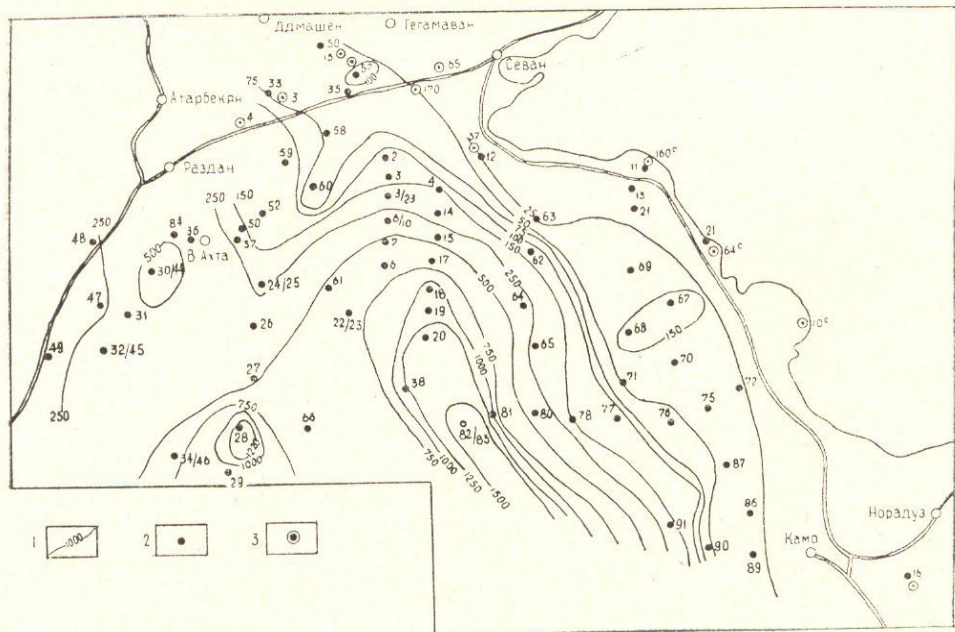
**Слой 5**—выделяется минимумом  $\rho_k$  на кривых ВЭЗ и является самым проводящим электрическим горизонтом ( $\rho_5$ ). Он связан с осадочной толщей эоцена (песчано-глинистые породы) и имеет сопротивление 20 и меньше омм.

**Слой 6**—имеет относительно высокое сопротивление и отражается на кривых зондирования конечной правой ветвью, наклоненной к оси абсцисс под углом, обычно меньшим  $45^\circ$ . Этот электрический горизонт нами связывается с высокоомными гранодиоритовыми породами, выходы которых имеются в крайней северной части района, где получены соответствующие кривые зондирования.

Из анализа всех графиков ВЭЗ следует, что основным опорным электрическим горизонтом служит низкоомный слой  $\rho_5$  (песчано-глинистые отложения), который четко прослеживается почти на всей территории исследования.

Качественная обработка результатов электроразведочных работ позволяет выявить особенности геоэлектрического разреза и закономерности его изменения на площади, а также выбрать лучшие приемы количественной интерпретации. На фиг. 61, 62 приводятся две качественные карты  $T'$  и  $\rho_k$  для  $AB=4000$  м.

Способ получения значения  $T'$  для отдельных кривых ВЭЗ, как известно, заключается в следующем. К правой ниспадающей ветви кри-



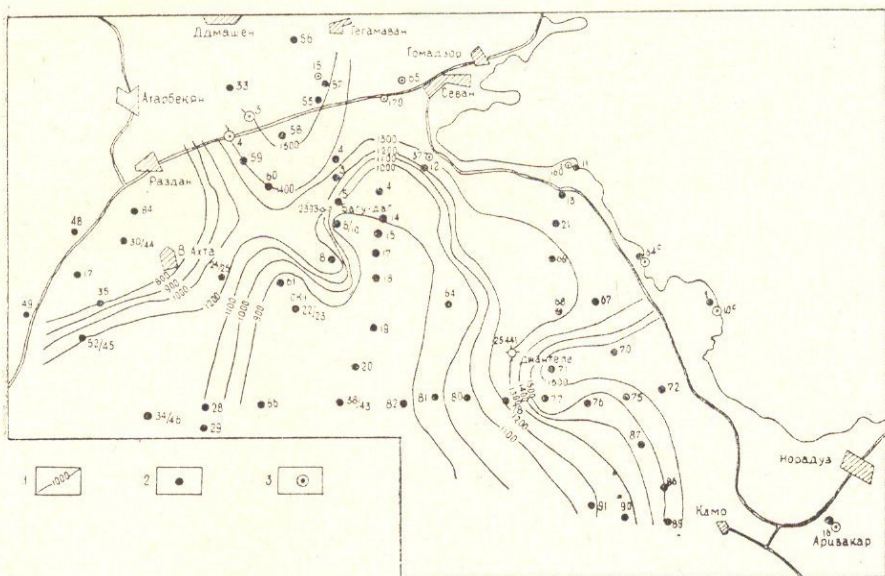
Фиг. 61. Схема  $T'$  Гегамского нагорья: 1—изолинии  $T' \cdot 10^3$ ; 2—точки ВЭЗ; 3—скважины.

вой ВЭЗ под углом  $135^\circ$  к оси расстояний проводится касательная; на оси  $\rho_k=1$  эта прямая отсекает отрезок, равный величине  $T'$ . Доказано, что при больших мощностях промежуточного слоя (в нашем случае лавовых

образований) величину  $T'$  практически можно считать равной  $T$  (поперечному сопротивлению). Построенная карта  $T'$  в данном случае дает объективное представление о характере изменения мощности слоя высокого сопротивления: на участках его увеличения наблюдаются максимумы  $T'$ , а на участках уменьшения—минимумы  $T'$ .

Основываясь на этом принципе, можно дать следующее истолкование приведенной карте  $T'$  (фиг. 61). От прибрежной полосы оз. Севан на запад наблюдается постепенное увеличение мощности лав, которая достигает максимума южнее г. Богусар (значение  $T'$  изменяется от  $25 \cdot 10^3$  до  $150 \cdot 10^4$  омм). Далее на запад наблюдается уменьшение мощности лавовых образований с минимумом  $T'$  севернее с. Верхн. Ахта ( $T'$  равно  $25 \cdot 10^4$  омм). Постепенное уменьшение мощности лав происходит от южной части территории на север до шоссеиной дороги гор. Раздан—гор. Севан.

Имея в виду особенности геоэлектрического разреза исследуемой площади, можно полагать, что приближение опорного низкоомного горизонта к дневной поверхности должно вызвать уменьшение кажущихся сопротивлений при достаточно больших разносах АВ. Приведенная карта  $\rho_k$  для АВ, равного 4000 м, качественно характеризует изменение глубины залегания кровли песчано-глинистых отложений (фиг. 62).



Фиг. 62. Схематическая карта сопротивлений  $\rho_k$  Гегамского нагорья для АВ=4000 м, 1934 г. 1—изолинии  $\rho_k$  в омм; 2—точки ВЭЗ; 3—скважины.

Максимальное значение  $\rho_k$ , равное 1500 омм, отмечено на южной части территории. Отсюда на запад, север и восток кажущееся сопротивление пород уменьшается, достигая минимальных значений (до 25 омм) в прибрежной части оз. Севан. Как видно, область высоких  $\rho_k$  (южная часть площади) соответствует зоне наибольших значений  $T'$ . Именно здесь следует полагать наибольшую глубину залегания опорного горизонта низкого сопротивления, так как для рассматриваемого разноса этот горизонт еще не отражается. Наименьшую глубину опорный горизонт имеет в западной части площади, за исключением участка точек ВЭЗ № 67, 68, где имеет место повышение мощности надпор-

ных отложений. Аналогичную картину изменения мощности надпорной толщи можно наблюдать также между точками ВЭЗ № 28—29 (южнее г. Инаксар).

При истолковании карты  $\rho_k$  для АВ=4000 м нами не учтено влияние сопротивления высокоомных лав, так как в данном случае оно играет несущественную роль. Правильность этого допущения доказывается следующим сравнением: для ВЭЗ № 72 при величине электросопротивления андезито-базальтов до 1000 ом  $\rho_k$  при разnose АВ=4000 м равно 20 ом; то же  $\rho_k$  получено для ВЭЗ № 87 (при том же разnose), но уже при сопротивлении андезито-базальтов—около 2500 ом. Мощность пород в указанных точках в среднем равна 200 м.

Выдержанность электросопротивления лавовых образований по отдельным зонам и постоянство  $\rho$  для других пород на всей территории исследования позволили определить мощности электрических горизонтов и построить карты количественной интерпретации (фиг. 63, 64). Рассмотрение карты мощностей лав показывает, что она равна 50—70 м западнее гор. Камо; на северо-запад, с появлением новых молодых серий лавовых потоков, мощность вулканических пород увеличивается и севернее г. Джан достигает 250—270 м. В районе г. Богусар лавы имеют мощность, равную 280—300 м. Резкое уменьшение мощности лав (до 50—60 м), а в ряде мест и их выклинивание наблюдается в северной части района разведки.

Параллельно с электроразведкой проводились буровые картировочные работы. Сопоставления мощностей лав по электроразведке и бурению дает следующее: для скважины № 4 по электроразведке 156 м, по скважине 149 м, для скважины № 15, соответственно, 60 м и 67 м (фиг. 63). В целом процентная ошибка определения глубин залегания вулканических пород по данным ВЭЗ и скважин (существующих и пробуренных по нашей рекомендации) составляет около 10%.

Карта опорного низкоомного горизонта, приводимая на фиг. 64, характеризует изменение мощности надпорного комплекса пород, представленного туфобрекчиями и разными туфогенными отложениями. Напомним, что этот комплекс пород не всегда четко проявляется на кривых ВЭЗ (например, южнее г. Богусар), однако при количественной интерпретации допущено его существование на всей территории исследования.

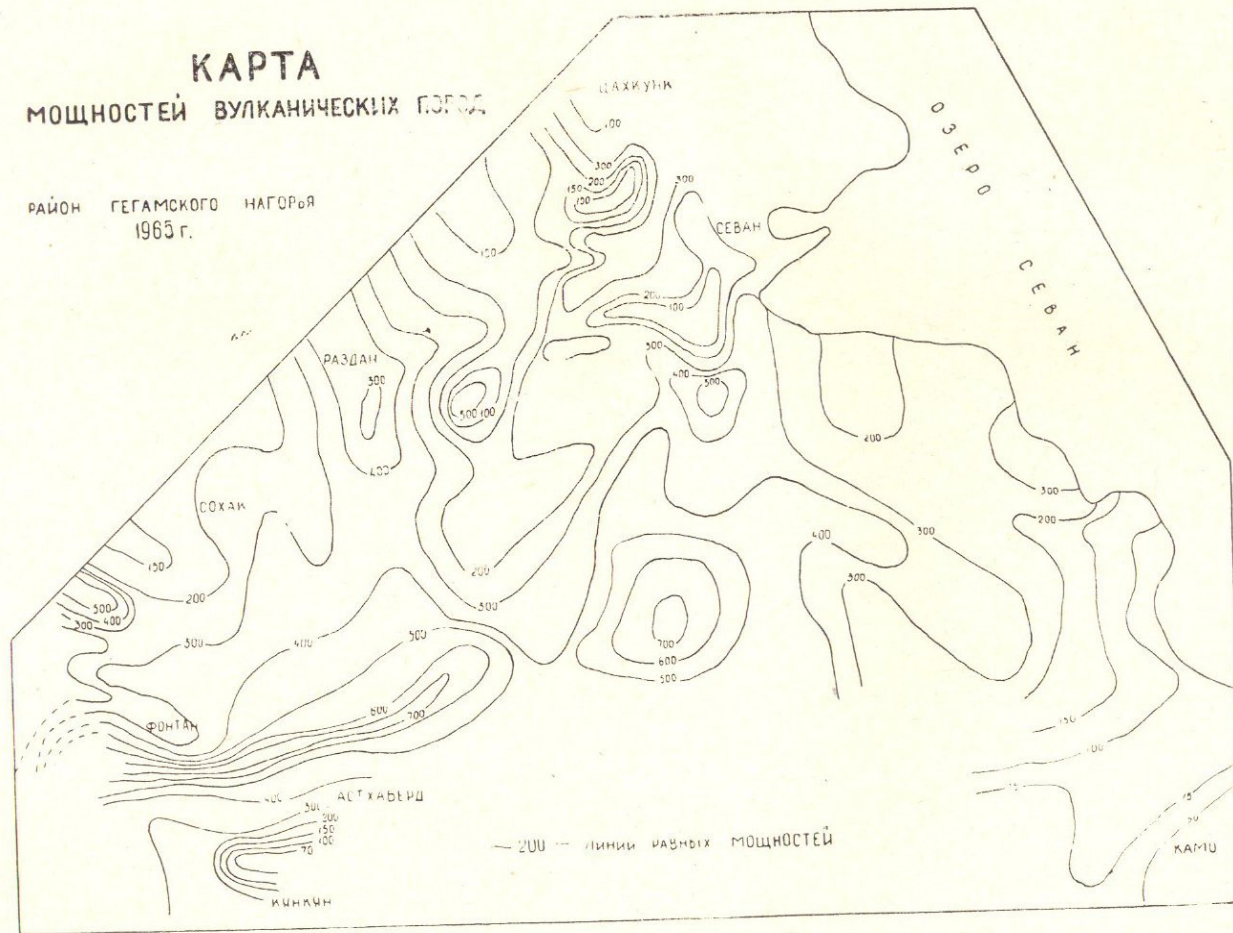
Как видно из приводимой карты, строение района разведки по кровле низкоомного опорного горизонта довольно сложное. От береговой полосы оз. Севан на запад поверхность опорного горизонта погружается; максимальное увеличение мощности надпорной толщи наблюдается южнее г. Богусар (1500 м). Отсюда на запад имеется сначала воздымание, а затем погружение поверхности опорного горизонта (район с. Верх. Ахта). Севернее г. Богусар наблюдается новое воздымание опорного горизонта.

Таким образом, по поверхности низкоомного опорного горизонта песчано-глинистых отложений, в центральной части территории наблюдается прогиб, южная граница которого не оконтурена. Аналогичный структурный элемент вырисовывается западнее с. Верх. Ахта. Воздымание же песчано-глинистых отложений на севере, по-видимому, следует связать с Чирчирским поперечным поднятием.

Следующей вулканической областью, в пределах которой проведены электроразведочные работы, является г. Арагац. Это громадный щитовидный лавовый массив, располагающийся на абсолютных отметках 2000—4000 м. Переходы от склонов к предгорным плато довольно

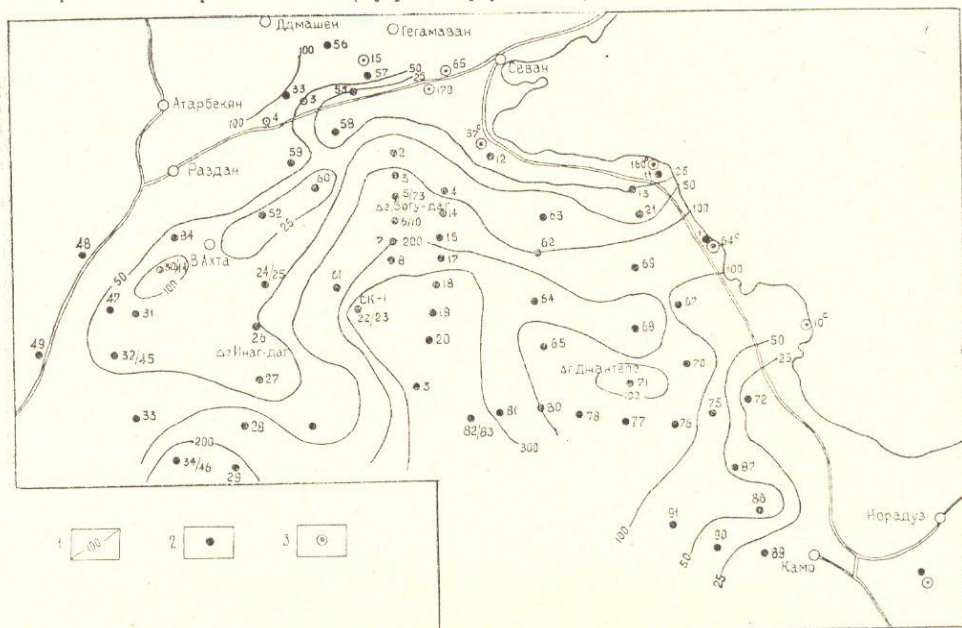
# КАРТА МОЩНОСТЕЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

РАЙОН ГЕГАМСКОГО НАГОРЬЯ  
1965 г.



Фиг. 63. Карта мощностей вулканических пород Гегамского нагорья.

резкие и происходят на отметках около 1400—1500 м. Ниже расположены почти горизонтальные, слабоволнистые периферические плато (Кармрашенское, Шамирамское, Егвардское), перекрытые рыхлыми выбросами пирокластов (туфы, туфолавы).



Фиг. 64. Карта опорного низкоомного горизонта Гегамского нагорья, 1—изогипсы (м) поверхности низкоомного горизонта (песчано-глинистые породы); 2—точки ВЭЗ; 3—скважины.

Уже свыше ста лет Арагац считается мощным четвертичным потухшим вулканом центрального типа. Эта концепция отстаивается многими исследователями и поныне. Лишь К. Н. Паффенгольц еще в 1938 г. на основании своих первых, а затем и последующих наблюдений в этом районе высказывается против вышеуказанного представления и считает Арагац крупным брахиантиклинальным поднятием общекавказского простирания. Последнюю концепцию поддерживают также А. Л. Рейнгард (1939) и С. П. Бальян (1950). В настоящее время на основании геологических исследований у северо-восточного подножья массива г. Арагац зарисован крупный сброс общекавказского простирания, имеющий протяжение, видимо, более 60 км. Проходит сброс от перевала к северу от г. Араилер на северо-запад (к вулкану Голгат и далее). Считается, что по этому сбросу произошло трещинное излияние лав Апаранского потока. В средней части указанный сброс дает ответвление в южном направлении, где к концу его приурочено трещинное излияние Варденутского потока. Предполагается, что у юго-восточного подножья массива г. Арагац разлом проходит по оси Зейвийской брахиантиклинали, с опущенным юго-западным крылом. В районе долины р. Касах, у п. Аштарак, у сс. Мугни и Сагмосаван картируются три тектонических нарушения, по которым лавы и подстилающие их вулканогенно-осадочные образования смяты в пологие складки. Они пересекают р. Касах и протягиваются почти параллельно друг другу.

Массив г. Арагац окаймляется рядом котловин, выполненных озерно-речными отложениями четвертичного времени. Это Апаранская котловина тектонически-запрудного типа. Подпрудой явились туфы и лавы

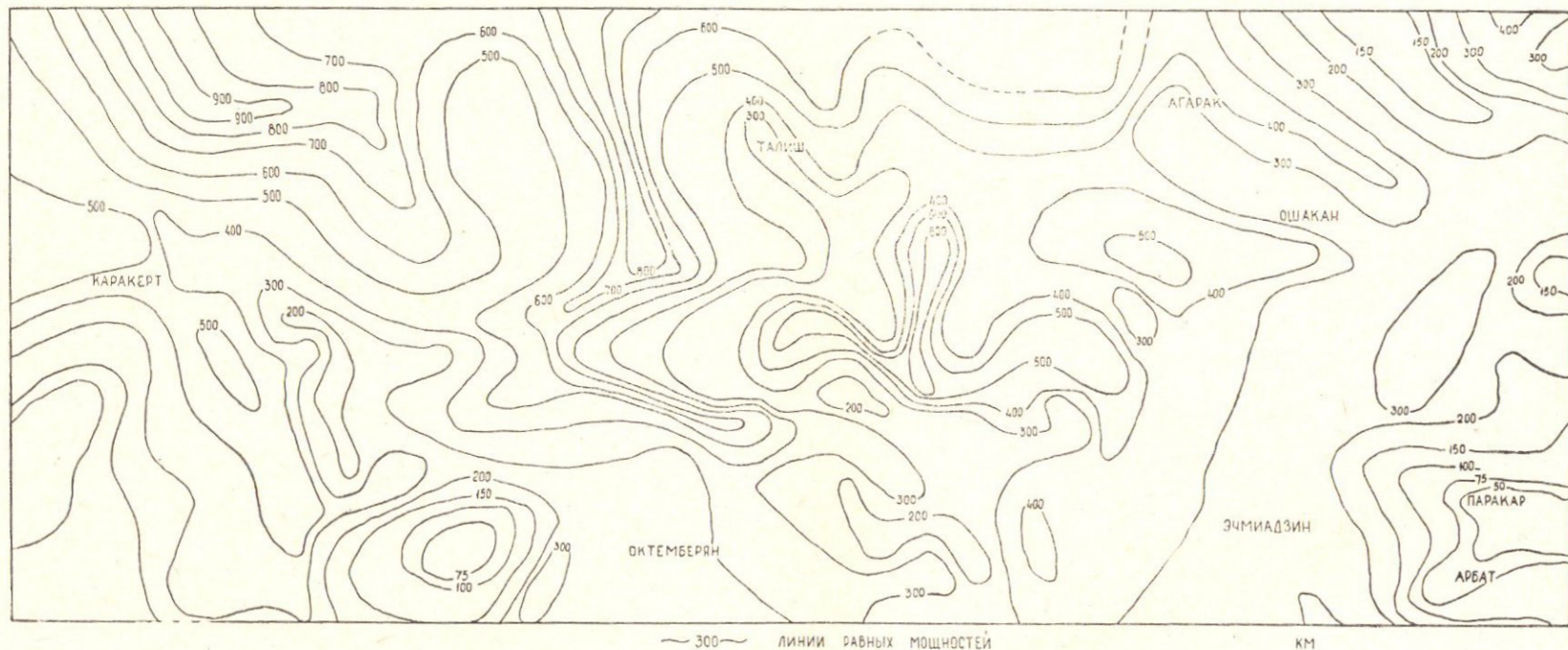
Варденутского потока, а затем лавы Аштаракского потока (Паффенгольд, 1962).

Относительно наиболее крупная—Арагатская котловина, вопросами геологического строения которой занимались А. А. Габриелян, К. Н. Паффенгольд, А. Т. Асланян и др.

Несмотря на проведенные многочисленные исследования, ряд вопросов, касающихся мощностей вулканических образований, характера и литологического состава пород, слагающих подлавовый рельеф Арагатской котловины и массива г. Арагац, остаются нерешенными. Решению их во многом могла способствовать электроразведка. Большой объем электроразведочных работ выполнен в Арагатской котловине и в пределах южных склонов массива г. Арагац. Геоэлектрический разрез исследованной части массива г. Арагац имеет много общего с разрезом Гегамского вулканического нагорья: наблюдаемые кривые ВЭЗ многослойны и относятся в основном к типам К, КQ, АК, АКQ. Литологическая приуроченность электрических горизонтов сохраняется за исключением того, что в изученной части массива Арагац из геоэлектрического разреза выпадает горизонт  $\rho_4$ , который для Гегамского нагорья соответствует породам Вохчабердской толщи. На фиг. 65 приводится одна из карт количественной интерпретации кривых ВЭЗ—карта мощностей вулканических пород южной и прилегающей частей массива г. Арагац. Рассмотрение карты показывает следующее: в пределах южных склонов массива г. Арагац мощность вулканических образований составляет 500—900 м. К долине р. Касах, западнее с. Агарак, мощность лав уменьшается до 150—200 м. В предгорных частях Арагатской котловины вулканические породы имеют в среднем мощность от 200 до 400 м. Западнее гор. Октемберяна и восточнее гор. Эчмиадзина наблюдается уменьшение мощности лав до 50—70 м.

Анализ результатов электроразведочных исследований, выполненных в пределах Гегамского нагорья и массива г. Арагац, показывает, что достаточно хорошо решаются не только задачи по определению мощностей вулканических образований и изучению рельефа подлавовых пород, но и установление литологического состава последних. Так, например, по данным геологии рассмотренных вулканических областей, предполагается, что под лавами в основном залегают туфобрекчии, туфопесчаники, порфириды (породы типа вохчабердской толщи) или же глинисто-песчаные отложения. Так как электросопротивление пород типа вохчабердской ( $\rho = 200\text{—}400$  ом) отлично от такового для осадочной толщи ( $\rho = 20$  ом и меньше), то имеется возможность их расчленения методом электроразведки. Кривые ВЭЗ № 316 и 284 (фиг. 60а, б) показывают, что в первом случае под лавами залегают песчано-глинистые породы, а во втором—породы типа вохчабердской толщи. Для изученных районов Гегамского нагорья и массива г. Арагац по данным электроразведки составлены карты литологического состава подлавовых пород.

Следующая задача, которая решается электрической разведкой в вулканических областях, это возможность картирования пространственного распространения отдельных крупных потоков и покровов лав. Здесь требуется выполнение новых, специальных исследований с целью выяснения окончательных возможностей электроразведки. Но уже сейчас имеющиеся результаты показывают эффективность ее применения в этой области. В качестве примера на фиг. 66 иллюстрирована карта электропрофилирования, наблюдаемая в пределах Егвардского плато.



Фиг. 65. Карта мощностей вулканических пород южной части массива г. Арагац и предгорья Араратской котловины, 1965 г.

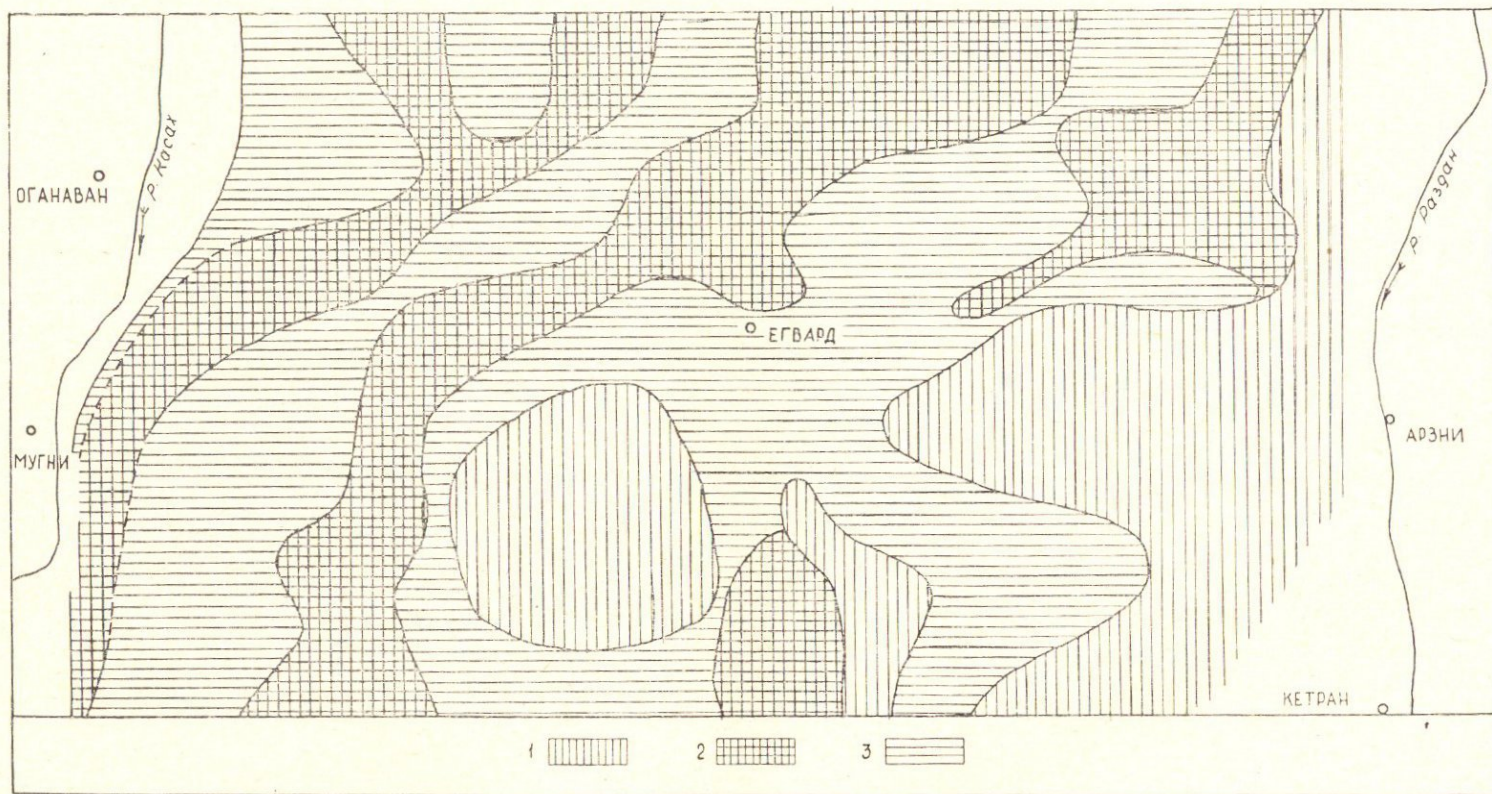
Егвардское плато располагается в юго-восточной части массива г. Арагац и представляет собой среднюю часть междуречья рр. Раздан и Касах. Оно имеет общий уклон с севера на юг. Рельеф плато ровный, волнисто-холмистый. В рельефе довольно хорошо выражены контакты налегающих друг на друга лавовых потоков. Указанные контакты и пространственное распространение отдельных лавовых потоков видны на приводимой карте, составленной по данным электропрофилеирования (фиг. 66).

Последний вопрос, который нами рассмотрен в настоящей работе и имеет большое практическое значение для вулканологии и гидрогеологии,—это возможность определения методом электроразведки направления движения лавовых потоков. На первый взгляд может показаться, что электрическое сопротивление пород, вычисленное по кривым ВЭЗ, полученным над однородной по своему геологическому строению эффузивной толщей, не должно было бы зависеть от направления прохождения электрического тока. Однако результаты крестовых и круговых зондирований показывают, что наблюдается повышение значения сопротивления вулканических пород по направлению движения лавовых потоков. Особенно резко, в зависимости от изменения азимута разносов АВ, изменяется внешняя форма кривых ВЭЗ. Так, в случае расположения питающей линии вкрест движения лавовых потоков часто получаются искаженные кривые, которые трудно поддаются обработке по теоретическим палеткам. При выполнении же ВЭЗ с разносом АВ по направлению потока получаются кривые, менее искаженные и удовлетворительно интерпретируемые по палеткам. Причина расхождения  $\rho_k$  в зависимости от азимута АВ заключается в следующем.

Многие эффузивные породы обладают флюидальной (текучей) текстурой, т. е. кристаллы минералов породы ориентируются по направлению движения потока. Интересно, что такое же ориентированное положение занимают многочисленные поры и пустоты породы. Это приводит к изменению электропроводности эффузивных пород: она увеличивается в направлении ориентированных частиц (по течению лавового потока) и уменьшается в перпендикулярном направлении; это приводит, соответственно, к увеличению и уменьшению  $\rho_k$ . Анизотропия особенно сильно сказывается, если поры и пустоты лавовых пород заполнены более проводящим материалом (например, подземными водами) и в какой-то степени соприкасаются друг с другом, образуя связанное соединение. Интересно отметить, что сопротивление току при его прохождении по линии АВ, расположенной по направлениям  $45^\circ$  и  $135^\circ$  по отношению к течению лавового потока, одинаковое.

Таким образом, после выполнения некоторых специальных исследований изучение электрической анизотропии лавовых пород может стать одним из полевых способов для выяснения направления движения лавовых потоков.

Из многочисленных рассмотренных вопросов по использованию электроразведки для изучения вулканических сооружений и областей многие уже нашли широкое практическое применение. К ним относятся: определение мощностей вулканических пород, выяснение литологического состава и характера подлавого рельефа. Повышение достоверности решения задач этой группы требует прежде всего новых приемов вычисления  $\rho$  лавовых пород, необходимых для количественной интерпретации данных электроразведки (Минасян, 1965).



Фиг. 66. Картирование лавовых потоков Егвардского плато, 1964 г. 1—породы с  $\rho_k$  равным в среднем 400 ом·м; 2—породы с  $\rho_k=1000$  ом·м; 3—породы с  $\rho_k=1500$  ом·м.

## ГЛАВА VIII

### РЕЗУЛЬТАТЫ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ В АРАРАТСКОЙ И ЛЕНИНАКАНСКОЙ КОТЛОВИНАХ

Сейсморазведочные работы на территории республики проводились с 1952 по 1957 гг. Азербайджанской конторой Морской геофизической разведки с целью выяснения возможности применения сейсморазведки для решения геологических задач.

Полученный сейсмический материал за этот период характеризовался сложностью и неоднозначностью: на сейсмограммах отмечалась хаотическая запись с короткими разнонаправленными осями синфазности, что свидетельствовало о сложных и неблагоприятных сейсмогеологических условиях, связанных с неоднородностью и быстрой изменчивостью геологического разреза в самой верхней части, т. е. в области возбуждений в исключительно сложных тектонических условиях.

В связи с вышеизложенным авторы этих работ пришли к выводу о нецелесообразности продолжения работ, которые и были прекращены в 1957 году.

Однако продолжение других видов геофизической разведки, структурно-картировочного и глубокого бурения на нефть и газ, обнаружение прямых и косвенных признаков нефти и газа привело к необходимости возобновления сейсморазведочных работ. Эти работы были начаты в 1960 году силами УГ СМ Армянской ССР с целью разработки рациональной методики поисков ими погребенных структур.

Сейсмические исследования до 1963 года носили опытно-методический характер. В 1964 году были получены первые ценные геологические результаты МРНИ в Араратской котловине и на участках, не покрытых лавовыми покровами.

Эффективность сейсморазведки в различных районах меняется в широких пределах и зависит в первую очередь от сейсмологических условий, от соответствия методики работ этим условиям и от технического уровня проведения полевых сейсморазведочных работ.

Особенности сейсмологических условий Араратской котловины заключаются в сложности поверхностных и глубинных условий, а главное, в одновременном проявлении их.

Сложность поверхностных сейсмогеологических условий определяется следующим:

1). Установлено повсеместное распространение 2 типов низкоскоростных волн-помех с  $V^*=1,2-0,25$  км/сек, мешающих выделению волн, отраженных от границ в разрезе всего осадочного чехла.

К первому типу волн-помех относятся низкоскоростные и низкочастотные поверхностные волны с  $V^*=0,4-0,25$  км/сек, видимым периодом  $T=0,040-0,060$  сек. Наиболее эффективными средствами борьбы с ними является группирование приборов и взрывов, правильный выбор условий возбуждения и величины взрывного интервала. Условия, где доминируют низкоскоростные и низкочастотные волны-помехи (юго-

восточная часть района исследования—Арташатский район) являются более легкими для проведения сейсморазведки, так как позволяют применять более легкую и производительную методику (меньшее число приборов и взрывов, меньшая глубина взрыва и др.). Иногда оказывалось достаточным применение среднечастотных фильтраций, погружение заряда под ЗМС на 10—15 м.

Характерная волновая картина представлена на фиг. 67.

Ко второму типу волн-помех относятся так называемые волноводные волны-помехи, возникающие в соответствующих слоях, называемых в литературе волноводами. Они характеризуются относительно более высокими значениями кажущихся скоростей  $V^*=1,2-0,8$  км/сек, а видимый период колебаний  $T=0,025-0,30$  сек, т. е. они относятся к среднечастотным волнам. Эти волны регистрируются при взрывах даже на больших глубинах, т. е. они не затухают, как первые при погружении заряда под ЗМС на 10—15 м.

Характерным волноводом является неоднородная базальтовая толща, являющаяся благоприятной средой для образования и распространения большого числа интенсивных регулярных и нерегулярных волн-помех, которые в свою очередь могут являться источниками возбуждения волн, распространяющихся вниз в качестве самостоятельных колебаний (помимо прямой падающей волны) с соответствующим осложнением всей волновой картины. Такой тип волновода и волновая картина характерны для Октемберянского района, где при изучении волновой картины в интервале 0—700 м не удалось зарегистрировать полезного сигнала, а сейсмограммы характеризуются хаотичной записью, осложненной нерегулярными волнами-помехами.

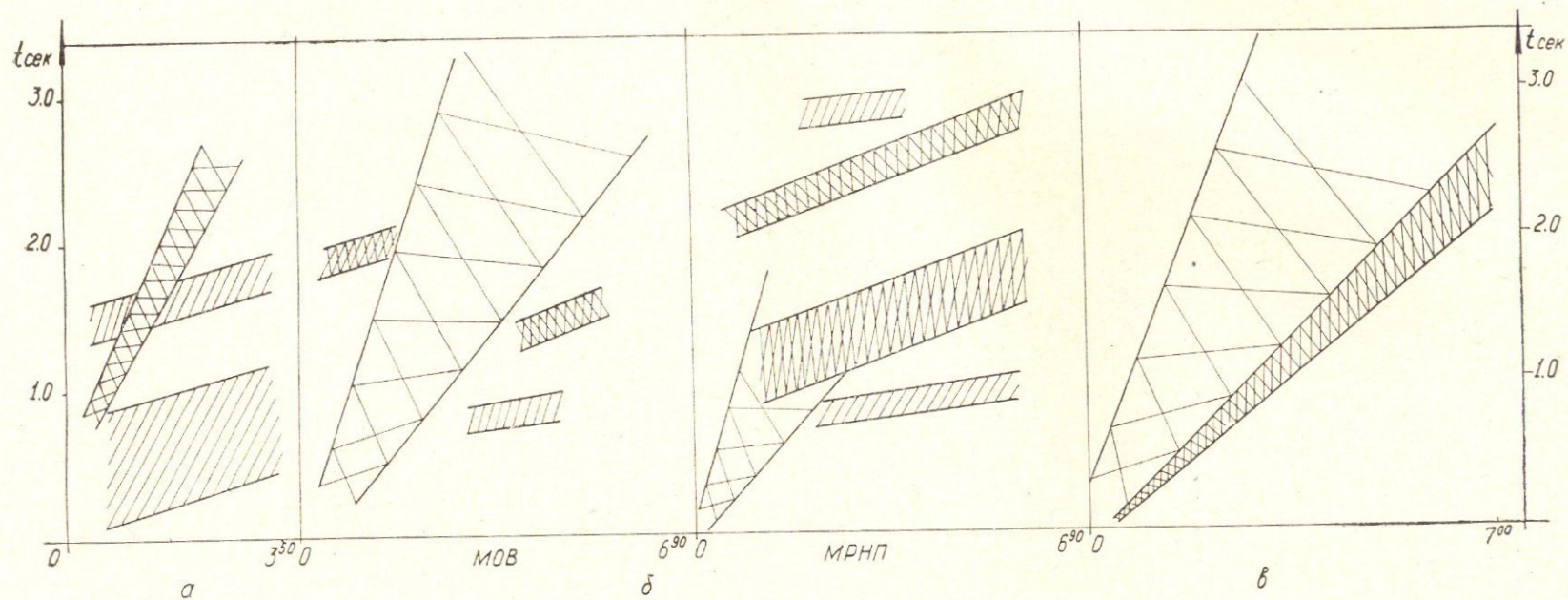
К третьему типу волн-помех относятся волны с кажущимися скоростями  $V^*=1,7-2,3$  км/сек, образующие четкие оси синфазности на временах 0,5—1,9 сек. Эти волны с относительно высокими значениями кажущихся скоростей относятся к кратным отраженно-преломленным волнам, возникающим на границе базальтовой толщи с вышележащими озерно-речными отложениями. Они достаточно четко выделены в Эчмиадзинском районе, особенно методом РНП.

Волны с кажущимися скоростями, равными 4,0 км/сек и более, относятся к отраженным волнам.

2). Быстрая и резкая фациальная изменчивость пород верхней части разреза как по вертикали, так и по площади, а следовательно и скоростная характеристика верхней части разреза, меняется в широких пределах. В целом для всей Араратской котловины верхняя часть различна и можно выделить следующие 3 типа разрезов.

I тип—в разрезе отсутствуют базальтовые покровы, разрез представлен песчано-глинистыми, глинистыми, озерно-речными образованиями (Арташатский район, фиг. 68а). Характерным для этого типа является существование 2—3 слоев: зоны малых и пониженных скоростей, мощностью 5—10 м, представленные песком с небольшой примесью глины. Скорость распространения продольных ( $V_p$ ) и поперечных ( $V_s$ ) волн:  $V_p=0,5-1,1$  км/сек,  $V_s=0,15-0,25$  км/сек; второй слой, представленный глинисто-песчанистыми образованиями, характеризуется мощностью 10—20 м,  $V_p=1,6-1,8$  км/сек,  $V_s=0,35-0,45$  км/сек; в тех же образованиях, но с включением галечников—  $V_p=1,1-1,5$  км/сек;  $V_s=0,25-0,35$  км/сек.

Относительно высокими значениями скоростей обладают глины  $V_p=1,7-2,0$  км/сек, а взрывы в них наиболее эффективны.



а) Ягташатский район. б) Эчмиадзинский р-он (MOV и МРНП) в) Октябрьянский район.

 — область регистрации полезного сигнала. 
  — область регистрации низкоскоростных волн-помех.

 — область регистрации высокоскоростных волн-помех.

Фиг. 67. Схема волновой картины Араратской котловины.

Этот тип разреза характеризуется относительно минимальным уровнем помех, а отношение скоростей распространения поперечных и

продольных волн лежит в пределах  $\frac{V_s}{V_p} = 0,18$ .

II тип—когда в разрезе имеется неоднородная толща базальта, мощностью 150—200 м, но сверху она покрыта толщей озерно-речных, песчано-глинистых образований, мощностью 80—120 м (Эчмиадзинский район, фиг. 68б). Верхняя часть разреза характеризуется наличием 3 слоев: зона малых и пониженных скоростей, представленная песком с включением галечников, характеризуется  $V_p = 0,8—1,1$  км/сек,  $V_s = 0,15—0,2$  км/сек, второй слой представлен песчано-глинистыми или глинисто-песчаными отложениями, иногда с включениями галечников с  $V_p = 1,4—1,9$  км/сек,  $V_s = 0,4—0,5$  км/сек; третий слой представлен валунно-галечниковыми образованиями с  $V_p = 1,1—1,4$  км/сек,  $V_s = 0,25$  км/сек.

Наличие уже в этом типе разреза жесткой границы приводит к возникновению различного рода кратных волн, усложняя волновую картину в целом и методику сейсморазведочных работ.

Отношение скоростей распространения поперечных и продольных

волн лежит в пределах  $\frac{V_s}{V_p} = 0,2$ .

III тип—выходы на дневную поверхность разрушенных и сухих туфов, шлаков, трещиноватых базальтов, андезито-базальтов, валунно-галечниковых образований (Октемберянский район, фиг. 68в). Мощность базальтового покрова изменяется в широких пределах 80—500 м. Эту неоднородную толщу до глубины 100—150 м можно рассматривать как зону выветривания с пониженными скоростями, где скорость продольных волн  $V_p = 0,6—2,0$  км/сек.

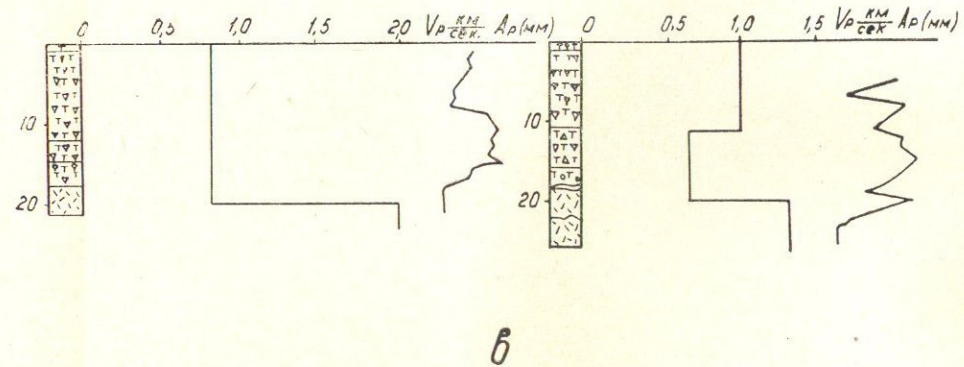
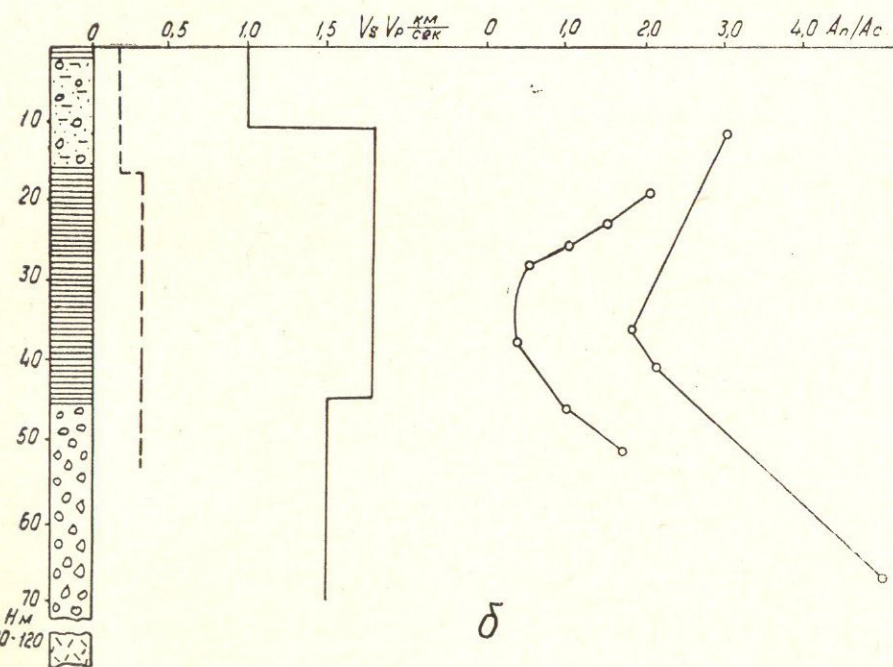
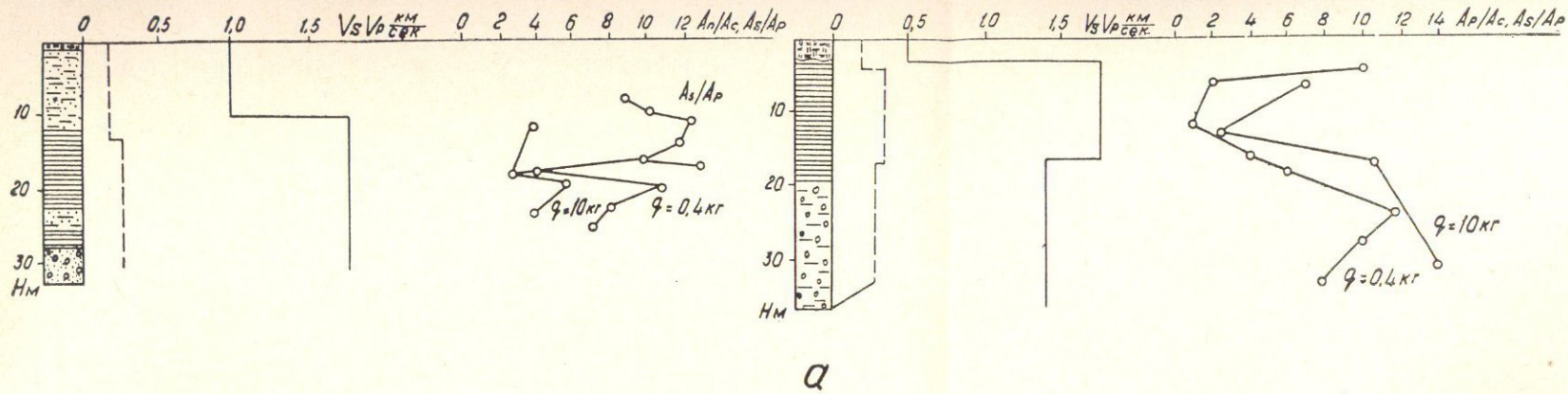
Верхняя часть разреза по данным пробуренных взрывных скважин и микросейсмокаротажа, представленная на фиг. 68в, характеризуется 2—3 слоями: первый слой, мощностью 15—20 м, представлен туфами, туфоконгломератами, туфобрекчией с  $V_p = 0,6—1,0$  км/сек; второй слой представлен трещиноватым базальтом, андезито-базальтом с  $V_p = 0,8—2,0$  км/сек. Подошва базальтов характеризуется скоростью порядка  $V_p = 3,5—4,0$  км/сек. Вся эта толща исключительно неблагоприятна с точки зрения возбуждения и регистрации упругих колебаний, так как при взрывах в этой толще и регистрации на поверхности отмечается высокий уровень регулярных и нерегулярных волн-помех, в сотни раз превышающих полезный сигнал.

3). Низкий уровень грунтовых вод в северной и западной частях района исследования и, наконец, пересеченный характер дневного рельефа, густая заселенность, повсеместное распространение садов-виноградников и других сельскохозяйственных культур, сильно развитая оросительная система,—все это также затрудняет проведение сейсморазведочных работ.

К настоящему времени из всей совокупности имеющихся материалов удалось выделить следующие глубинные сейсмогеологические особенности исследованного района:

1. Сложный геологический разрез, резкая фациальная изменчивость.

# Характеристики верхней части разреза Яранатской котловины



## Условные обозначения

- |                   |   |
|-------------------|---|
| Песок             | Туф   |
| Глина             | $V_p$ -скорость продольных волн                         |
| Валунно-галечники | $V_s$ -скорость поперечных волн                         |
| Туфоконгломерат   | График отношения амплитуд помех и полезного сигнала.    |
| базальт           | График отношения амплитуд поперечной и продольной волн. |

а - Арташатский район.

б - Эчмиадзинский район.

в - Октемберянский район.

На представленной схеме изменения упругих, плотностных, электрических свойств и литологии отложений осадочного чехла котловины (фиг. 69) показана сложность геологического разреза, ее резкая фациальная изменчивость. Сложность геологического разреза в первую очередь заключается в наличии в разрезе двух жестких границ: базальтового покрова и соленосной толщи, неоднородный и слоистый характер которых приводит к интенсивному отражению упругой энергии на многочисленных границах, а это приводит к спаду интенсивности отраженных волн с глубиной.

При этом отношение помеха—сигнал для любых волн возрастает по сравнению с районами, где эти толщи отсутствуют. Примером этого служит относительно низкий уровень помех и хорошее качество сейсмического материала в Арташатском районе и ухудшение его качества в Эчмиадзинском районе до почти полного исчезновения отражений в Октемберянском районе.

Как видно из схемы, в Арташатском районе базальтовый покров отсутствует, четвертичные отложения здесь представлены песчано-глинистыми образованиями, а соленосно-гипсоносная толща представлена 200-метровой ангидридовой пачкой (скв. № 2—Арташат). В целом геологический разрез прост. Скоростная, электрическая и плотностная характеристики закономерно изменяются с глубиной.

В геологическом разрезе Эчмиадзинского района озерно-речные отложения фациально переходят в валунно-галечниковые образования и базальт. Ангидридовая пачка с юго-востока постепенно переходит в соленосно-гипсоносную толщу, мощностью 1,2—1,3 км (скв. № 2, Массис, № 3, Зейва), представленную чередованием гипса, соли и глин со сложным шероховатым рельефом, что приводит к рассеиванию отраженных волн, резкой смене кажущихся скоростей на небольших отрезках профиля; геологический разрез Эчмиадзинского района заметно сложнее.

Особенно осложняется геологический разрез Октемберянского района в связи с наличием на поверхности базальтового покрова, мощностью 80—500 м и резкой фациальной изменчивостью, об отрицательном влиянии которого говорилось выше. А наличие таких жестких границ в разрезе с коэффициентами отражения порядка 0,27—0,42 благоприятствует образованию кратных волн, область регистрации которых показана на годографах волновой картины.

Такие участки, как Эчмиадзинский, Октемберянский, трудны для сейсморазведки МОВ в обычной модификации. МОВ здесь может быть эффективным в модификации РНП, так как выделение, сопоставление и определение природы волн на суммолентах облегчается из-за объективного разделения их аппаратурой в силу разрешающей способности метода, а построенные разрезы выгодно отличаются от разрезов МОВ.

2. Тонкая слоистость в строении сред, окружающих основные границы. Известно, что имеющиеся вблизи основной отражающей границы тонкие слои с существенно различными волновыми сопротивлениями вызывают интерференцию отражений, которая затрудняет их корреляцию, а во многих случаях полностью нарушает ее.

В условиях территории исследования в результате анализа геологического строения различных толщ осадочного чехла и сопоставления их с сейсмокаротажными, электрокаротажными и плотностными кривыми удалось выделить несколько границ, разделяющих среды с существенно различными волновыми сопротивлениями, а следовательно, и с различными коэффициентами отражения (см. табл. 46).

Характеристика основных границ раздела

| Возраст  | Характеристика сред          | Отражающие границы | Юго-восточная часть (Арташатский район) |                             |                        |                       |
|--|------------------------------|--------------------|---|-----------------------------|------------------------|-----------------------|
|  |                              |                    | Скорость в км/сек                       | Плотность г/см <sup>3</sup> | Волновое сопротивление | Коэффициент отражения |
| Сармат (Разданская толща)                            | Однородные                   | I                  | 2,2                                     | 2,2                         | 4840                   | -0,13                 |
| Среди. миоцен (соленосно-гипсовая толща)             | Неоднородные тонкослоистые   | II                 | 2,9                                     | 2,2                         | 6280                   | -0,05                 |
| Верхний олигоцен-нижний миоцен (пестроцветная толща) | "                            | III                | 2,9                                     | 2,36                        | 6844                   | -0,13                 |
| Верхнемеловые отложения (данни-палеоцен)             | Неоднородные в верхней части | IV                 | 3,6                                     | 2,5                         | 9000                   | -0,18                 |
| Эопалеозой   |                              | V                  | —                                       | —                           | 13000                  | —                     |

Однако эти границы фактически не являются благоприятными для получения от них четких протяженных отражений. Оказалось, что вблизи их имеются дополнительные тонкие слои с разными волновыми сопротивлениями, которые отмечаются на плотностных и каротажных кривых. Наличие в разрезе близ основных сейсмических границ тонких слоев вызывает интерференцию близких отражений, а это в условиях существования регулярных помех существенно осложняет, а во многих случаях делает невозможной корреляцию отраженных волн.

3. Резко выраженная складчатость, угловые несогласия, крупные и слабые дизъюнктивные нарушения, наличие флексурных и других дислокаций.

Исходя из вышеизложенного, Араратская котловина характеризуется весьма сложными сейсмогеологическими условиями. А главным является то, что и поверхностные, и глубинные трудности проявляются одновременно. Следовательно, неслучайным является то, что по всему району работ не выделяются опорные сейсмические горизонты.

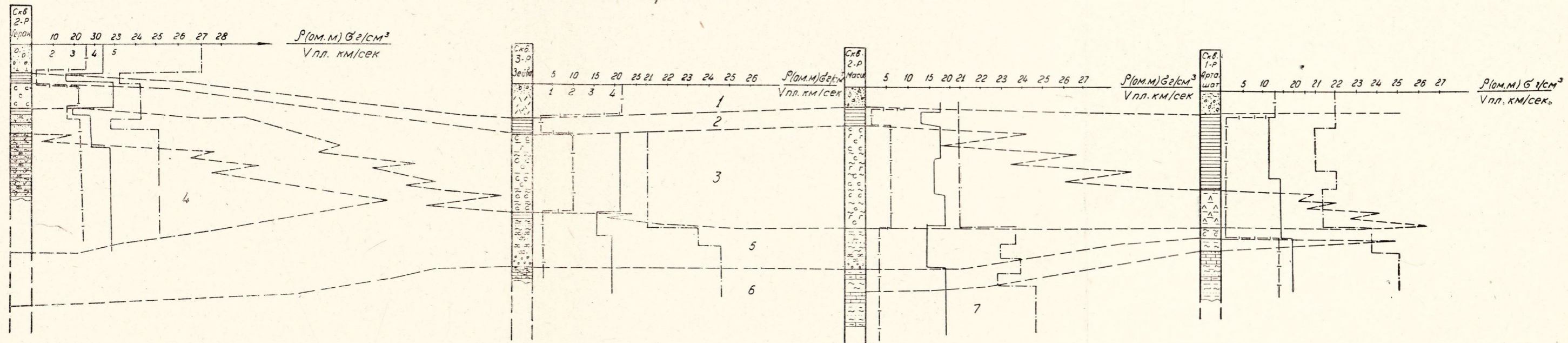
В Ленинанканском районе сейсморазведочные работы по выяснению сейсмогеологических условий проведены в незначительном объеме. По данным микросейсмокаротажа и КМПВ определены скорости продольных волн: до глубины 60 м пластовые скорости изменяются в пределах от 1,1—2,1 км/сек, а в юго-западной части достигают значения 3,3 км/сек (на глубине 25 м). Ниже (до глубины 0,6 км) значение скоростей колеблется в пределах 3,3—5,1 км/сек.

Ленинанканская котловина, так же как и Араратская, характеризуется сложными сейсмогеологическими условиями. Сейсмическая запись МОВ и КМПВ имеет ярко выраженный интерференционный характер; зарегистрирована продолжительная нерегулярная запись, на фоне которой не удалось выделить каких-либо характерных групп волн.

Анализ имеющегося материала по изучению волновой картины показывает, что:

# Схема изменения физических свойств и литологии отложений осадочного чехла Араратской котловины

Масштаб горизонт. 1:100000  
вертикал. 1:25000



## Условные обозначения

- 1 Нижнечетвертичные озерно-речные и лабавые образования.
- 2 Глинистые отложения с характерной для верхнего сармата фауной.
- 3 Гилсонско-соленосные образования.
- 4 Туфогенные песчано-глинистые отложения.
- 5 Лесгауветские песчано-глинистые отложения (полосы нижней и верхней красноцветной свиты).
- 6 Палеоцен-песчаники, глины и мергели.

- 7 Мезозой
- Конгломераты
- Песчано-глинистые отложения
- Алевролиты
- Глины
- Мергели

- Известняки
- Каменная соль
- Ангидрид
- Алевротуффиты
- Песчаники
- Туффиты

- Туфобрекчии
- Яшмы
- $\rho$  (ом.м) сопротивление в ом.м
- $V$  пл. км/сек пластовая скорость
- $\rho$  г/см<sup>3</sup> плотность

Фиг. 69.

Таблица 46

## Арагатской котловины

| Центральная часть (Эчмиадзинский р-н) |                             |                         |                       | Юго-западная часть (Октемберянский р-н) |                             |                         |                       | Северная часть (Разданский район) |                             |                         |                       |
|---------------------------------------|-----------------------------|-------------------------|-----------------------|---|-----------------------------|-------------------------|-----------------------|-----------------------------------|-----------------------------|-------------------------|-----------------------|
| Скорость в км/сек                     | Плотность г/см <sup>3</sup> | Волновое сопро-тивление | Коэффициент отражения | Скорость в км/сек                       | Плотность г/см <sup>3</sup> | Волновое сопро-тивление | Коэффициент отражения | Скорость в км/сек                 | Плотность г/см <sup>3</sup> | Волновое сопро-тивление | Коэффициент отражения |
| 2,7                                   | 2,3                         | 6210                    | -0,15                 | 2,6                                     | 2,4                         | 6240                    | -0,38                 | 2,2                               | 2,3                         | 5060                    | -0,27                 |
| 4,0                                   | 2,1                         | 8400                    | -0,015                | 5,5                                     | 2,4                         | 14200                   | -0,21                 | 3,9                               | 2,3                         | 8970                    | -0,13                 |
| 3,6                                   | 2,4                         | 8640                    | -0,06                 | 3,8                                     | 2,4                         | 9120                    | —                     | 3,0                               | 2,3                         | 6900                    | -0,15                 |
| 4,2                                   | 2,35                        | 9870                    | -0,013                | —                                       | —                           | —                       | —                     | 4,0                               | 2,3                         | 9200                    | -0,18                 |
| —                                     | —                           | 13000                   | —                     | —                                       | —                           | —                       | —                     | 5,0                               | 2,7                         | 13500                   | —                     |

а) на площади исследования отсутствуют как прослеживающиеся отраженные, так и регулярные волны-помехи; небольшие кажущиеся скорости зарегистрированных волн (700—1200 м/сек) соответствуют нерегулярным поверхностным волнам;

б) зарегистрированы в основном поперечные волны, которые также относятся к категории волн-помех с максимумами частот в интервале 25—38 гц. Однако эти частоты могут иметь как продольные отраженные волны, так и поперечные, преломленные и обменные. Однозначно решить этот вопрос не представилось возможным. Частотный анализ показывает, что зарегистрированные оси синфазности в большинстве случаев отвечают не простым, а сложным волнам, образованным или в результате сложения полезных волн, или волн-помех и полезных волн.

Таким образом, к настоящему времени удалось выделить главные трудности проведения сейсморазведки МОВ, изучить особенности их проявления на различных площадях и провести сейсмическое районирование.

Главные трудности сейсморазведки МОВ следующие:

1) регулярные волны-помехи с относительно небольшими значениями кажущихся скоростей—поверхностные и волноводные волны;

2) сложная и неоднородная толща верхней части разреза, представленная озерно-речными (песок, глина, валуны) и вулканическими образованиями (туфы, туфоконгломераты, базальты, андезиты, андезито-базальты);

3) сложный геологический разрез, резкая фациальная изменчивость, наличие жестких границ раздела—базальт, соленосно-гипсоносная толща;

4) тонкая слоистость в строении сред, окружающих основные границы;

5) резко выраженная складчатость, угловые несогласия, наличие многочисленных дизъюнктивных нарушений.

Сложные сейсмогеологические условия территории исследования определили необходимость опробования различных методических приемов МОВ и КМПВ.

Ниже приводится краткий обзор результатов выполненных работ и рекомендации о направлении работ в ближайшее время.

1. Метод отраженных волн является основным разведочным методом подготовки структур, перспективных в отношении нефти и газа. Эффективность МОВ зависит от сейсмогеологических условий. До настоящего времени эффективность сейсморазведки МОВ в Армении остается низкой, что в основном связано с чрезвычайно сложными сейсмогеологическими условиями, особенно в условиях сложного распространения сухих трещиноватых базальтов, достигающих мощности 80—500 м и являющихся исключительно неблагоприятной средой для возбуждения колебаний.

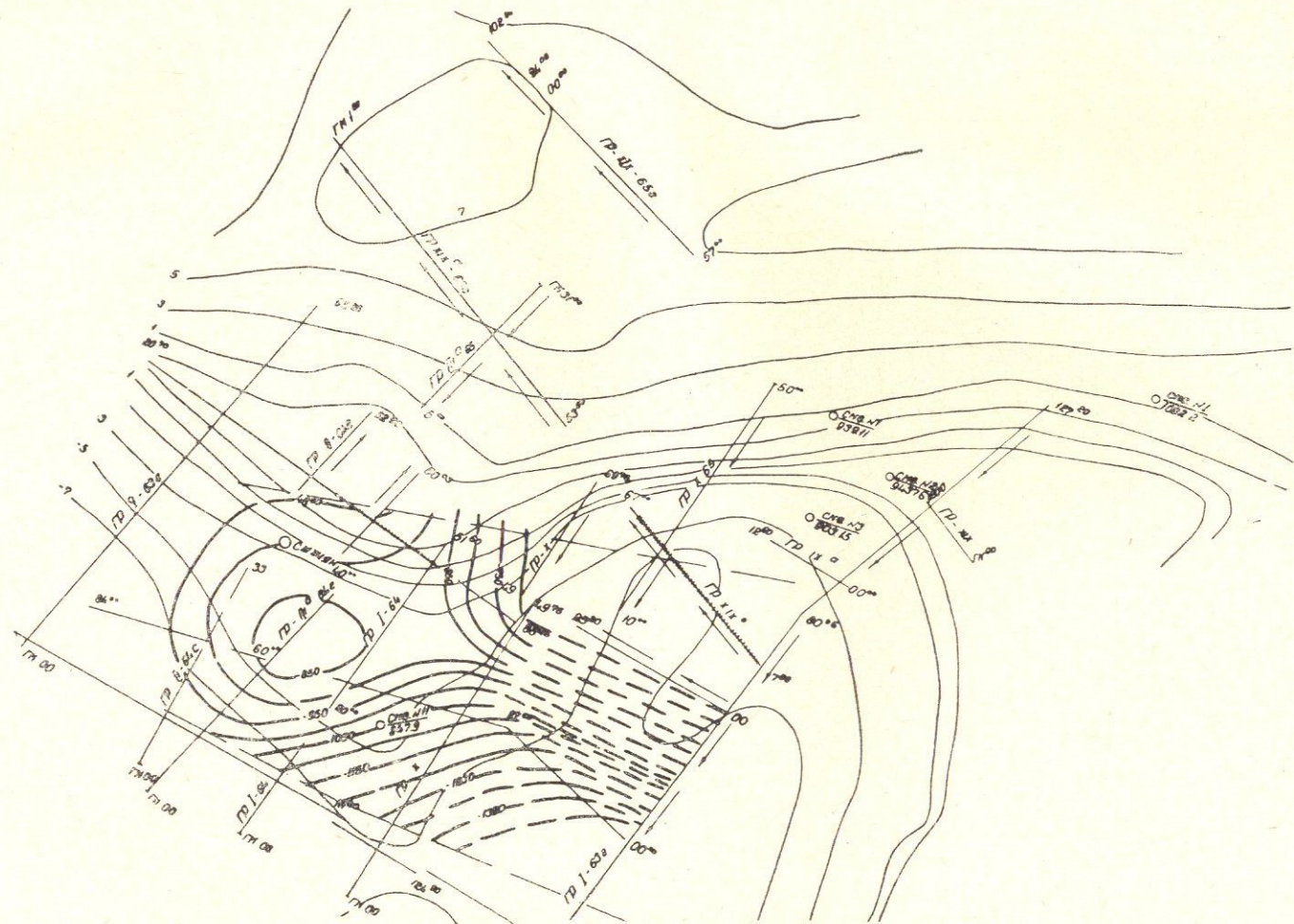
Первые геологические результаты были получены методом РНП на площадях, где отсутствуют базальты. Оработана и выявлена Мхчянская структура юго-запад—северо-восточного простирания (фиг. 70). Структура оконтурена на юго-западе; на северо-востоке изолинии упираются в глубинный разлом. При сопоставлении с гравиметровой картой обнаруживается приуроченность этого выступа к локальной зоне относительно высоких градиентов силы тяжести, особенно четко выраженной на участке Айгестан—Двин.

Способом центрального луча оконтурена предполагаемая Егвардская антиклиналь, выявленная электроразведкой, гравиразведкой и данными структурного и параметрического бурения. Структурная схема, построенная по сейсмическому горизонту, условно отнесенному к подошве пестроцветной толщи, представлена на фиг. 71.

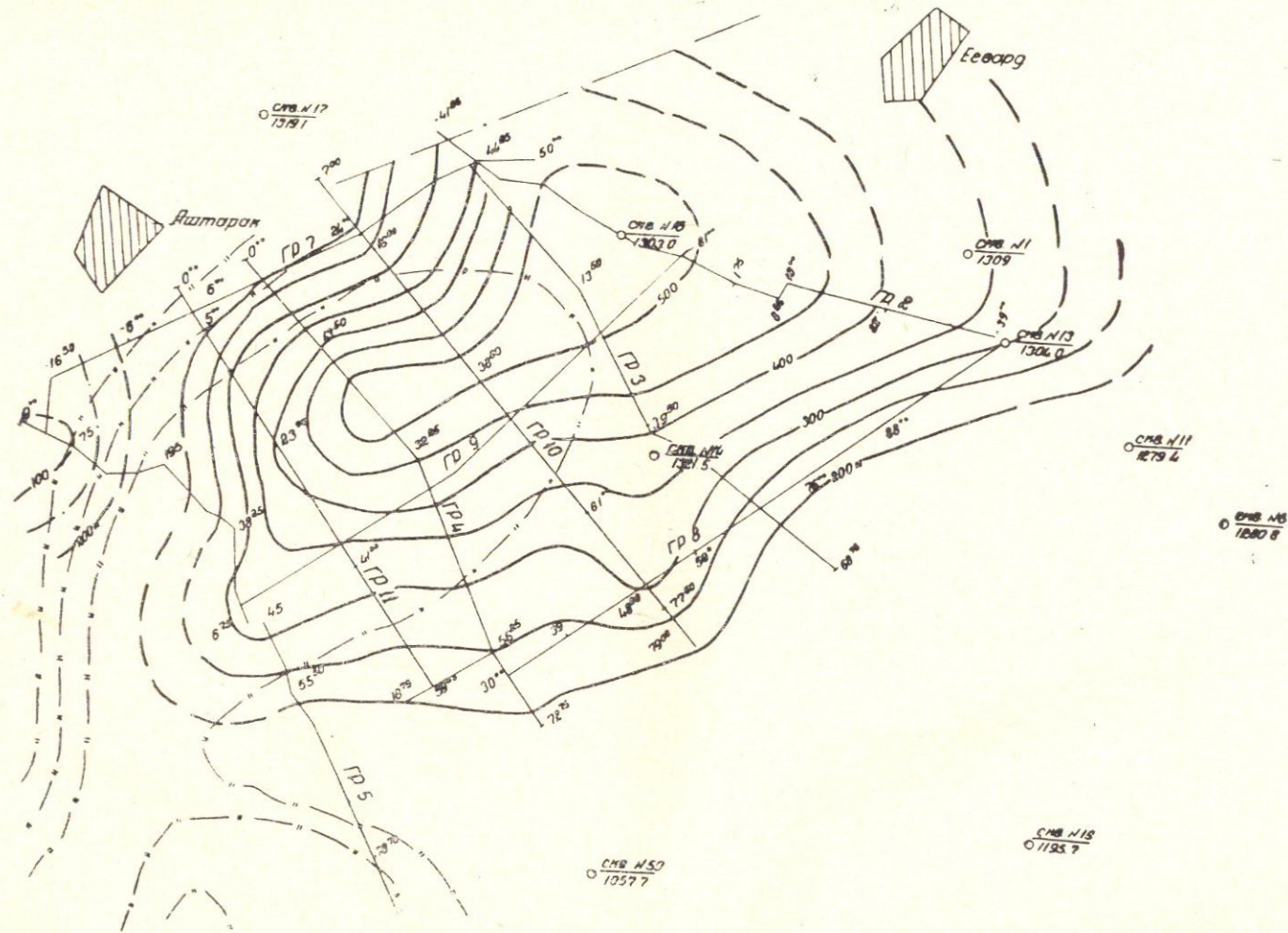
На Октемберянской площади работы МОВ проводились с целью выбора рациональной методики в условиях покровных базальтов. Были опробованы способы центрального луча, «плоского фронта», непродольного профилирования и МРНП. Однако до настоящего времени получить надежную информацию о глубинном строении работами МОВ не удалось. Некоторый результат получен работами МРНП в пределах Каракалинской структуры.

В результате изучения волнового поля на расстояниях до 6 км от источника за последнее время установлено, что начиная с расстояний 0,8—1,2 км волновая картина значительно упрощается. В области первых вступлений до прихода волн-помех выделяются оси синфазности, отнесенные к отражениям. В связи с этим по методике  $l = \text{const}$  (регистрация на удаленной базе) в небольшом объеме выполнены профильные наблюдения, позволившие получить сведения о границах до глубины порядка 2 км. Однако материал удовлетворительного качества, даже в пределах коротких профилей, получен не повсеместно. Непрерывная корреляция по профилям затруднена.

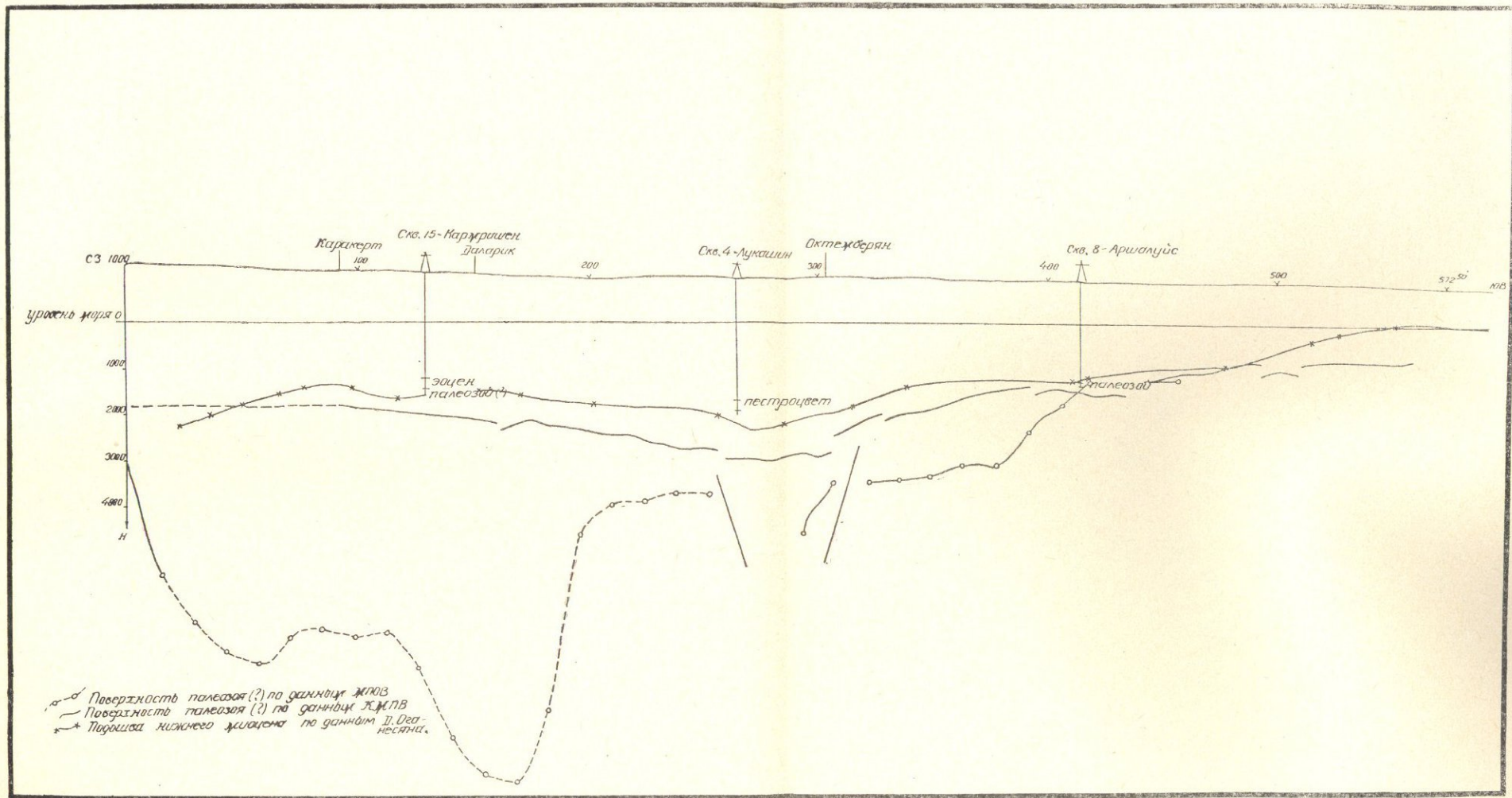
Работами вертикального сейсмического профилирования (ВСП) в скважинах 1-опорная, 12-Р, 37 и 47 (Октемберянская площадь) изучено волновое поле во внутренних точках среды и установлено наличие отраженных волн от границ в осадочной толще. Глубина исследования до 2 км. Прослеживаемость отраженных волн ухудшается по мере приближения к подошве базальтового слоя, а вблизи и внутри него становится практически невозможной.



Фиг. 70. Структурная схема по кровле пестроцветной толщи, по материалам МРНП. 1—изоаномалии  $\Delta g$ ; 2—изолинии структурной схемы; 3—сейсмические профили; 4—линии разрывных нарушений; 5— векторы падения; 6—участки профилей по сложным материалам.



Фиг. 71. Структурная схема по подошве пестроцветной толщи. Участок—Егвардское плато. 1—изолинии, проведенные по подошве пестроцветной толщи; 2—данные электроразведки.



Фиг. 72.

Составил ст. геолог с/п треста  
"Спецгеология" Логодин Л. Г.

Для уверенной регистрации отраженных волн скважинный прибор необходимо погружать на 200—500 м ниже подошвы базальтового слоя.

Работы методом обращенного годографа (МОГ) показали возможность получения уверенных отраженных волн от границ в осадочной толще в условиях базальтового покрова. Глубина исследования порядка 2,5 км.

2. Работы КМПВ позволили уверенно изучить поверхность соленосно-гипсоносной толщи и кристаллического фундамента. Полученные результаты по системам продольного и неперодольного профилирования хорошо согласуются с имеющимися геолого-геофизическими данными и значительно уточняют и дополняют их (фиг. 72).

Основной объем работ КМПВ выполнен на Октемберянской площади. Отработана сеть профилей по системе продольного и неперодольного профилирования и получены первые ценные геологические результаты, дающие полное представление о глубине и форме залегания кристаллического фундамента. Эта граница построена по волне с  $V_r = 6,4$  км/сек. Глубина залегания ее порядка 2—5 км. В общем намечается подъем кристаллического фундамента с юга на север с отдельными локальными осложнениями. Уверенно прослеживается нарушение широтного направления, проходящее севернее скв. № 1-опорная. Южное крыло является опущенным; амплитуда нарушения порядка 0,5—0,6 км.

По волнам, выделенным на Масисской площади с  $V_r = 4$  км/сек, построена граница, соответствующая поверхности соленосно-гипсоносной толщи среднемиоценового возраста. Глубина залегания этой границы 350 м на юге и 650 м на севере.

Впервые на Октемберянской площади получены результаты по регистрации обменных волн (МПОВ) и построена граница, соответствующая поверхности фундамента.

3. Региональные сейсмические исследования аппаратурой «Земля» позволили изучить строение земной коры от поверхности фундамента до границ в верхней мантии.

Получены разрезы по линиям Лениакан—Октемберян—Ереван—Севан.

4. В результате сейсмокаротажных работ в скважинах глубокого и структурного бурения изучена скоростная характеристика Араратской котловины, построены карты средних и пластовых скоростей для глубин 500, 1000, 1500 м.

На основе вышеизложенного представляется наиболее целесообразным проведение в ближайшие годы на территории Армении следующего комплекса сейсмических исследований;

1) работы аппаратурой «Земля» с целью регионального изучения строения земной коры в пределах республики в целом;

2) проведение площадных работ КМПВ-МПОВ с целью изучения поверхности фундамента и подготовки площадей для детальных работ;

3) проведение работ МРНП,  $l = \text{const}$  для изучения условий регистрации отраженных волн, детального изучения границ в осадочной толще и поисков структур.

Необходимо подчеркнуть, что МОГ в настоящее время является единственной возможностью получения уверенной информации методом отраженных волн в условиях лавовых покровов.

## ГЛАВА IX

### РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЕНИИ

К настоящему времени накоплен обширный материал по работам на рудных месторождениях Армении.

В предлагаемой главе освещены в основном вопросы, касающиеся возможностей опробованных геофизических методов и их геологической эффективности на отдельных месторождениях.

#### 1. СПЕЦИФИКА ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ НА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АРМЕНИИ

##### а) ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД И РУД

Как показывают соответствующие определения\*, наибольшая дифференциация пород и руд по физическим свойствам наблюдается на колчеданных (по плотности и удельному электрическому сопротивлению) и на железорудных (по намагниченности, удельному электрическому сопротивлению и плотности) месторождениях Армянской ССР.

Для молибденовых, золоторудных и большинства полиметаллических месторождений характерно отсутствие достаточной дифференциации пород и руд по сопротивлению, плотности и магнитным свойствам.

Касаясь сопротивления колчеданных руд, необходимо подчеркнуть, что последнее в значительной мере определяется текстурой руды.

Для колчеданных месторождений Северной Армении характерны массивная, брекчиевидная, петельчатая и вкрапленная текстуры. Относительно низким сопротивлением отличаются руды, обладающие массивной и брекчиевидной текстурой (величина удельного сопротивления таких руд заключена в интервале  $10-10^2$  ом), что же касается вкрапленных руд, то они по своему сопротивлению примерно одного порядка с вмещающими породами ( $0,6 \cdot 10^3-1 \cdot 10^3$  ом).

Следует, однако, заметить, что несмотря на сравнительно низкое электрическое сопротивление руд, обладающих массивной и брекчиевой текстурой, в ряде случаев соотношение сопротивлений руд и вмещающих пород становится относительно небольшим. В таких условиях рудное тело ведет себя как неэквипотенциальный проводник, что, в частности, было отмечено при применении метода заряда на Шагали-Элиарском медном месторождении (Тархов, 1948).

Для изверженных пород Армении характерно резкое колебание магнитных свойств в пределах одних и тех же литологических разностей.

Так, по данным лабораторных определений, магнитная восприим-

---

\* Изучались электропроводность, магнитная восприимчивость, остаточное намагничение и плотность, данные о которых приведены в главе II.

чивость андезитов полиметаллического месторождения Гюмушхана находится в пределах  $800-3700 \cdot 10^{-6}$  сгс, а андезитовых туфов того же месторождения—в пределах  $0-2500 \cdot 10^{-6}$  сгс. Магнитная восприимчивость кварцевых диоритов Анкаванского медно-молибденового месторождения меняется от 0 до  $4000 \cdot 10^{-6}$  сгс, порфириров Дастакертского месторождения—от 0 до  $900 \cdot 10^{-6}$  сгс. В значительной степени меняется магнитная восприимчивость и на медных месторождениях. Например, для порфириров Чибухлинского медного месторождения магнитная восприимчивость заключена в пределах  $0-1300 \cdot 10^{-6}$  сгс.

Широкий диапазон изменения отмечается также и для вектора остаточной намагниченности.

Неоднородность магнитных свойств приводит к сложной структуре магнитного поля и затусhevыванию ряда характерных его элементов, что создает трудности при интерпретации магниторазведочных данных.

### б) ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА МЕСТНОСТИ

На рудных месторождениях Армении значительное применение получили электропрофилирование и магниторазведка. На результаты этих методов, однако, оказывает сильное влияние пересеченный рельеф местности (Арутюнян, 1963; Ванцян, 1961; Тархов, 1958).

Электроаномалии, связанные с рельефом, проявляются при перемещении установки через долину или хребет. Причем при пересечении долины над ее осью, из-за увеличения плотности тока, наблюдается повышение  $\rho_k$ , а при пересечении хребта—обратная картина.

На фиг. 73 в качестве примера приведен график симметричного электропрофилирования на Дастакертском медно-молибденовом месторождении, характеризующийся максимумом в средней части кривой.

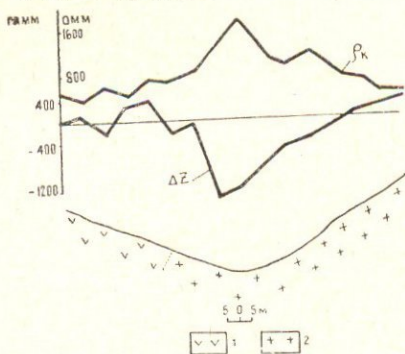
На практике, для выделения аномалий, связанных с рельефом, иногда может оказаться достаточным простое сопоставление графиков электропрофилирования с топографией. В отдельных случаях возможен количественный учет влияния рельефа путем моделирования или с помощью специальных палеток (Чантуришвили, 1959).

В условиях пересеченной местности, при неглубоком залегании магнитных пород, имеет место искажение графиков вертикальной составляющей магнитного поля  $\Delta Z$ , в зависимости от положения прибора относительно намагниченных масс (см. главу II).

При нормальной намагниченности пород это обстоятельство приводит к тому, что форма графика  $\Delta Z$  повторяет топографический разрез (фиг. 73).

В случае же обратной намагниченности пород форма кривой  $\Delta Z$  представится зеркальным отображением рельефа (Акопян, 1955).

Отмеченные особенности магниторазведочных кривых позволяют в ряде случаев достаточно уверенно выделять аномалии  $\Delta Z$ , связанные с рельефом. Количественная оценка влияния рельефа, если извест-



Фиг. 73. График  $\rho_k$  электропрофилирования AMNB и график  $\Delta Z$  на Дастакертском медно-молибденовом месторождении.

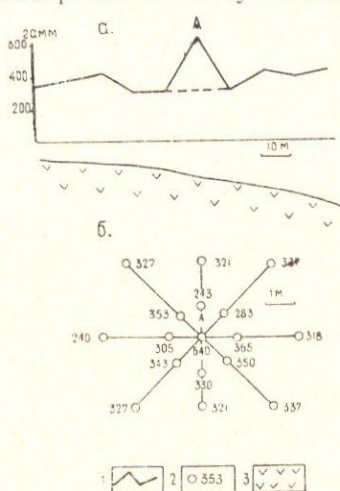
на интенсивность намагничивания пород, может быть осуществлена с помощью специальной палетки (Миков, 1960).

### в) ВЛИЯНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Графики  $\Delta Z$ , полученные при проведении магниторазведочных работ в рудных районах Армении, в ряде случаев имеют весьма сложную, пилообразную форму и плохо коррелируются по соседним профилям. Одной из причин этого является неоднородность поверхностных отложений по составу и мощности. Включения в наносах, в виде обломков, коренных пород, могут создавать местные аномалии магнитного поля, искажая поля от искоемых геологических объектов. Исключение аномалий от таких объектов может быть произведено применением методики групповых точек (Ванцян, 1961; Тархов, 1956). В этом случае около точки с экстремальным значением  $\Delta Z$ , на расстояниях 1—2 м производятся дополнительные измерения. Если полученные в дополнительных точках значения  $\Delta Z$  будут приближаться к уровню поля над породами, то аномальное значение  $\Delta Z$  может быть отнесено за счет включения.

Так, на приведенном графике (фиг. 74) в точке А имеет место максимум  $\Delta Z$  со значением 640 гамм на общем фоне поля порядка 300—400 гамм. В дополнительных точках, расположенных на расстоянии 1—2 м от точки А, величина  $\Delta Z$  приближается к полю над породами. В связи с этим значение  $\Delta Z$  в точке А, как обусловленное местной неоднородностью, может быть исключено из магнитного графика.

Известно, что коренные породы под влиянием физико-химического выветривания могут в значительной мере утратить свои магнитные



Фиг. 74. Пример, иллюстрирующий применение способа групповых точек (Зангезурский рудный район).

1—Кривая  $\Delta Z$ ; 2—плановое положение точки и значение  $\Delta Z$  в гаммах; 3—порфиры.

свойства из-за выноса содержащегося в них магнетита или перехода его в немагнитные окислы железа. В ту же сторону влияет и разрушение таких темноцветных минералов, как роговая абманка, авгит, биотит, серпентин и др. Поскольку мощность выветрелой зоны в различных местах может быть неодинаковой, то будет меняться и магнитное поле. Приведенный на фиг. 75 график  $\Delta Z$  на медно-молибденовом месторождении подтверждает высказанное положение (изменение мощности выветрелой зоны в точках «а», «б» и «в» установлено с помощью скважин).

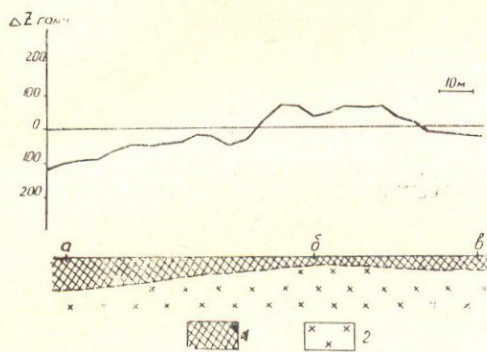
Аналогичное влияние на магниторазведочные данные будет оказывать непостоянство мощности наносов. Наносы, обладая в большинстве случаев более слабой магнитностью, чем коренные породы, при повышенной мощности будут вызывать уменьшение интенсивности поля и наоборот.

Меняющаяся мощность наносов является также причиной ложных аномалий и при применении электроразведочных методов.

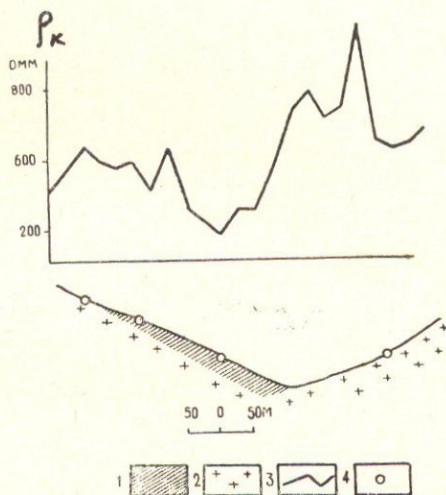
В качестве примера ниже рассматривается аномалия от местного увеличения мощности наносов при проведении электропрофилирования на Дастакертском медно-молибденовом месторождении.

На фиг. 76 приведен график электропрофилирования, отличающийся значительной неоднородностью. С целью определения причины, вызвавшей понижение  $\rho_k$  в средней части кривой, в трех точках (см. чертеж) были выполнены вертикальные электрические зондирования. На основании анализа кривых зондирования и геологического осмотра определен характер изменения мощности наносов по профилю. Наибольшая мощность наносов порядка 35 м (по данным зондирования) наблюдается в области минимума  $\rho_k$  (удельное электрическое сопротивление наносов порядка 50 омм). Резкое увеличение  $\rho_k$  в правой части графиков является, по-видимому, результатом влияния рельефа, представляющего здесь долину.

Следует иметь в виду, что несколько снизить влияние помех можно, представляя результаты электропрофилирования на двух разносах



Фиг. 75. График  $\Delta Z$  над выветренными породами Анкаванского медно-молибденового месторождения. 1—выветренный кварцевый диорит; 2—свежий кварцевый диорит.



Фиг. 76. График  $\rho_k$  электропрофилирования АМНВ на Дастакертском медно-молибденовом месторождении. 1—наносы; 2—граптодиориты; 3—график  $\rho_k$  ( $AB=300$  м,  $MN=20$  м); 4—точки ВЭЗ.

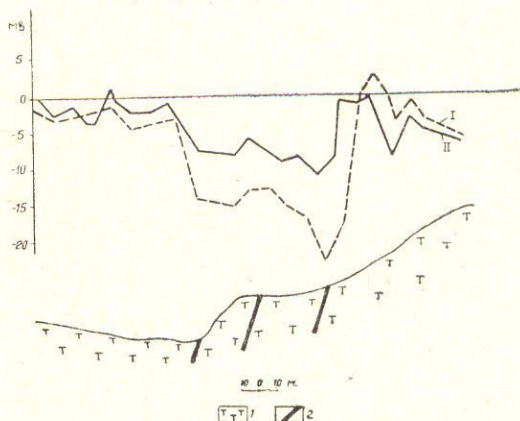
в виде отношения кажущихся сопротивлений на каждом пикете (Тархов и Барков, 1957).

### г) ПРОЧИЕ ИСТОЧНИКИ ПОМЕХ

**Электрофильтрационные поля.** В условиях Армении широко развиты естественные электрические поля фильтрационного происхождения, которые создают аномалии нерудного характера (достигающие 100 и более милливольт) или, накладываясь на поля окислительно-восстановительных потенциалов рудного происхождения, искажают последние. Соответствующими исследованиями удалось установить обратную связь фильтрационных полей с рельефом местности\* и резкое

\* Графики естественного поля являются как бы зеркальным отображением видимого рельефа по профилю.

непостоянство их во времени, а также вскрыть физическую сущность явления (Тархов, 1946).



Фиг. 77. Графики потенциала естественного электрического поля над рудными жилами Газминского полиметаллического месторождения.

1—туффииты; 2—рудные жилы; I—II графики потенциала, полученные по разновременным наблюдениям.

районе они постоянно наблюдаются на участках Алавердского, Шамлугского, Ахталского и Агвинского месторождений, а также на их флангах. Здесь в различное время суток отмечались поля с меняющейся амплитудой, доходившей до нескольких милливольт ( $MN=10$  м).

Индустриальные токи в этом районе обусловлены, по-видимому, наличием электрифицированной железной дороги, а также рудничным транспортом.

Учет рассмотренных факторов является неотъемлемой частью геофизических исследований рудных месторождений Армении. Кстати, отметим, что именно здесь впервые в практике геофизических работ было начато всестороннее исследование влияния помех.

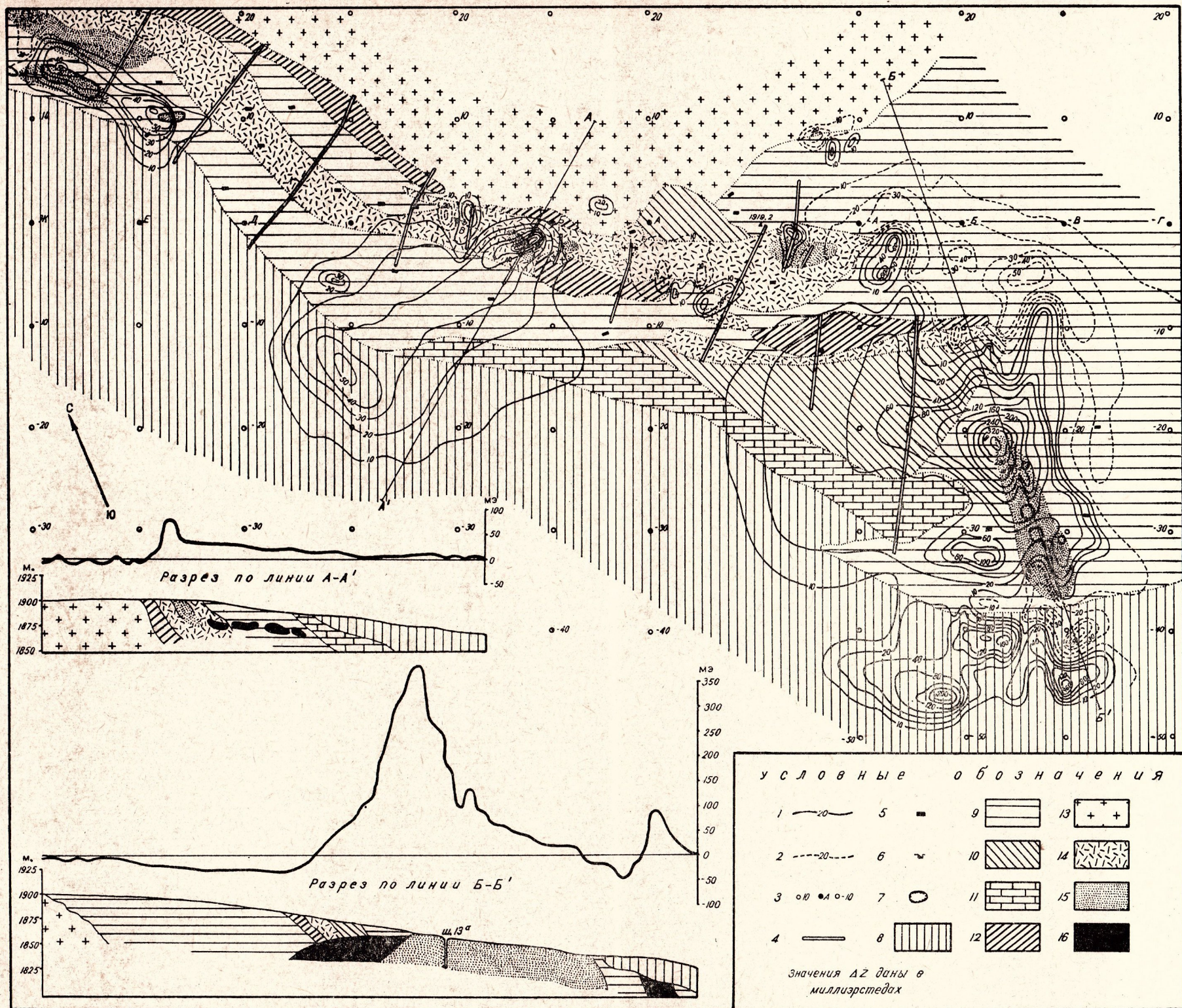
В связи с высоким уровнем помех большое значение приобретают методы статистической обработки геофизических данных, особенно теории информации, частотного и корреляционного анализов и др. (Андреев, 1962; Демидович, 1963, 1964; Тархов, 1958, 1959, 1960, 1961; Тархов, 1963\*).

## 2. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

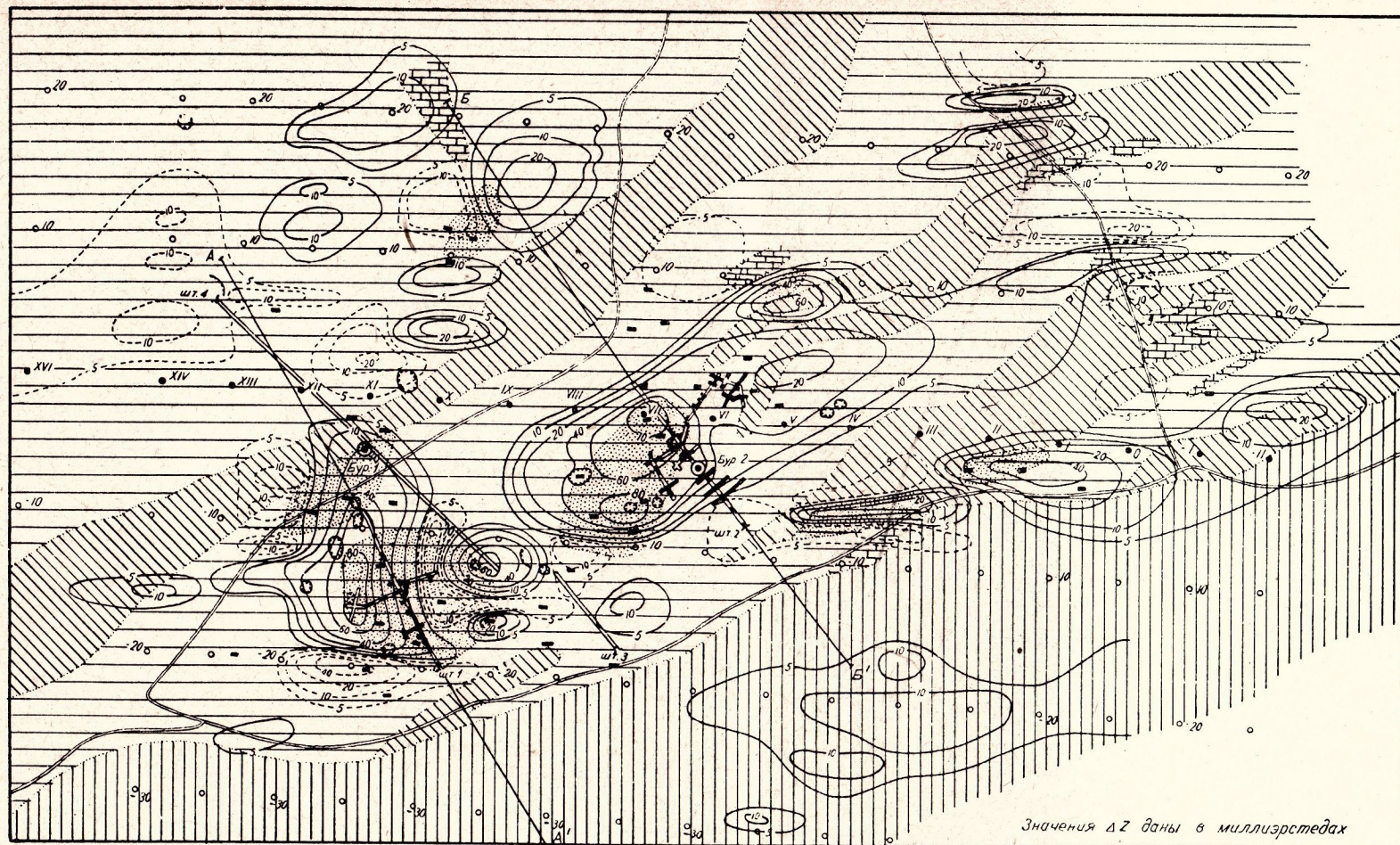
### а) ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На территории Армянской ССР встречаются железорудные месторождения различного генезиса: контактово-метасоматические (Судаян, Цакери-Дош), магматические (Капутан, Сваранц), осадочные (Агарцин) и гидротермальные (Меградзор) (Магакьян, 1947).

\* В разделе 2г настоящей главы дана сущность способа обратной вероятности и приведен пример обработки этим способом полевого графика  $\Delta Z$  по участку Личк.

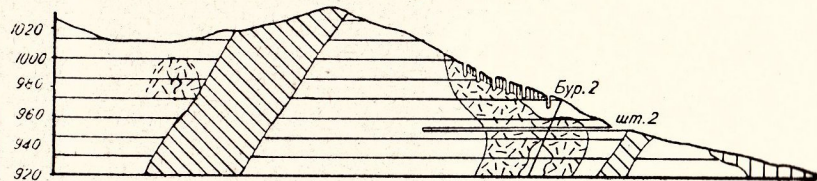
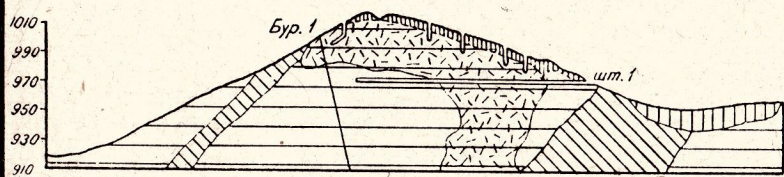
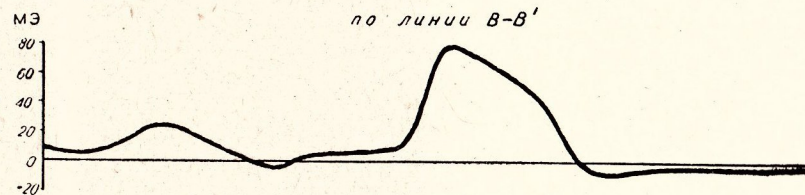
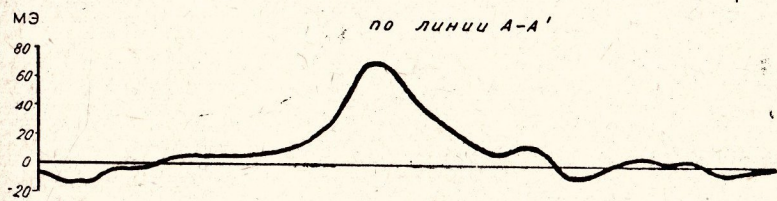


Фиг. 78. Карта изодинам  $\Delta Z$  Судаганского железорудного месторождения. 1—положительные изодинамы  $\Delta Z$ ; 2—отрицательные изодинамы  $\Delta Z$ ; 3—профиль и точки наблюдений; 4—каналы; 5—шурфы; 6—штольни; 7—старые выработки; 8—наносы; 9—туфопесчаники; 10—туфосланцы; 11—глинистые сланцы; 12—роговики; 13—гранодиориты, кварцевые диориты; 14—эпидот-гранатовые скарны; 15—железные руды; 16—предполагаемые железорудные тела по магниторазведочным данным (на разрезах).

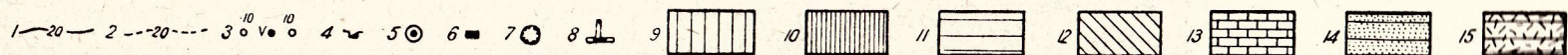


Значения  $\Delta Z$  даны в миллиэрстедах

геологические разрезы и графики  $\Delta Z$



условные обозначения



Фиг. 79. Карта изодинам  $\Delta Z$  железорудного месторождения Цакери-Дош.  
 1—положительные аномалии; 2—отрицательные аномалии; 3—профиль и точки наблюдений; 4—штольни; 5—буровые скважины; 6—шурфы; 7—старые выработки; 8—оруденелые участки; 9—наносы; 10—старый отвал; 11—порфиры; 12—туфобрекчии; 13—известняки; 14—участки выходов рудоносных пород на поверхности; 15—участки рудоносных пород по разведочным и магнитометрическим данным,

Все отмеченные железорудные месторождения в той или иной степени были подвергнуты геофизическим исследованиям. Детальнее других были изучены месторождения Судаган и Капутан, как наиболее перспективные (Акопян, 1957; Арутюнян, 1958, 1959).

Ниже кратко рассматриваются полученные результаты.

1. На Судаганском месторождении рудоносная полоса расположена в экзоконтакте интрузии кварцевого диорита-гранодиорита с туфопесчаниками, туфосланцами, известковыми, мергелистыми и глинистыми сланцами. Рудные тела представлены линзами, гнездами, зонами вкрапленного оруденения и пластообразными залежами. Главным рудным минералом является магнетит. Из нерудных минералов распространены эпидот, гранат, кальцит и др.

Результаты магниторазведочных работ представлены в виде карты изодинам  $\Delta Z$  (фиг. 78). Анализ этих результатов в совокупности с геологическими данными приводит к выводу о связи магнитных аномалий с железорудными телами.

Количественными расчетами в отдельных случаях удалось приближенно определить размеры и глубину залегания рудных тел. Так, в восточной части участка, где изолинии  $\Delta Z$  имеют изометрическую форму и значения  $\Delta Z$  в эпицентре порядка 320 мэ (см. фиг. 78), отождествление возмущающего объекта с однородно намагниченным шаром привело к значению радиуса шара около 50 м, при наименьшей глубине залегания верхней границы порядка 15 м. На участках, где по общему характеру поля и по геологическим данным можно предполагать значительные горизонтальные и вертикальные размеры тела, расчет глубины производился по методу первой производной (Логачев, 1962). Оказалось, что в средней части участка (центр аномалии) глубина верхней кромки возмущающего тела составляет примерно 120 м. Следует заметить, что вышеприведенные количественные данные, как и ряд других расчетов, впоследствии были подтверждены геологоразведочными работами и сыграли существенную роль при подсчете запасов месторождения и оценке его промышленных перспектив.

2. Месторождение Цакери-Дош расположено в экзоконтакте Кохбского интрузива кварцевого диорита. На участке месторождения развиты порфириды, их туфы и туфобрекчии, туффиты и известняки. К зоне контакта известняков с порфиридами приурочены коренные выходы магнетитовой руды в виде небольших по размеру гнезд, линз и жил.

В результате магниторазведочных работ была выявлена аномальная зона, простирающаяся с юго-запада на северо-восток, при интенсивности отдельных аномалий до 100 мэ (фиг. 79). Как это следует из рассмотрения схематической карты и разрезов, магнитные аномалии с высокими значениями  $\Delta Z$  соответствуют участкам оруденения, некоторые из которых были выявлены на основании магниторазведочных данных.

Анализ магнитных графиков приводит к выводу о наличии на месторождении близко расположенных, изолированных рудных тел, что особенно четко заметно при пересчете значений  $\Delta Z$  на величины гра-

$$\text{диента } \frac{dz}{dx}.$$

По графику градиента возможно также приближенно оценить мощность каждого тела, принимая за последнюю расстояние между экстремальными значениями кривой. По проведенному подсчету мощ-

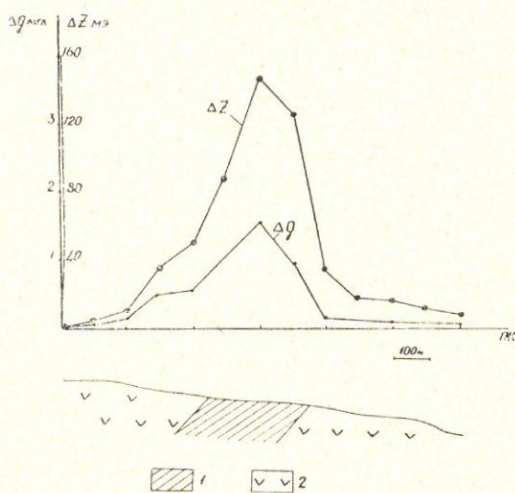
ности отдельных рудных тел колеблются в пределах от 5 м до 20 м, а суммарная их мощность по выбранному профилю достигает 60 м.

3. На участке Капутанского месторождения широко распространены эффузивные образования третичного возраста, представленные андезито-базальтами, андезитами, липарито-дацитами, липаритами, обсидиановыми туфобрекчиями и четвертичными базальтами. У села Капутан обнажаются сильно измененные андезиты, которые и являются рудовмещающими. Здесь до постановки геофизических работ были отмечены лишь небольшие выходы апатит-магнетитовой руды.

Проведенными геофизическими работами удалось выявить ряд магнитных аномалий, среди которых по своей интенсивности выделяется аномалия, расположенная к юго-западу от села Капутан, на расстоянии около 1,5 км. Эта аномалия, занимая площадь в 2 км<sup>2</sup>, характеризуется интенсивностью  $\Delta Z$  от 5000 до 15000 гамм. Последующими буровыми работами на глубине 50—70 м была вскрыта верхняя граница рудной зоны, представленная рудами магнетит-апатитового состава. Рудная зона в целом, по данным магниторазведки и бурения, ориентировочно оценивается следующими размерами—по площади 1200×300 м, по падению не менее 250 м.

Большое значение для данного района имеет вопрос о разделении аномалий на рудные и нерудные, вызванные лавовыми образованиями. Решение этой задачи в ряде случаев осуществлялось комплексированием магниторазведки с гравиразведкой. По данным гравиразведки здесь были зарегистрированы аномалии  $\Delta g$  от 0,5 до 2 мгл.

На фиг. 80 приведены графики  $\Delta Z$  и  $\Delta g$  по характерному профилю на вновь выявленном перспективном участке.



Фиг. 80. Графики  $\Delta Z$  и  $\Delta g$  над рудной зоной Капутанского железорудного месторождения. 1—рудная зона; 2—измененные андезиты.

жженных к востоку от р. Сваранц, привела к обнаружению нового участка оруденения.

5. На Агарцинском месторождении рудовмещающими породами

4. Сваранцское месторождение относится к гистеромагматическому типу и генетически связано с породами габбрового состава. Руды представлены зонами оруденения, гнездами, прожилками и вкраплениями магнетита во вмещающие породы. Основными рудными минералами являются магнетит и гематит.

Магнитное поле участка месторождения характеризуется большой неоднородностью, которая связана, в первую очередь, с резкими колебаниями магнитных свойств габброидных пород. На фоне этого поля выделяются, однако, интенсивные аномалии близмеридионального простираения, совпадающие в ряде случаев с зонами оруденения. Частичная проверка аномалий, располо-

являются туфопесчаники, к которым приурочены пласты магнетитовой руды мощностью 1,5—2 м.

Магниторазведочными работами установлено наличие аномальной зоны, вытянутой вдоль р. Агарцин с юго-востока на северо-запад и представленной рядом сравнительно небольших по площади отдельных аномалий с интенсивностью, в среднем составляющей 30—40 мЭ, а в отдельных точках достигающей 60—70 мЭ. На некоторых аномалиях наряду с положительными полями имеются довольно интенсивные отрицательные поля, местами доходящие до 70—75 мЭ. Это свидетельствует о небольшом распространении в этих местах рудных тел на глубину.

6. Отдельно рассмотрим результаты каротажа, который хотя на рудных месторождениях Армении применяется и недавно, но уже получил признание и прочно вошел в практику геологоразведочных работ.

Основной задачей каротажа на рудных объектах является определение мощностей и глубин залегания как известных, так и выявленных при каротаже минерализованных участков, знание которых необходимо для правильного ведения поисково-разведочных работ и особенно при подсчете запасов месторождений.

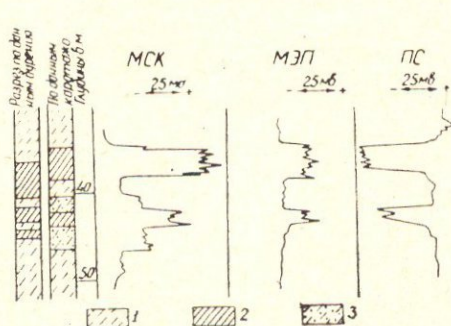
Для однозначного решения этих задач применялся комплекс, в который входили методы скользящих контактов МСК, электродных потенциалов МЭП, самопроизвольной поляризации ПС, каротажа сопротивления КС и естественной радиоактивности ГК. В частности, каротажные работы проводились на Разданском железорудном месторождении, которое приурочено к контакту гранодиоритовой интрузии с вулканогенными породами (Мириджанян, 1961). Магнетитовое оруденение находится в скарнированных известковых туфопесчаниках и представлено как массивными рудами с отдельными прослойками вмещающих пород, так и рассеянными вкрапленниками.

По данным каротажа, самым высоким удельным электрическим сопротивлением обладают роговики и гранодиориты. Сравнительно низким и изменяющимся в весьма большом диапазоне (от нескольких десятков до двух тысяч ом и выше) сопротивлением отмечаются скарнированные туфопесчаники. Массивные по текстуре руды имеют хорошую электропроводность, в силу чего в большинстве случаев однозначно выделяются кривыми МСК, ПС, МЭП (фиг. 81).

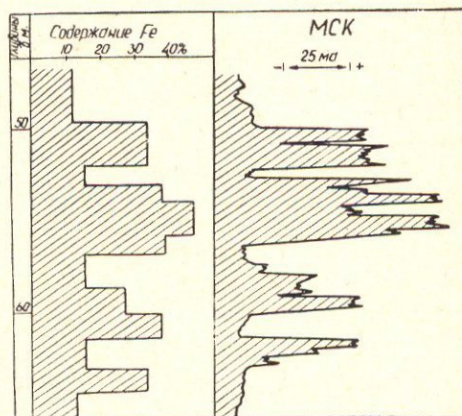
При сравнении диаграмм каротажа с результатами химического анализа kernового материала в некоторых случаях наблюдается увеличение интенсивности аномалии МСК с увеличением процентного содержания железа (фиг. 82).

Нужно также отметить, что большой диапазон изменения удельного электрического сопротивления пород, слагающих разрез, иногда вызывает резкое изменение сопротивления заземления щеточного электрода снаряда МСК и создает на кривой ложные аномалии.

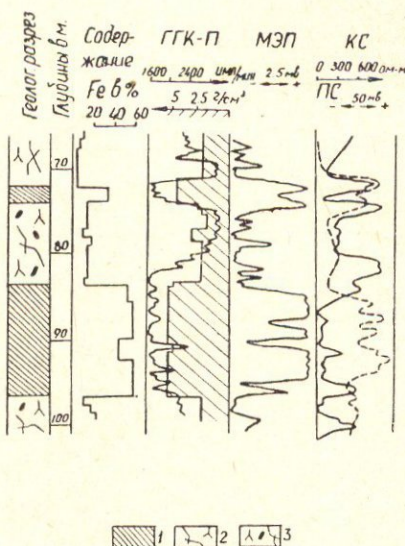
Массивные руды часто обладают также высокой электрохимической активностью. Но полярность естественных электрических полей, самопроизвольно возникающих в скважинах, по простиранию месторождения изменяется. На юго-восточном фланге месторождения против интервалов с массивной рудой наблюдаются четкие отрицательные аномалии, а на центральной и северо-западной частях встречаются аномалии как отрицательного, так и положительного знаков, причем теряется четкость их границ.



Фиг. 81. Кривые МСК, МЭП и ПС скв. 9 Судаганского железорудного месторождения. 1—скарны; 2—массивная железная руда; 3—вкрапленная железная руда в скарнах.



Фиг. 82. Диаграмма содержания железа и кривая МСК по скв. 11 Судаганского железорудного месторождения.



Фиг. 83. Кривые ГГК-П, КС, ПС и МЭП по скв. 67 Капутанского железорудного месторождения. 1—массивная магнетитовая руда; 2—измененные андезиты; 3—измененные андезиты с вкрапленностью магнетита.

Весьма эффективным оказалось включение в комплекс метода относительной вызванной поляризации ОВП, при котором полнее учитывается влияние изменения удельного электрического сопротивления пород на измеряемую величину  $\Delta U_{ВП}$ . Включение ОВП в комплекс помогает выделению вкрапленных руд, не обладающих электронной проводимостью. В последнее время проводится работа по внедрению на железорудных месторождениях метода плотностного гамма-гамма каротажа ГГК-П (фиг. 83). Предпосылками для его применения являются наблюдаемая дифференциация по плотности руд и вмещающих пород, а также связь процентного содержания железа в руде с ее плотностью. Полученные материалы дают возможность судить о перспективности метода рассеянного гамма-излучения на месторождении для качественной и количественной оценки железной руды.

## б) МЕДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Медные месторождения Армянской ССР представлены в основном семейством колчеданных руд. Оруденение приурочено к вулканогенным толщам, образуя линзы, штоки, жилы или прожилково-вкрапленные зоны. Руды этих месторождений содержат в основном халькопирит и пирит и характеризуются массивными, прожилковыми и вкрапленными текстурами. К числу колчеданных месторождений относятся Алаверди, Шамлуг, Кафан, Чибухлы, Шагали-Элиар, Агви, причем первые три месторождения имеют промышленное значение и издавна разрабатываются. На месторождениях Алаверди и Шамлуг разрабатываемые в настоящее время рудные тела залегают на глубоких горизонтах (100—150 и более метров от поверхности).

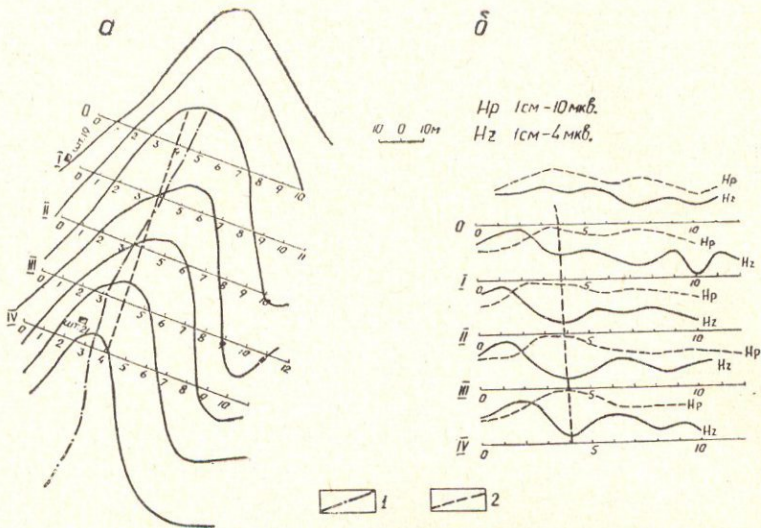
На большинстве из отмеченных месторождений геофизические работы носили опытный характер и заключались в опробовании различных модификаций электроразведки для прямых поисков. И только в районе месторождений Чибухлы и Агви геофизические работы, охватившие относительно большие площади, проводились для решения поисково-съемочных задач комплексом металлометрии и магниторазведки с привлечением в отдельных случаях метода электропрофилирования. В последние годы, однако, в связи с освоением метода вызванной поляризации значительно расширились геофизические работы в рудных районах и особенно на Кафанском рудном поле, где применялся комплекс методов вызванной поляризации, спектрометаллометрии и магниторазведки.

Значительная глубина залегания рудных тел на месторождениях Алаверди и Шамлуг весьма ограничивала применение электроразведочных методов в наземном варианте. Относительно более благоприятным объектом для электроразведки оказалось Шагали-Элиарское месторождение. Здесь на участке развития рудных жил (мощность жил порядка 0,2—0,3 м, глубина залегания не превышает 20—30 м) методом индукции был отмечен ряд электрических осей рудного характера, которые впоследствии были подтверждены и методом радиокип (Тархов, 1961).

На фиг. 84 приведены графики, полученные методом радиокип при измерении напряженности поля радиостанции Тбилиси, удаленной от места наблюдения на расстояние порядка 150 км. Как это следует из чертежа, характер изменения вертикальной ( $H_z$ ) и горизонтальной ( $H_p$ ) составляющих поля позволяет весьма уверенно выделить электрическую ось, хорошо коррелируемую по соседним профилям. Плановое положение электрической оси, обнаруженной по методу радиокип, практически совпадает с ранее выявленной осью метода индукции.

Из работ методического характера, проведенных на Шагали-Элиарском месторождении, в области высокочастотной электроразведки необходимо отметить исследования по увеличению чувствительности метода индукции способом дезориентированных рамок. Сущность этого способа заключается в следующем (Тархов, 1946). В обычном варианте метода индукции ось вращения приемной рамки совпадает с плоскостью рамки генератора. Так как в нормальном поле при вертикальном положении рамки генератора магнитная сила направлена горизонтально, то при соблюдении взаимной ориентировки рамок минимум силы приема будет наблюдаться при горизонтальном положении рамки приемника. Отклонение от этого положения в обе стороны будет сопровождаться усилением приема. В способе дезориентированных

рамок создается такое взаимное положение рамок, когда ось вращения приемной рамки нормальна к плоскости рамки генератора. В этом случае на рамку первичное поле действовать не будет и прием окажется возможным только за счет вторичного поля, так как только оно имеет вертикальную компоненту.



Фиг. 84. Результаты наблюдения методом радиокип на месторождении Шагали-Элиар. 1—электроось по методу индукции; 2—электроось по методу радиокип.

Это обстоятельство приводит к увеличению чувствительности метода индукции, что может иметь практическое значение при детализационных работах для более точного определения характерных точек кривых электропрофилирования.

Несомненно, большими возможностями для поисков глубокозалегающих рудных тел обладают методы подземной геофизики и, в частности, метод радиоволнового просвечивания. Последний был опробован на Шамлугском месторождении в шахтном варианте (генератором служил широкополосный передатчик в диапазоне 0,37—20 мгц; приемником—измеритель помех типа ИП-12М).

При изучении условий распространения радиоволн оказалось, что рудовмещающие породы из-за интенсивной пиритизации обладают весьма высокими значениями коэффициента поглощения «в», значение которого для частот 1,8, 2,4 и 4,2 мгц составляло в среднем 0,25, 0,3 и 0,4 неп/м соответственно. В связи с этим дальность действия применявшейся аппаратуры не превышала 60—70 м.

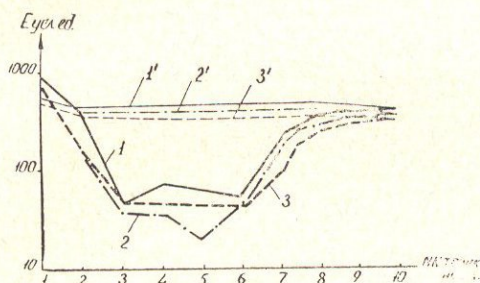
Для выяснения поисково-разведочных возможностей метода радиоволнового просвечивания были выполнены измерения в районе известной рудной жилы. На фиг. 85 приведены результаты измерений в виде графиков напряженности поля. Как видно из чертежа, на точках 3—6 профиля, расположенных за рудной жилой, значения напряженности поля уменьшаются в 15—17 раз по сравнению с точками профиля, расположенными у концов жилы, что свидетельствует о сильном экранировании радиоволн рудной жилой. Важно отметить, что средняя мощность жилы на исследованном участке составляет всего 10—15 см.

Описанный эксперимент позволяет заключить, что на Шамлугском

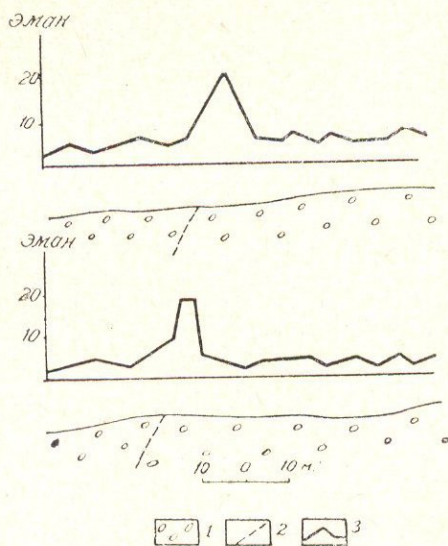
месторождении рудные жилы дают при просвечивании четкие аномалии напряженности поля. Это означает, что при соответствующем увеличении дальности действия аппаратуры метод может успешно применяться для решения практически важных поисково-разведочных задач.

Работы по методу радиоволнового просвечивания были проведены также в районе Кафанского месторождения. Здесь, как и на Шамлугском месторождении, были получены четкие аномалии от рудных тел. С целью увеличения дальности действия аппаратуры на Кафанском месторождении были опробованы наряду с частотами 1,8—4,2 мгц и более низкие частоты 0,75 и 0,37 мгц. Это привело к снижению коэффициента «в» пород до 0,08—0,1 неп/м и соответственно к увеличению дальности действия до 90—100 м.

Геофизические методы обладают определенными возможностями и при изучении рудоконтролирующих факторов. Эта возможность реализована, в частности, на Кафанском месторождении для прослеживания рудоконтролирующих разломов. Как показали соответствующие исследования, эта задача может быть решена с помощью магниторазведки, а также эманационной съемки (фиг. 86).



Фиг. 85. Графики напряженности поля при радиоволновом просвечивании на Шамлугском руднике (горизонт 140 м). 1 и 1'—наблюдаемое и нормальное поле при частоте 1,8 мгц; 2 и 2'—наблюдаемое и нормальное поле при частоте 2,4 мгц; 3 и 3'—наблюдаемое и нормальное поле при частоте 4,2 мгц.



Фиг. 86. Графики результатов эманационной съемки на Кафанском месторождении. 1—конгломераты; 2—разлом; 3—график эманационной съемки.

С 1963 года на флангах Кафанского месторождения начаты работы по методу вызванной поляризации, который обладает высокой разрешающей способностью при исследовании вкрапленного оруденения.

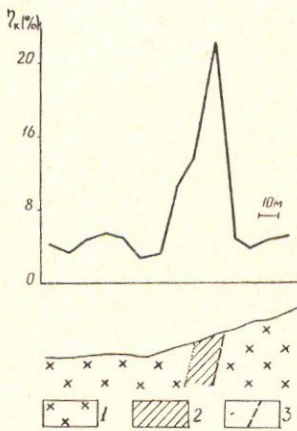
Полученные к настоящему времени положительные результаты (см. график, приведенный на фиг. 87) свидетельствуют о целесообразности дальнейшего, более широкого применения этого метода для поисковых целей.

Площадные геофизические исследования в районе медных месторождений проведены на Чибухлинском и Агвинском участках.

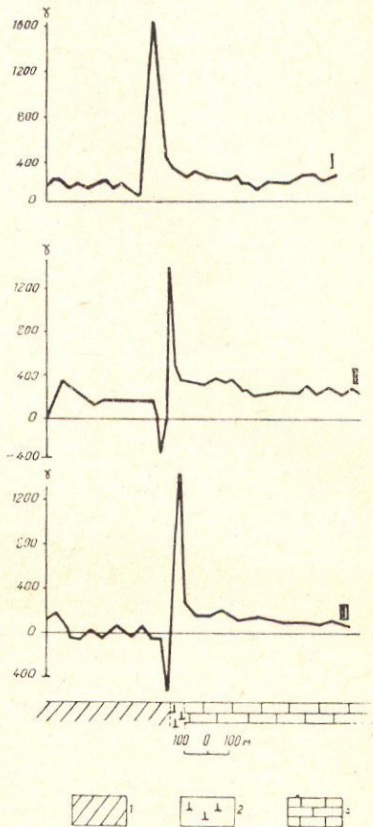
В геологическом строении Чибухлинского месторождения участвуют известняки и вулканогенные породы (порфириды, кварцевые пор-

фиры). По их контакту простирается габбро-перидотитовая дайка. Медное оруденение приурочено к гидротермально-измененным кварцевым порфирам и контролируется этой дайкой. Четкие максимумы  $\Delta Z$  (фиг. 88) позволили уверенно проследить рудоконтролирующую дайку на участке месторождения. С помощью спектрометрии, которая проводилась в комплексе с магниторазведкой, отмечены отдельные разрозненные ореолы повышенного содержания меди в наносах, тяготеющие к полосе повышенных значений магнитного поля.

На месторождениях Агви-Мгарт рудные тела в виде жил, прожилков и зон оруденения залегают в гидротермально измененных порфиритах. Руды в большинстве случаев выходят на поверхность и лишь



Фиг. 87. График  $\gamma_k$  вызванной поляризации на участке Кафанского месторождения. 1—порфириты; 2—зона вкрапленного оруденения; 3—тектоническое нарушение.



Фиг. 88. График  $\Delta z$  на Чибуклинском месторождении. 1—эффузивно-вулканогенные породы; 2—дайка ультраосновного состава; 3—известняки.

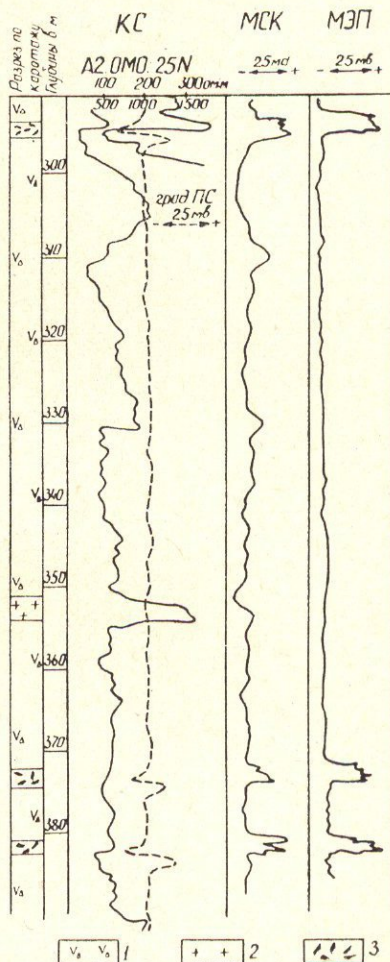
местами перекрыты наносами небольшой мощности. Месторождение оказалось благоприятным объектом для спектрометрии, по данным которой были обнаружены ореолы рассеяния меди. Перспективность последних подтвердилась последующими геологоразведочными работами. В частности, оруденелая зона была обнаружена к северо-востоку от с. Мгарт.

По данным каротажа на участках медных месторождений самыми высокими значениями удельного электрического сопротивления отмечаются интрузивные породы, низкими—горизонты рудовмещающих пород, которые подвергались гидротермальным изменениям. Удельные электрические сопротивления остальных пород изменяются в широком диапазоне и по своему значению часто перекрывают друг друга. Это приводит к известным затруднениям при их расчленении по данным КС. По естественной радиоактивности наблюдается закономерное убыв-

вание интенсивности при переходе от пород кислого состава к основным и туфоосадочным. На медно-колчеданных месторождениях массивные и прожилково-вкрапленные руды, как правило, отличаются хорошей электрической проводимостью, высокой электрохимической активностью и достаточно четко выделяются комплексом каротажа (фиг. 89). Наиболее эффективным в комплексе является метод электродных потенциалов, с помощью которого рудные тела выделяются наиболее четко, что обусловлено высокими положительными значениями электродных потенциалов сульфидов, присутствующих в рудах. Сульфидные руды медно-колчеданных месторождений, независимо от их текстуры—будь то массивные или вкрапленные—отличаются высокой электрохимической активностью. В скважинах они создают интенсивные положительные электрические поля самопроизвольной поляризации. Поэтому сведения о параметре ПС имеют важное значение. Сравнивая методы градиента ПС и потенциала ПС, можно отметить, что при наличии близко расположенных тонких рудных прожилков или промышленных помех более эффективным оказался метод градиента ПС. В остальных случаях измерение градиента ПС нужно считать не целесообразным по следующим соображениям: часто одна и та же скважина вскрывает рудные интервалы различных мощностей, что создает затруднение при выборе оптимального размера между измерительными электродами. При интерпретации более удобно пользоваться кривыми потенциала ПС.

Аномалии ПС против рудных интервалов изменяются в пределах от первого десятка до несколько сот милливольт. Следует отметить, что аномалии ПС почти того же порядка наблюдаются также против участков с богатой пиритизацией. Это обстоятельство не позволяет однозначно выделять руды по полям ПС, особенно в разрезах, где имеет место обильная пиритизация. На медно-колчеданных месторождениях некоторое распространение имеют также вкрапленные руды, которые по электрическим параметрам мало отличаются от вмещающих пород. В этих случаях разрешающая способность применяемого комплекса ограничена, в особенности методов КС и МСК.

Анализ каротажных результатов на медно-колчеданных месторож-



Фиг. 89. Кривые КС, градиента ПС, МСК и МЭП по скважине 327 Шамлугского медного месторождения. 1—туфобрекчин порфиритов; 2—дайки; 3—рудные интервалы.

дениях в целом показывает, что из применяемого комплекса наиболее эффективными являются методы ПС и МЭП.

### в) ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

1. По условиям залегания и морфологии, по минералогическому составу и текстурно-структурным особенностям, по составу вмещающих пород полиметаллические месторождения Армении можно разбить на следующие типы:

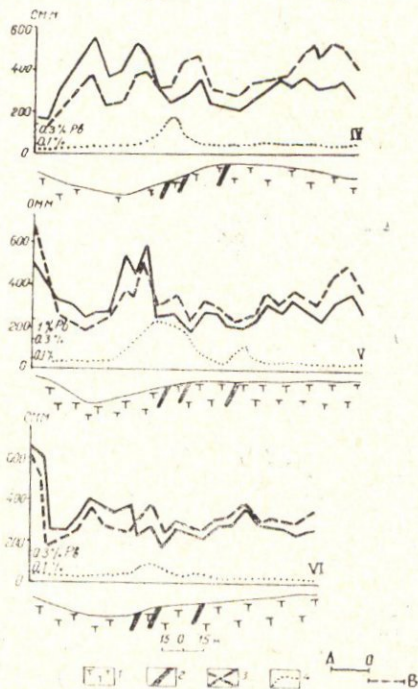
а) месторождения, характеризующиеся пластообразным залеганием руд среди карбонатных или туфоосадочных пород. Основные рудные минералы—сфалерит, галенит, пирит (месторождение Мосес, Привольное и др.);

б) месторождения, характеризующиеся оруденением в форме жил в туфопесчаниках, туффитах, порфиритах, андезитах, реже в интрузивных породах. Основные рудные минералы—сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, иногда блеклые руды (месторождения—Гюмушхана, Газма, Бабаджанская группа и др.);

в) колчеданно-полиметаллические месторождения, характеризующиеся приуроченностью оруденения к толще эффузивных и эффузивно-осадочных пород, а также к их пирокластическим разностям. Морфологически рудные тела представлены линзами, гнездами, жилами и зонами. Основные рудные минералы—сфалерит, галенит, халькопирит, пирит (месторождения Ахтала, Шаумян и др.).

Вкрапленный характер оруденения месторождений первых двух типов обуславливает недостаточную дифференциацию по сопротивлению руд и вмещающих пород и, как следствие, низкую эффективность применявшихся здесь электроразведочных методов (метод сопротивления, заряда, индукции, радиокип).

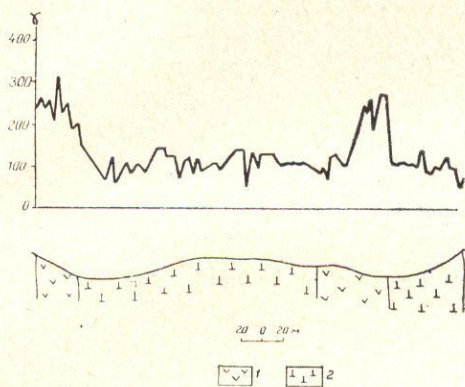
Одним из немногих примеров положительного применения электроразведки в модификации комбинированного электропрофилирования могут служить данные по Газминскому месторождению, где полиметаллические жилы отличаются относительно высокой электропроводностью по сравнению с вмещающими породами за счет присутствия в рудных жилах тектонической глинки (фиг. 90). Положительными результатами для первых двух типов отмечено применение спектрометаллометрии. Почти на всех опробованных месторождениях получены четкие металлометрические аномалии как над известными зонами оруденения, так и за их пределами.



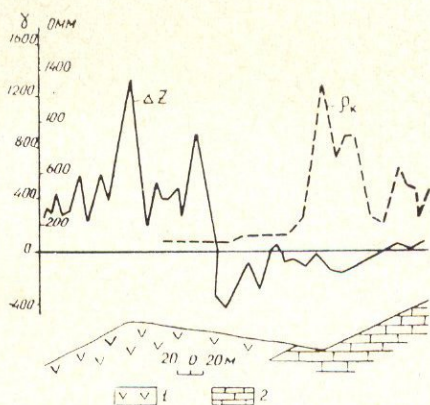
Фиг. 90. Графики комбинированного электропрофилирования и данные спектрометаллометрии на месторождении Газма. 1—туффиты; 2—рудные жилы; 3—графики комбинированного электропрофилирования; 4—графики процентного содержания свинца в наносах.

Весьма целесообразным оказалось сочетание металлометрии с магниторазведкой и электроразведкой методом сопротивлений. С помощью последних решались вопросы геологического картирования.

Для месторождений, характеризующихся пластообразным залеганием руд, вмещающие карбонатные и туфоосадочные породы отмечаются относительно низким уровнем магнитного поля. Это может быть проиллюстрировано графиками по месторождениям Привольное (фиг. 91) и Мосес (фиг. 92). Как видим, на месторождении Мосес, благодаря дифференциации по электрическому сопротивлению известняков и доломитов, с одной стороны, и вулканогенных пород с другой, картирование рудовмещающих пород оказалось возможным и с помощью электропрофилирования. Прослеживание рудовмещающих карбонатных пород, перекрытых на отдельных участках месторождения вулканогенными породами, проводилось с помощью электроразведки— в этом случае карбонатные породы отмечались на кривых ВЭЗ восходящей правой ветвью.



Фиг. 91. Графики  $\Delta Z$  на месторождении Привольное. 1—порфириты; 2—туффииты.



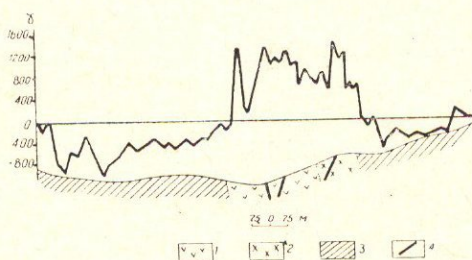
Фиг. 92. Графики  $\Delta Z$  и  $\rho_k$  (симметричное электропрофилирование) на месторождении Мосес. 1—вулканогенные породы; 2—известняки и доломиты.

Решение картировочных задач в районе Газминского, Гюмушханского и Бабаджанской группы месторождений осуществлялось магниторазведкой.

На Газминском месторождении туффииты и туфопесчаники, к которым приурочено большинство полиметаллических жил, отмечаются пониженным магнитным полем. Для месторождения Гюмушхана рудовмещающие породы (андезиты, габбро, монцониты) характеризуются, напротив, относительно высоким полем  $\Delta Z$  (фиг. 93). Особенностью месторождений Бабаджанской группы является приуроченность оруденения к дайкам. В этом районе полиметаллические жилы, располагающиеся среди туфов и туфобрекчий порфиритов, обнаруживают тесную пространственную связь с диабаз-порфириновыми дайками. Последние, отличаясь повышенными магнитными свойствами, преследуются с помощью магниторазведки. Одновременно относительно высокое электрическое сопротивление даек позволяет для этой цели применять и электропрофилирование (фиг. 94).

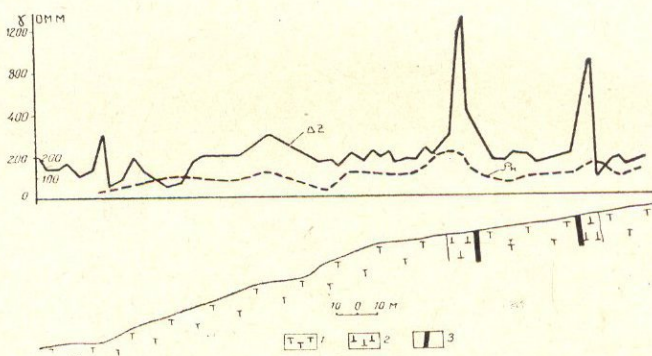
В результате комплексного применения спектрометаллометрии и магниторазведки (в масштабах 1 : 5000—1 : 10000) были выявлены по-

вые, перспективные в отношении полиметаллического оруденения площади на флангах месторождений Гюмушхана, Привольное и Мосес. Применение спектрометрии и магниторазведки на Гюмушханском месторождении привело к обнаружению нового оруденения к югу от развалин с. Гюмушхана (участок Какави-сар). Здесь же геофизическими работами было прослежено продолжение в северо-восточном направлении на расстоянии порядка 100 м наиболее крупной полиметаллической жилы— (жила № 1, участок Зивлих). Для участка Привольное составлена карта  $\Delta Z$ , по которой уточнены контуры развития туфопесчаников и порфиров.



Фиг. 93. График  $\Delta Z$  на месторождении Гюмушхана. 1—габбро, сиенито-габбро, монзониты; 2—андезиты; 3—безрудные порфиды; 4—рудные жилы.

Кроме того, в гребневой части Леджанского хребта зафиксирована металлотрическая аномалия на свинец и цинк. Проверка этой аномалии привела к обнаружению



Фиг. 94. Графики  $\Delta Z$  и  $\rho_k$  (симметричное электропрофилеирование) на месторождении Бабаджанской группы. 1—туфы и туфобрекчи порфиров; 2—диабаз-порфиритовые дайки; 3—рудные жилы.

нового оруденения. По данным комплексного применения спектрометрии, магниторазведки и электроразведки методом сопротивлений намечалась перспективность юго-западного фланга Мосесского месторождения. В том же рудном районе по геофизическим данным отмечены перспективные площади к востоку и юго-востоку от рудопроявления Мадани-дзор.

На колчеданно-полиметаллических месторождениях геофизические исследования до сих пор носили лишь опытный характер и ограничались опробованием гравиразведки, радиоволнового просвечивания и подземных вариантов методов ВП и СДВ—радиокип. С помощью гравиметровой съемки удалось зафиксировать контакт порфиров и рудовмещающих кварцевых порфиров, которые обладают избыточной плотностью в  $0,2 \text{ г/см}^3$ . Определенными перспективами для прямых поисков рудных тел обладает подземная гравиразведка, о чем свидетельствуют

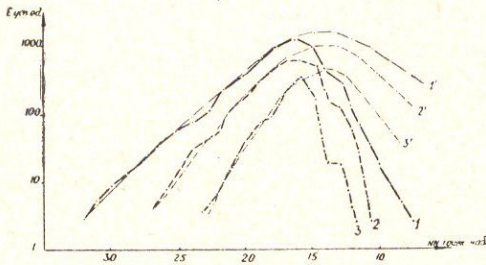
результаты опытно-методических работ по одной из выработок Ахтальского рудника. Метод радиоволнового просвечивания на Ахтальском месторождении применялся в шахтном варианте. В качестве генератора использовался широкополосный передатчик на 12 фиксированных частотах в диапазоне 0,37—20 мгц; приемником служил измеритель помех типа ИП-12м, работавший на рамочную экранированную антенну.

Изучение условий распространения радиоволн в горных породах показало, что коэффициент их поглощения («в») в порфиритах примерно вдвое меньше, чем в кварцевых порфирах (для частоты 1,8 мгц «в» порфиритов порядка 0,055 неп/м, а кварцевых порфириров—0,1 неп/м). Соответственно предельная дальность действия аппаратуры в порфиритах в 1,7—2 раза больше, чем в кварцевых порфирах. Так, если в порфиритах средняя дальность на частоте 1,8 мгц составляла 120 м, то в кварцевых порфирах она падала до 70 м. С увеличением частоты сигнала дальность действия резко уменьшается. Основной геологической причиной, обуславливающей различие в поглощении радиоволн порфиритами и кварцевыми порфирами, является региональная пиритизация последних (удельные электрические сопротивления обеих этих пород по измерениям на постоянном токе близки и составляют 400—600 ом). Результаты радиопросвечивания в районе рудного тела показаны на приводимых графиках (фиг. 95). На безрудном интервале профиля (точки 32—16) экспериментальные кривые хорошо совмещаются с кривыми нормального поля. На участке же профиля, находящемся за рудным телом (точки 15—7), отмечается резкое ослабление сигнала передатчика вследствие интенсивного поглощения электромагнитного поля рудой. Кривые нормального поля и экспериментальные кривые здесь расходятся; последние идут круто вниз, фиксируя рудное тело интенсивным минимумом напряженности. Описанный опыт позволил получить данные, доказывающие применимость радиоволнового просвечивания для поисков полиметаллических рудных тел в условиях Ахтальского месторождения. Характер распространения электромагнитных волн в зависимости от геологического строения изучался также с помощью сверхдлинноволнового варианта радиокип. В этом методе исследуются поля радиостанций, работающих в диапазоне частот 10—30 кгц. Соответствующие эксперименты показали вполне удовлетворительный прием сигнала на глубине в несколько сот метров, причем над рудным телом, находящимся на глубине 40 м, от горизонта выработки была зафиксирована характерная аномалия.

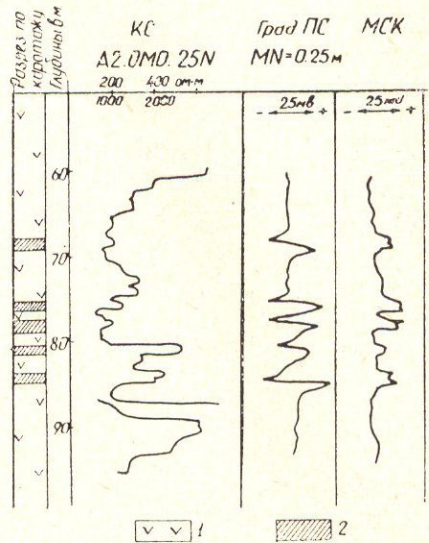
Как отмечалось выше, руды колчеданных месторождений обладают повышенной поляризуемостью и для их обнаружения может применяться метод вызванной поляризации. Подземные исследования этим методом, проведенные на Ахтальском месторождении, оказались весьма эффективными и привели к обнаружению новых рудных тел (Бадалян, 1967).

Каротаж на полиметаллических месторождениях (Ахтала, Привольное, Газма) применяется с переменным успехом. Присутствие в рудах сфалерита с отрицательным электродным потенциалом, а также гематита и галенита снижает разность электродных потенциалов между рудой и электродами скважинного прибора МЭП. С другой стороны, наличие в руде хорошо проводящих минералов, какими являются галенит и халькопирит, при условии наличия гальванической связи увеличивает интенсивность аномалий МСК. Таким образом, эффективность применяемого каротажного комплекса зависит часто от минера-

логического состава полиметаллических руд. Увеличение в руде содержания сфалерита и гематита снижает, а преобладание галенита и халькопирита, наоборот, повышает эффективность комплекса. С этой точки зрения, из вышеперечисленных месторождений наиболее благоприятным объектом для проведения каротажа является Ахталское месторождение (фиг. 96). (Мириджанян, 1961).



Фиг. 95. Графики напряженности поля по методу радиоволнового просвечивания на Ахталском руднике (штольня 16, штрек 12). 1 и 1'—наблюденное и нормальное поле при частоте 1,8 мГц; 2 и 2'—наблюденное и нормальное поле при частоте 2,4 мГц; 3 и 3'—наблюденное и нормальное поле при частоте 4,2 мГц.



Фиг. 96. Кривые КС градиента ПС и МСК по скважине 11 Ахталского полиметаллического месторождения. 1—кварцевые порфиры; 2—рудные интервалы.

### г) МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Для медно-молибденовых месторождений Армянской ССР характерно широкое развитие штокверковых зон и участков вкрапленных руд, залегающих преимущественно среди интрузивных пород. Основными рудными минералами являются молибденит и халькопирит.

Вкрапленный характер оруденения явился основной причиной низкой эффективности, применявшейся на месторождениях Дастакерт, Каджаран, Агарак, Личк и Анкаван электроразведки (методы: электропрофилеирования, заряда, индукции и радиокип) при прямых поисках\*.

Недостаточная дифференциация руд и вмещающих пород по магнитным свойствам и по плотности исключала также возможность решения этой задачи с помощью магниторазведки и гравиразведки. В таких условиях геофизическими методами решались лишь картировочные задачи, а в качестве прямого поискового метода применялась спектрометаллометрия. Данные по картированию контактов монцитов с порфиоровидными гранодиоритами на участке Личк-Джиндара (фиг. 97), габбро-диоритов и монцитов на участке Кармир-Кар, гра-

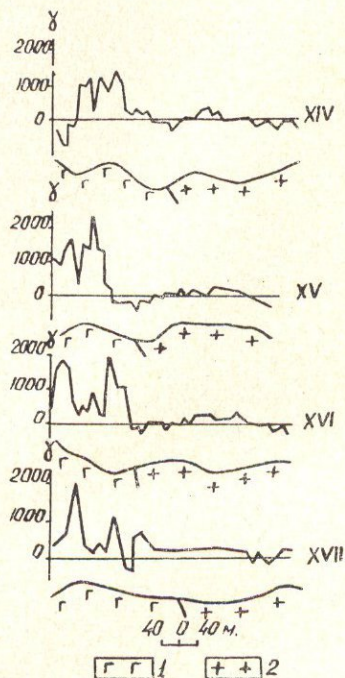
\* Метод вызванной поляризации, обладающий, как известно, большими возможностями при вкрапленном оруденении, на медно-молибденовых месторождениях Армении к настоящему времени еще не опробован.

нодиоритов и порфировитов на отдельных участках Дастакертского месторождения, скарновых зон на Анкаванском участке (фиг. 98) свидетельствуют о высокой эффективности магниторазведки.

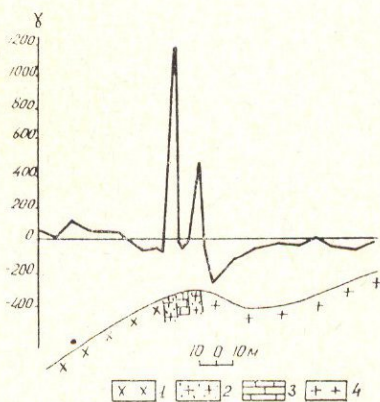
Во всех отмеченных случаях магниторазведка позволяет выделить области, к которым приурочено оруденение (порфиоровидные гранодиориты на участке Джиндара—Личк, монзониты на Кармир-Каре, кон-

тактовая зона гранодиоритов и порфиоровитов на Дастакерте, зона скарнированных пород в Анкаване).

Однако отмечаются случаи, когда графики  $\Delta Z$  бывают столь сильно искажены влиянием помех (непостоянство мощности коры вывет-



Фиг. 97. Графики  $\Delta Z$  на участке Личк-Джиндара. 1—монзониты; 2—порфиоровидные гранодиориты.



Фиг. 98. График  $\Delta Z$  на Анкаванском участке. 1—кварцевые диориты; 2—гранитовые скарны; 3—мраморизованные граниты.

ривания, неоднородность наносов, рельеф и др.), что использование обычных приемов геологической интерпретации уже не приводит к положительным результатам. В этом случае решение вопроса может быть достигнуто привлечением средств математической статистики и, в частности, так называемого способа обратной вероятности, примененного в 1959 году для интерпретации геофизических данных А. Г. Тарховым и в настоящее время успешно опробованного в гравиразведке (Андреев, 1962) и для различных модификаций рудной электроразведки (Демидович, 1964).

Обработка геофизических данных этим способом сводится к следующему.

Представим наблюдаемый график  $\rho(x_i)$  в виде суммы полезной информации (аномалия от геологического объекта)  $U(x_i)$  и помех  $N(x_i)$   $\rho(x_i) = U(x_i) + N(x_i)$ . Числовые значения  $U(x_i)$ , взятые через постоянный интервал  $\Delta x$ , даются рядом

$$U(x_1), U(x_2), U(x_3), \dots, U(x_n), \quad (1)$$

а помех, удовлетворяющих закону нормального распределения—рядом

$$N(x_1), N(x_2), N(x_3), \dots \cdot N(x_m). \quad (2)$$

Составляя суммы произведений:

$$\sum_{i=1}^k U(x_i)\rho(x_i); \sum_{i=1}^k U(x_i)\rho(x_{i+1}); \dots \sum_{i=1}^k U(x_i)\rho(x_{i+m-k}),$$

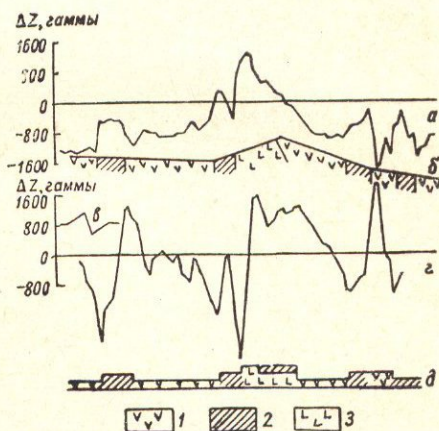
мы как бы перемещаем ряд (1) последовательно вдоль ряда (2) каждый раз на один интервал; в результате местоположение сигнала отметится максимальным пиком. Эффективность применения указанного способа может быть проиллюстрирована на примере обработки полевого графика  $\Delta Z$  по участку Личк. Как следует из фиг. 99а, сильное искажение кривой не позволяет непосредственно отбить контакты между различными породами (фиг. 99б). Задавшись аномалией над контактом в виде, представленном на фиг. 99в и получив способом обратной вероятности кривую  $\sum_{i=1}^k U(x_i)\rho(x_{i+n})$  (фиг. 99г), видим, что расчет-

ное положение контактов (фиг. 99д) вполне соответствует фактическому (некоторые частные расхождения могут быть объяснены неточностью геологической съемки и постепенностью переходов от одной породы к другой).

Применение электрических методов каротажа на медно-молибденовых месторождениях привело к отрицательным результатам, основными причинами чего явились неблагоприятные в отношении электропроводности текстурно-структурные особенности руд. Каротажные работы на медно-молибденовых месторождениях временно приостановлены. Они будут возобновлены по мере внедрения более эффективных для данного типа месторождений методов вызванной радиоактивности.

В комплексе с геофизическими методами в медно-молибденовых рудных районах широкое применение получила спектрометаллометрическая съемка по элювиально-деллювиальным отложениям и частично по аллювию\*. Основной объем по металлотрии был выполнен в Зангезурском рудном районе; в Памбакском рудном районе в небольшом объеме проведены исследования на флангах Анкаванского месторождения. Общая площадь исследования порядка 1000 кв. км; основной масштаб съемки 1 : 25000.

Данные металлотрии рассмотрим по отдельным орографическим единицам Зангезурского рудного района.



Фиг. 99. Результаты обработки кривой  $\Delta Z$  способом обратной вероятности (участок Личк). 1—свежие гранодиориты; 2—измененные оруденелые гранодиориты; 3—монзониты.

\* Металлотрическая съемка по аллювию (съемка по потокам рассеяния) начала проводиться УГ СМ Арм. ССР с 1963 года с расчетом покрытия территории республики в масштабе 1 : 200000.

**Северный склон Баргушатского хребта.** Металлометрические аномалии на молибден и медь получены к западу, к югу и юго-востоку от пос. Дастакерт. В пределах этих аномалий расположены известные рудопроявления. В процессе проведения геологоразведочных работ с учетом данных металлометрии был выявлен новый оруденелый участок в районе с. Софулу.

**Бассейн реки Гехи.** Аномалии отмечены в районе селений Гехи, Кирс, Аджебадж, Гярд и отвечают известным месторождениям меди и молибдена.

**Бассейн верхнего течения реки Вохчи.** Здесь обнаружен ореол молибдена и меди, расположенный к северу от пос. Каджаран, по левому берегу р. Вохчи. При геологическом обследовании ореола в его пределах зафиксированы ранее не известные кварц-молибденовые жилы.

**Бассейн реки Мегри.** В этой области значительные по площади ореолы молибдена и меди отмечены в районе с. Калер и в междуречье Мегригет и Бугакяр.

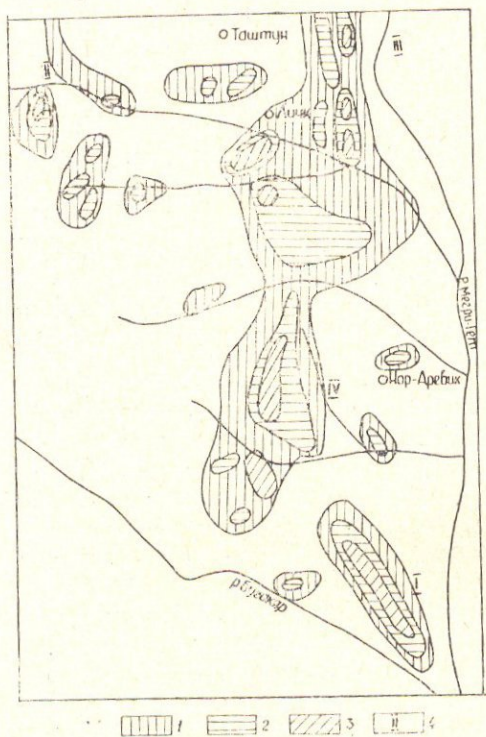
Рассмотрим несколько подробнее данные металлометрии в районе междуречья. Как следует из схематических карт ореолов рассеяния (фиг. 100, 101), здесь отмечается ряд ореолов повышенного содержания молибдена и меди. Некоторые из них располагаются в пределах известных месторождений и рудопроявлений. Так, ореол молибдена и меди к северо-западу от с. Личк соответствует одноименному медно-молибденовому месторождению, а ореол к югу от этого селения связан с месторождением Джиндара. Далее, расположенные в меридиональном направлении ореолы отвечают месторождениям Алла-Гюней и Мюльк. Кроме отмеченных, выявлен ряд других ореолов I, II, III, IV, которые связываются с ранее не известными рудопроявлениями. Сопоставление данных металлометрии с геологией района приводит к выводу о приуроченности большинства ореолов к зоне Дебаклинского разлома. Таковы ореолы рассеяния молибдена и меди, составляющие полосу меридионального простирания от с. Таштун до р. Нор-Аревик. Заметим, что к югу от р. Нор-Аревик разлом меняет простирание на ЮЮВ и примерно в этом же направлении проходит здесь полоса ореолов.

В соответствии с характером металлогении района находится факт совпадения в большинстве случаев ореолов меди и молибдена. Из всех вновь выявленных ореолов наиболее обширным по площади и интенсивным по содержанию элементов является ореол I, расположенный у слияния рр. Мегри-гет и Бугакяр. Проведенные здесь впоследствии геологоразведочные работы подтвердили связь ореола с медно-молибденовым оруденением (месторождение Личкваз), а также способствовали выявлению оруденения в районе с. Айгедзор, расположенного несколько южнее участка Личкваз.

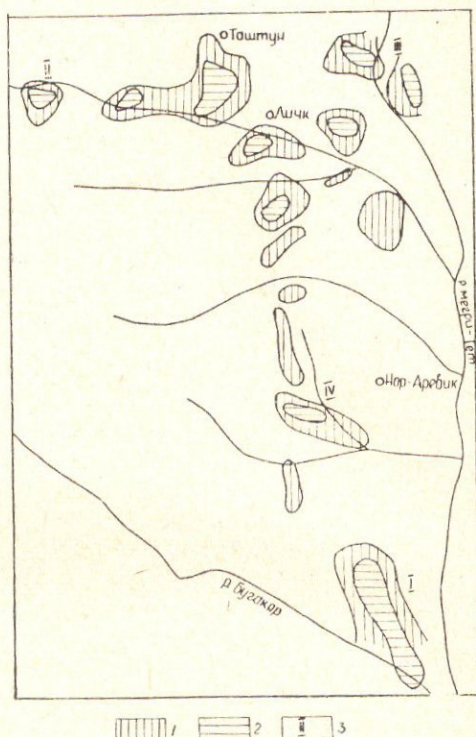
В Памбакском рудном районе металлометрической съемкой были покрыты сравнительно небольшие площади, примыкающие к Анкаванскому медно-молибденовому месторождению. Результаты этой съемки указывают на перспективность северо-западного фланга месторождения.

При геофизических исследованиях в медно-молибденовых рудных районах Армении некоторое развитие получил метод, известный под названием резистивиметрии или поисковой гидроэлектрометрии (Тархов, Ванцян, 1965). Сущность его заключается в следующем. Подземные воды, проходя через зону просачивания и встречая на своем пути окисляющуюся рудную залежь, обогащаются растворимыми продук-

тами окисления. В зоне истечения эти воды выносятся в открытые водотоки, создавая своеобразный гидрохимический ореол, характеризующийся повышенной минерализацией вод. В связи с тем, что величина удельного электрического сопротивления обратно пропорциональна минерализации воды, представляется возможным с помощью изме-



Фиг. 100. Схематическая карта ореолов рассеяния меди (междуречье рек Мегри-гет и Бугакяр). Содержание меди в наносах: 1—0,01—0,03%; 2—0,03—0,1%; 3—0,1—0,3%; 4—номер аномалии.

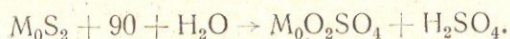


Фиг. 101. Схематическая карта ореолов рассеяния молибдена (междуречье рек Мегри-гет и Бугакяр). Содержание молибдена в наносах: 1—0,001—0,003%, 2—0,003—0,01%; 3—номер аномалии.

рения электропроводности обнаружение и локализация вод, обладающих повышенной минерализацией. Такие измерения могут быть произведены с помощью весьма простого прибора—полевого резистивметра, представляющего собой обычный электрический мост сопротивлений.

Так как в процессе окисления сульфидов в водах присутствует всегда сульфат-ион ( $SO_4$ ), то в районе развития сульфатных вод наличие участков повышенной минерализации может непосредственно указать на близость окисляющейся рудной залежи.

Химическими анализами вод медно-молибденовых месторождений Армении установлена прямая связь между содержанием сульфатов ( $SO_4$ ) и молибдена ( $M_0O_4$ ) в водах (Долуханова, 1958), что находится в соответствии с тем положением, что и тот и другой компонент выносятся из месторождения в результате единого процесса окисления молибденита, протекающего, как известно, по уравнению:



В то же самое время для вод ряда месторождений отмечается прямая связь между суммарной минерализацией и содержанием сульфатов.

На фиг. 102 приведены результаты измерения сопротивления вод в районе месторождений Личк—Джиндара, показывающие понижение сопротивления вод на участках медно-молибденовых месторождений. Эти данные свидетельствуют о перспективности применения резистивиметрии с целью получения дополнительных поисковых критериев.

Благоприятными условиями для полевой резистивиметрии в условиях Армении является наличие на большинстве месторождений окисляющейся зоны, находящейся в стадии активного растворения, а также расчлененный рельеф, существование отдельных орографических единиц со своим гидрогеологическим режимом и почти всегда имеющее место подпитывание грунтовых вод трещинными водами.

Приведенные в настоящей главе данные позволяют сделать следующее заключение о возможностях геофизических методов для исследования основных типов рудных месторождений Армении.

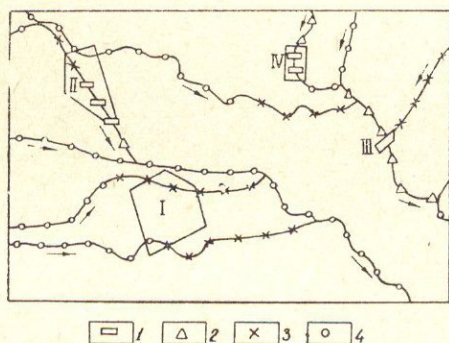
1. На железорудных месторождениях Судагян, Цакери-дош, Капутан, Сваранц над рудными телами наблюдаются интенсивные магнитные аномалии, что определяет ведущую роль магниторазведки в поисково-разведочном комплексе. При наличии на месторождениях лавовых образований с высокой интенсивностью намагничения для однозначной интерпретации целесообразно применение наряду с магниторазведкой также и гравиразведки (Капутан).

На разведочной стадии работ наряду с магниторазведкой определенными возможностями обладают методы электрического каротажа (Судагян, Капутян).

В Колчеданные месторождения (Шамлуг, Ахтала, Кафан) характеризуются заметной дифференциацией физических свойств (электропроводность, поляризуемость, коэффициент поглощения, плотность) руд и вмещающих пород. Однако значительная глубина залегания рудных тел и высокий уровень помех (пересеченный рельеф, поверхностная неоднородность и др.) заставляют отдать предпочтение методам подземной геофизики, из которых в настоящее время наиболее перспективным представляется метод радиоволнового просвечивания.

На флангах месторождений, где возможно нахождение оруденения на относительно меньших глубинах, эффективно применение метода вызванной поляризации.

3. На полиметаллических месторождениях—Привольное, Мосес, Гюмушхана, Газма, Бабаджан, ввиду ограниченных возможностей опробованных геофизических методов для прямых поисков, целесообразно их комплексирование со спектрометаллометрией. При этом роль геофизических методов сводится к геологическому картированию и



Фиг. 102. Результаты измерения сопротивления вод в районе месторождений Личк—Джиндара. Удельное сопротивление вод: 1—до 10 ом·см; 2—от 10 до 20 ом·см; 3—от 20 до 50 ом·см; 4—свыше 50 ом·см; I, II, III, IV—рудопровяления.

прослеживанию рудоконтролирующих факторов (картирование контактов, даек, рудовмещающих пород), а спектрометаллометрии—к прямым поискам.

4. При исследовании медно-молибденовых месторождений ведущим методом следует считать спектрометаллометрию как по элювиально-делювиальным отложениям, так и по аллювию. В последнем случае целесообразно ее сочетание с поисковой гидроэлектрометрией. В некоторых случаях с помощью геофизических методов могут решаться отдельные задачи геокартирования (картирование скарновых зон, контактов интрузивных пород, даек).

## ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШИХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Задачи дальнейших научно-исследовательских геофизических работ по изучению глубинного строения территории республики, выяснению закономерностей размещения полезных ископаемых и по изысканию методов прогноза землетрясений сводятся к нижеследующему:

1. Разработка методики геофизических исследований для картирования структур, покрытых мощными лавовыми образованиями и при сложном рельефе.

2. Продолжение детальных сейсморазведочных, гравимагнитных исследований и электромагнитных зондирований с целью выявления погребенных структур, возможно, перспективных в отношении нефти и газа.

3. Развитие исследований в области моделирования геофизических процессов и теоретической геофизики.

4. Дальнейшее развитие палеомагнитных и археомагнитных исследований с целью использования их при разработке геохронологической шкалы.

5. Создание опорной сети и изучение вековых вариаций геомагнитного поля путем повторных определений абсолютных величин элементов на опорных и временных пунктах.

6. Геофизические исследования в районах крупных вулканических центров с целью определения глубины залегания их очагов и изучения факторов, контролирующих проявление вулканизма.

7. Изучение глубинных, в первую очередь сейсмоактивных разломов, комплексом геофизических методов (гравиметрическим, магнитометрическим, магнито-теллурическим, сейсмологическим, геотермическим, радиометрическим и др.) по специально созданным геофизическим полигонам и по трассам нивелирования I и II классов.

8. Проведение геофизических исследований для решения гидрогеологических и инженерногеологических задач: а) картирование подластового рельефа водоупорных пород вулканических областей, выделение площадей, перспективных для перехвата подземных вод; б) изучение динамики физико-геологических процессов, в первую очередь, оползней республики, в) при комплексных исследованиях в связи со строительством и эксплуатацией гидротехнических сооружений.

9. Исследования по рудной геофизике для решения следующих основных задач: а) поиски глубокозалегающих рудных тел в районах медных, полиметаллических и медно-молибденовых месторождений; б) поиски рудных месторождений, перекрытых лавовыми образованиями. Повышение эффективности рудной геофизики для решения отмеченных задач должно осуществляться на базе совершенствования существующих и разработки новых методов и технических средств, обеспечивающих повышение глубинности и разрешающей способности геофизических исследований, а также путем разработки рациональной комплексной методики геофизических исследований применительно к

условиям отдельных районов и типам месторождений. При этом особое внимание должно уделяться развитию методов подземной геофизики и, в первую очередь, электромагнитных методов исследования и метода вызванной поляризации.

10. Развитие сейсмологических исследований с целью: а) выяснения строения земной коры и верхней мантии на основе анализа поверхностных и объемных волн землетрясений; б) разработки новой сейсмической шкалы на инструментальной основе; в) изучения сейсмотектоники по инструментальным наблюдениям и по данным макросеймики; г) выявления причин возникновения землетрясений и разработки теоретической модели очага.

11. Изучение сейсмамагнитного эффекта, аномалии векового хода и временных вариаций силы тяжести в эпицентральной зоне Зангезурского землетрясения 1968 г. и в других сейсмоактивных зонах республики.

12. Организация инженерно-сейсмологической сети в различных грунтовых условиях и проведение микросейсмораионирования. Организация инструментальных наблюдений над инженерными сооружениями в городах и населенных пунктах.

13. Исследование физических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах.

14. Анализ и обобщение результатов детальных комплексных геофизических исследований по изучению глубинного строения земной коры Армении и составление крупномасштабных гравимагнитных и сейсмотектонических карт.

Для решения вышепоставленных задач необходима координация работ всех научно-исследовательских и производственных геолого-геофизических организаций республики (Институт геофизики и инженерной сейсмологии Академии наук Армянской ССР, Институт геологических наук Академии наук Армянской ССР, Ереванский государственный университет, Управление геологии Совета Министров Армянской ССР, Ереванский политехнический институт им. К. Маркса, Армянский институт сооружений и стройматериалов Госстроя Армянской ССР и др.).

Необходимо расширить тесное содружество с союзными родственными организациями: Институтом физики Земли Академии наук СССР, Институтом земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн АН СССР, ВНИИ геофизики Министерства геологии СССР, Главным управлением геодезии и картографии (ГУГК) Совета Министров СССР и др.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г. В.** Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое и геологическое описание. Зап. Кавк. отд. геогр. общ., кн. XXI, 1899.
- Абих Г. В.** Землетрясение в Шемахе и в Эрзеруме в мае 1859 г. Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., кн. V, 1862.
- Агабеков М. Г., Ахмедбейли Ф. С.** Геологическая интерпретация сейсмичности Закавказья. Тезисы докл. на совещании по сейсмическому районированию Кавказа в 1957 г., Баку, 1957.
- Аджимамудов Э. Б.** О связи гравитационного поля с тектонической зональностью Малого Кавказа. ДАН Арм. ССР, том 24, № 4, 1957.
- Азизбеков Ш. А.** Геология Нахичеванской АССР, Госгеолтехиздат, 1961.
- Айвазов И. В.** Зависимость между балльностью, интенсивностью и глубиной очага для Кавказских землетрясений. Сообщ. АН Гр. ССР, т. XXVI, № 2, 1961.
- Акопян Ц. Г.** Магнитное поле Араратской котловины Арм. ССР, изд. АН Арм. ССР, 1960.
- Акопян Ц. Г.** Магнитное поле и палеомагнетизм кайнозойских эффузивных пород Арм. ССР, изд. АН Арм. ССР, 1963.
- Акопян Ц. Г.** О магнитных свойствах горных пород Армении. Труды института геофизики АН Груз. ССР, том 14, 1955.
- Акопян Ц. Г.** Об остаточной намагниченности эффузивных горных пород Армении. ДАН Арм. ССР, том 24, № 5, 1957.
- Акопян Ц. Г.** О палеомагнетизме изверженных горных пород Армении. Изв. АН СССР, серия геофизич., № 8, 1958.
- Акопян Ц. Г.** Палеомагнетизм эффузивных пород Арм. ССР и перемещение полюсов Земли в кайнозойскую эру. Изв. АН Арм. ССР, серия геолог. наук, том 13, № 5, 1960.
- Акопян Ц. Г.** Магнитное поле Армении и его связь с тектонической зональностью. ДАН Арм. ССР, том 29, № 5, 1959.
- Акопян Ц. Г.** К вопросу об одновозрастности долеритовых базальтов Приереванского района и Лорийского плато. ДАН Арм. ССР, том XXI, № 3, 1955.
- Акопян Ц. Г.** Магнитное поле и магнитные свойства экструзивных пород Даралагяза и Амасийского района Арм. ССР. ДАН Арм. ССР, том 25, № 2, 1957.
- Акопян Ц. Г.** Магнитная характеристика горных пород района курорта Джермук и некоторые особенности применения магниторазведки для геологического картирования. Сборник научных трудов ЕрПИ, № 3, вып. 3, 1956.
- Акопян Ц. Г.** Влияние рельефа местности на поле  $Z_a$  в связи с характером намагниченности эффузивных пород. ДАН Арм. ССР, том 21, № 3, 1955.
- Акопян Ц. Г.** Опыт стратиграфической корреляции новейших вулканогенных образований центральной Армении методом магнитной разведки. ДАН Арм. ССР, том 27, № 1, 1958.
- Акопян Ц. Г.** О некоторых закономерных соотношениях между магнитным и гравитационным полями в Араратской котловине Арм. ССР. ДАН Арм. ССР, том 26, № 4, 1958.
- Акопян Ц. Г., Арутюнян Э. А.** Опыт магнитной разведки железорудного месторождения в сложных геологических условиях. Изв. АН Арм. ССР, серия геолог. и географ. наук, № 4, 1957.
- Акопян Ц. Г., Оганисян Ш. С.** Глубинное строение и магматизм Армянской ССР. Материалы регионального петрографического совещания, Тбилиси, 1969.

- Акопян Ц. Г., Оганисян Ш. С., Татевосян Л. К., Мартиросян А. Г.** Основные итоги геофизических исследований на территории Арм. ССР. Труды Ин-та геологических наук, 1963.
- Акопян Ц. Г.** Магнитные свойства горных пород Арм. ССР и их использование в целях интерпретации магнитных аномалий и корреляции вулканогенных образований, автореферат докторской диссертации, 1967.
- Акопян Ц. Г., Карапетян Б. К., Шагинян С. Г.** Геофизика. Академия наук Арм. ССР за 25 лет, 1968.
- Акопян Ц. Г.** Палеомагнетизм мезокайнозойских изверженных пород Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, серия «Науки о Земле», том XXI, № 6, 1968.
- Акопян Ц. Г., Оганисян Ш. С., Асатрян Р. Г., Асланян А. М., Погосян Г. А.** Результаты геофизических исследований и дальнейшие направления геофизических работ на нефть и газ в Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, том XX, № 3, 1967.
- Акопян Ц. Г., Оганисян Ш. С.** Глубинное строение территории Арм. ССР по геофизическим данным (Тезисы доклада). Шестая научно-техническая геофизическая конференция. Л., 1968.
- Амарян В. М.** Строение и происхождение Арагаца. Бюллетень МОИП, Отдел геологический, № 1, 1965.
- Ананян А. Д., Егоян В. Л.** К вопросу о постановке геотермических исследований в Армении. Изв. АН Арм. ССР (серия геол. и географ.), № 4, 1958.
- Арутюнян Э. А.** Опыт применения магниторазведки при исследовании железорудных месторождений Северной Армении. Изв. АН Арм. ССР, серия геолог. и географ. наук, том 12, № 5, 1959.
- Арутюнян Э. А.** О магнитных свойствах пород и руд железорудных месторождений Северной Армении. Изв. АН Арм. ССР (серия геол. и географ. наук), том II, № 5, 1958.
- Арутюнян Э. А., Ванцян Г. М., Тархов А. Г.** Особенности применения геофизических методов на рудных месторождениях Армении. Доклад на Всесоюзной геофизической конференции. Новосибирск, 1963.
- Аракелян Б., Караханян Г.** Гарни, том III. Ереван, 1953.
- Асланян А. Т.** Региональная геология Армении. «Айпетрат», 1958.
- Асланян А. Т.** Тектонические проблемы металлогении Армении. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и географ., № 4, 1957.
- Асланян А. Т.** О происхождении массива горы Арагац. ДАН Арм. ССР, том 12, № 4, 1950.
- Асланян А. Т.** Основные черты послемезоценовой истории тектонического развития Армении. Сборник научных трудов Ереванского политехнического ин-та, № 8, 1954.
- Асланян А. Т.** Глубинный разлом у г. Еревана. Сборник аннотаций докладов VI научн. технической конференции проф. преподав. состава ВТУЗ-ов Закавказья. Изд. Ерев. университета, Ереван, 1955.
- Асланян А. Т.** Основные черты сейсмотектоники Армении. Тезисы докладов на совещании сейсмрайонирования Кавказа. Баку, 1957.
- Атлас землетрясений в СССР. М., 1962.
- Балавадзе Б. К.** Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Изд. АН Груз. ССР, Тбилиси, 1956.
- Бальян С. П.** О происхождении массива горы Арагац в свете новых геоморфологических данных. Изв. АН Арм. ССР, том I, № 1, 1949.
- Бачинский Н. М.** Антисейсмика в архитектурных памятниках Средней Азии. М.—Л., 1949.
- Башкиров А. С.** Антисейсмизм древней архитектуры. Часть II, Греция. Часть III, Италия. Ученые записки Моск. гос. пед. ин-та, том XIII и XIV, вып. I, М., 1948—1949 гг.

- Барков В. С., Тархов А. Г.** К методике электропрофилирования при неоднородных наносах. Бюллетень научно-технической информации, № 7 (12), Госгеолтехиздат, 1957.
- Белоусов В. В., Кириллова И. В., Сорский А. А.** Краткий обзор сейсмичности Кавказа в сопоставлении с его тектоническим строением. Изв. АН СССР, серия геофизическая, № 5, 1952.
- Белоусов В. В.** Вопросы строения Земли на XIII генеральной ассамблее международного геодезического и геофизического союза. Советская геология, № 1, 1964.
- Блох Я. Л., Бондаренко В. М., Коваленко Н. Д., Тархов А. Г.** Об использовании космического излучения в целях подземной геофизической разведки. Прикладная геофизика, вып. 38, Гостоптехиздат, 1964.
- Бончковский В. Ф.** Строение земной коры. Вестник Московского университета, № 11, 1948.
- Бончковский В. Ф.** Толщина земной коры. Природа, № 5, изд. АН СССР, 1945.
- Бунэ В. И.** Сравнительно-энергетическая характеристика сейсмичности трех районов Таджикистана. Докл. АН Тадж. ССР, 19, 1956.
- Бунэ В. И.** Опыт использования энергетических характеристик землетрясений при изучении сейсмичности Таджикистана. Изв. Отд. естеств. наук АН Тадж. ССР, вып. 23, 1957.
- Бунэ В. И.** Об использовании карт сейсмического районирования разного масштаба для определения расчетной балльности. Труды Ин-та физики Земли, № 22 (189), М., 1962.
- Бунэ В. И.** Основные сейсмологические данные, использованные при детальном сейсмическом районировании долины реки Вахш. Труды Ин-та физики Земли, № 28 (195), 1963.
- Бунэ В. И., Гзовский М. В., Запольский К. Н., Нерсесов И. Л.** и др. Методы детального изучения сейсмичности. Труды Ин-та физики Земли АН СССР, № 9, 1960.
- Бухникашвили А. В.** Электропроводность горных пород и руд Кавказа. Труды Института геофизики АН Грузинской ССР, том XVII, 1958.
- Бухникашвили А. В.** Электроразведка в рудной геологии Закавказья. Изд. АН Груз. ССР, 1962.
- Бюллетень сети сейсмических станций СССР. М., 1954—1960 гг.
- Бюс Е. И.** К вопросу о сейсмическом районировании ЗСФСР. Труды Ин-та сооружений, вып. III, Тифлис, 1931.
- Бюс Е. И.** Влияние микрогеологии на действие сейсмических сил. Труды Тбил. н.-и. института сооружений, вып. 28, Тбилиси, 1937.
- Бюс Е. И.** Ахурянское землетрясение 25. I. 1935 г. Квартальный сейсмический бюллетень, том XIII, № 1—4, Тбилиси, 1947.
- Бюс Е. И.** Рой июльских землетрясений 1941 г. в Мегрелии. Квартальный сейсмический бюллетень, том XII, № 4, Тбилиси, 1947.
- Бюс Е. И.** Сейсмические условия Закавказья. Часть I, II, III, Тбилиси, 1948—1952 гг.
- Бюс Е. И., Цхакая А. Д., Чураян А., Назаров А. Г.** Ереванское землетрясение 7 января 1937 г. Сейсмическое и инженерное обследование. Научно-исслед. инст. сооруж. и Грузфил. АН СССР, Тбилиси, 1937.
- Бюс Е. И., Рубинштейн М. М.** Новые данные о Табакурском землетрясении 7—8 мая 1940 года. Сообщения АН Гр. ССР, том XIV, № 2, Тбилиси, 1953.
- Бюс Е. И.** Аджикендское землетрясение 19. IX. 1942. Квартальный сейсмический бюллетень, том XIII, № 1—4, Тбилиси.
- Бюс Е. И., Гигинейшвили В.** Ленинанское землетрясение 22 октября 1926 г. (по макросейсмическим данным). Квартальный сейсмический бюллетень, том XII, № 2, Тбилиси, 1943.
- Вакин Е. А.** О пространственной и генетической связи терм юго-восточной Камчатки с действующими вулканами. Тезисы докладов на втором совещании по геотермическим исследованиям в СССР, М., 1964.

- Ванцян Г. М.** К методике геофизических исследований рудных месторождений Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, геол. и географ. науки, № 1, 1961.
- Ванцян Г. М.** Опыт металлометрического опробования аллювия в условиях Армянской ССР, Изв. АН Арм. ССР, геол. и географ. науки, № 3—4, 1960.
- Ванцян Г. М.** О применении геофизических методов для прослеживания даек на рудных месторождениях Армении. Изв. АН Арм. ССР, геол. и географ. науки, № 5, 1960.
- Ванцян Г. М.** К вопросу о методике геофизических исследований полиметаллических месторождений Армении. Научно-технический сборн. № 4, серия геология, горное дело и металлургия. Изд. Гос. комитета СМ Арм. ССР по координации научно-исследовательских работ, 1961.
- Ванцян Г. М.** О некоторых факторах, искажающих результаты магниторазведки и электропрофилирования на рудных месторождениях Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, геол. и географ. науки, № 4, 1961.
- Варданыц Л. А.** Землетрясения Кавказа и его глубинное строение. Изв. Всесоюзного Географического общества, том 78, вып. IX, Л., 1946.
- Варданыц Л. А.** Сейсмоструктура Кавказа. Труды сейсмологического ин-та, № 74, М.—Л., 1935.
- Варданыц Л. А.** Постплиоценовая история Кавказско-Черноморской-Каспийской области. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1948.
- Введенская Н. А.** и др. Бюллетень сильных землетрясений СССР за 1959 год. Труды Ин-та физики Земли, 1962.
- Введенская А. В.** Об определении динамических параметров очагов землетрясений по наблюдениям удаленных станций. ДАН СССР, том XXX, № 4, 1951.
- Вебер В. Н.** О землетрясении в Ахалкалакском уезде 19. XII. 1899 г. Изв. Кавк. отд. Русск. географ. об-ва, том XIII, Тифлис, 1900.
- Вебер В. Н.** Шемахинское землетрясение 31 января 1902 года. Труды Геолог. комитета, новая серия, вып. 9, 1903.
- Векуа Л. В.** Некоторые результаты палеомагнитных исследований на изверженных породах Грузии. Изв. АН СССР, серия геофиз. № 11, 1961.
- Габриелян А. А.** Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
- Габриелян А. А.** Тектонические комплексы Армении. Тр. Совещания по тект. альп. геосин. области юга СССР. Изд. АН Аз. ССР, 1956.
- Габриелян А. А.** Новейшая тектоника и сейсмичность Арм. ССР и смежных частей Антикавказа. Изв. АН Арм. ССР (серия геолог. и географ. наук), том 16, № 4—5, 1963.
- Габриелян А. А.** Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.
- Габриелян А. А.** О геотектоническом районировании Армении. В книге «Вопросы геологии и гидрогеологии СССР», Ереван, 1956.
- Габриелян А. А.** Северо-Зангезурский глубинный разлом и его геологическое значение, том 103, № 3, М., 1956.
- Габриелян А. А.** Тектоническое районирование Антикавказа (Малый Кавказ) и положение его в системе альпийского орогена юга СССР и сопредельных стран. Изв. АН Арм. ССР, № 4, 1961.
- Габриелян А. А., Арзуманян С. Н.** О новейшей тектонике Ереванского соленосного бассейна. ДАН Арм. ССР, том XXXIV, № 4, 1962.
- Гамбурцев Г. А.** Состояние и перспективы работ в области прогноза землетрясений. Бюллетень Совета по сейсм. АН СССР, № 1, материалы Душанбинской сессии. М., 1953.
- Гевонд Алишан.** Айратат, Венеция, 1890 (на армянском языке).  
Геология Армянской ССР, том I, изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
- Гзовский М. В.** Геофизическая интерпретация данных новейших и современных глу-

- бинных тектонических движениях. Сборник статей «Современные движения земной коры». АН СССР, М., 1963.
- Горбунова И. В.** Детальное изучение сейсмического режима северного Тянь-Шаня. Труды Ин-та физики Земли АН СССР, № 25 (192), 1962.
- Горшков Г. П.** Геологические условия Зангезурского землетрясения 27 апреля 1931 г. Труды СИ АН СССР, № 31, Л., 1933.
- Горшков Г. П.** Землетрясения на территории Советского Союза. М., 1949.
- Горячев А. В.** Некоторые особенности новейшей тектоники Курильской островной дуги. Советская геология, № 10, М., 1960.
- Григор Ерванди.** Ишатакаран XVII век. Рукопись Матенадарана, Ереван.
- Губин И. Е.** Развитие геологических структур и закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. Автореферат докторской диссертации. М., 1960.
- Губин И. Е.** Закономерности проявления землетрясений на территории Таджикистана. М., 1961.
- Гуревич Г. И., Нерсесов И. Л., Кузнецов Н. К.** К истолкованию закона повторяемости землетрясений. Труды Ин-та сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН Тадж. ССР, том VI, Душанбе, 1960.
- Демехин А. П.** Курорт Джермук. Гидрогеологический очерк. Изд. АН Арм. ССР, 1950.
- Долуханова Н. И.** Опыт применения гидрохимической съемки на медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
- Думитрашко Н. В., Лилиенберг Д. А.** Современная тектоника Кавказа. Сборник «Современные движения земной коры», № 1, Изд. АН СССР, М., 1963.
- Ерванд Шахазиз.** Старый Ереван. Ереван, 1931 (на арм. языке).
- Заварицкий А. Н.** Игнимбриты Армении. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1947.
- Закария Агулеци.** Дневник. Изд. Арм. ФИАН СССР, Ереван, 1938 (на армянском языке).
- Закария Саркавак.** Историография, том II, гл. 51, типография первопрестольного Эчмиадзина. Вагаршапат. 1870 (на армянском языке).
- Инженерный анализ последствий землетрясений в Японии и США. Перевод с англ. В. А. Быховского, М., 1961.
- Инструкция проектирования зданий и сооружений, возводимых в сейсмических районах. М.—Л., 1940.
- Инчинчян Гукас.** Историческая география земли Армянской. Том А, Венеция, 1835 (на арм. языке).
- Калашников А. Г.** История геомагнитного поля (по палеомагнитным данным). Изв. АН СССР, серия геофизическая, № 9, 1961.
- Карапетян К. И.** Некоторые особенности четвертичного вулканизма Даралагеца. ДАН Арм. ССР, том 18, № 1, 1959.
- Карапетян К. И.** Вулкан Армаган. Изв. АН Арм. ССР, геолог. и географ. науки, том 15, № 2, 1962.
- Карапетян К. И.** Вулкан Далик. Изв. АН Арм. ССР, серия геолог. и географ. наук, том 12, № 4, 1959.
- Карапетян О. Т.** Гора Арагац (на арм. языке), Ереван, 1930.
- Карапет Костянцян.** Летопись сотрясений на Земле Армянской. Тифлис, 1902 (на арм. языке).
- Карапетян Б. К., Шахсуварян Л. В.** Результаты инженерного обследования Бюраканского землетрясения. Изв. АН Арм. ССР, № 5, Ереван, 1954.
- Карапетян Н. К.** Динамические параметры очагов некоторых землетрясений Кавказа. Изв. АН СССР, серия геофизич., № 2, 1958.
- Карапетян Н. К.** Энергетическая характеристика землетрясений Армянского нагорья и Малого Кавказа. ДАН Арм. ССР, том XXXVIII, № 2, 1962.
- Карапетян Н. К.** Годограф сейсмических волн Малого Кавказа. Известия АН СССР, серия геофизич., № 1, 1956.

- Карапетян Н. К.** О сейсмичности Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и географ. наук, том XIII, № 1, 1960.
- Карапетян Н. К.** По поводу строения земной коры Малого Кавказа по сейсмическим данным. Ученые записки Ереванского гос. русского пединститута, том V, 1955.
- Карапетян Н. К.** Определение преобладающих периодов и спектрального состава колебаний почвы на территории г. Еревана. Изв. АН Арм. ССР, серия техн. наук, том XIV, № 4, 1961.
- Кафадарян К.** Город Двин и его раскопки. Ереван, 1952.
- Кашкай М. А., Тамразян Г. П.** Об антикавказских дислокациях на Кавказе. Труды совещ. тект. альп. юга СССР. Баку, 1956.
- Кириллова И. В.** Сейсмичность Ахалкалакского нагорья. Изв. АН СССР, серия геофизич., № 5, 1952.
- Кириллова И. В.** О сейсмических условиях Закавказья, Турции, Ирана. Бюллетень Совета по сейсмологии АН СССР, № 8, М., 1960.
- Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Хаин В. Е., Сорский А. А.** Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд. АН СССР, М., 1960.
- Коридалин Е. А.** О сейсмических наблюдениях при мощных взрывах. Вестник АН СССР, № 4, 1947.
- Коридалин Е. А.** Сейсмические наблюдения при мощных взрывах в Закавказье. Вестник АН СССР, № 3, 1948.
- Коридалин Е. А.** Изучение строения земной коры сейсмическими методами. Изд. АН СССР, М., 1939.
- Кропоткин П. Н.** Палеомагнетизм и его значение для стратиграфии и геотектоники. Изв. АН СССР, серия геолог., № 12, 1960.
- Кулиев Ф. Т.** Вопросы детального сейсмического районирования Апшеронского полуострова. Автореферат диссертации, М., 1963.
- Лалаян Е.** Монастырь Кечарис. Азгагракан Андес. Этнографич. журнал. Книги XXII и XXIII. Тифлис, 1902 (на армянском языке).
- Лалаян Е.** Севан. Там же. Книга XVII, Тифлис, 1908 (на армянском языке).
- Лебедев П. И.** Вулкан Алагез и его лавы. Сб. «Алагез—потухший вулкан Армянского нагорья». Тр. Совета по изуч. произв. сил, серия Закавказская, вып. 3, 1931.
- Лебедев П. И.** Ленинанское землетрясение 22-го октября 1926 г. Изв. АН СССР, 1927, (IV серия), № 9, 10, Природа, 1927, № 3.
- Лебедева Т. М., Папалашвили В. Г.** Землетрясения 12 февраля 1953 г. в Горийском районе. Труды Ин-та геофизики АН Гр. ССР, том XIII, 1954.
- Левицкая А. Я.** О землетрясениях в Приказбекском районе. Труды ГИ АН СССР, № 5 (132), М.—Л., 1950.
- Левицкая А. Я., Лебедева Т. М.** Годограф. сейсмических волн Кавказа. Квартальный сейсмический бюллетень, том XXI, № 1—4, Тбилиси, 1953.
- Лукавченко П. И.** Таблицы и номограммы для вычисления поправок силы тяжести за рельеф местности при съемке с гравиметрами. Госгостехиздат. М., 1951.
- Люстих Е. Н.** Геологический смысл различных методов вычисления аномалий силы тяжести. Труды Ин-та теорет. геофизики АН СССР, т. III, 1947.
- Магакьян И. Г., Мкртчян С. С.** Взаимосвязь структуры, магматизма и тектоники на примере Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и географ. наук, № 4, 1957.
- Магакьян И. Г.** Основные черты металлогении Армении. Советская геология, № 7, 1959.
- Малхасян Э. Г.** Об экстрезивных образованиях Даралагеза. Изв. АН Арм. ССР, физ.-мат., естеств. и технические науки, том IX, № 6, 1956.
- Малиновский Н. В.** Особенности в распространении сейсмических волн на Кавказе. Изд. Азербайджанского университета, отдел естествознания и медицины, том VIII, Баку, 1929.

- Маловичко Л. К. Об определении глубины кристаллического фундамента по аномалиям общей гравиметрической съемки. Доклады геологического факультета Пермского гос. университета, том XIV, вып. I, 1959.
- Медведев С. В. Исследование колебаний зданий при сейсмических воздействиях. Труды Ин-та физики Земли АН СССР, № 5 (172), М., 1959.
- Медведев С. В. К вопросу экономической целесообразности антисейсмического усиления зданий. Труды Ин-та физики Земли АН СССР, № 22 (189), 1962.
- Медведев С. В. Инженерная сейсмология. М., 1962.
- Медведев С. В., Бунэ В. И., Гзелишвили И. А., Карапетян Б. К., Кац А. З., Лямзина Г. А., Пирузян С. А., Полов В. В., Самков Б. Н., Шагинян С. А. Инструкция по проведению сейсмического микрорайонирования. Труды ин-та физики Земли АН СССР, № 22 (189) М., 1962.
- Меликсетян Б. М. К геохимии урана и тория в некоторых гранодiorитах юга СССР. Изв. АН Арм. ССР (серия геолог. и географ.), № 2, 1961.
- Миков Б. Д. Влияние рельефа местности на результатах магнитной съемки и разработка методов интерпретации магнитных аномалий. Новосибирск, 1960.
- Милановский Е. Е. О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. Изв. АН СССР, серия геологическая, № 10, 1956.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Севанской впадины. Бюллетень Московского общества испытателей природы, отдел геологический, № 5, 1960.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Армянской ССР и прилегающих районов Закавказья. Геология Арм. ССР. Том I, Геоморфология. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
- Минасян Р. С. Применение метода естеств. электрического тока для определения мест подземной утечки из озера Севан. Изв. АН Арм. ССР, серия «Науки о Земле», XVIII, № 1, 1965.
- Минасян Р. С. Новые данные о характере подлавого рельефа северной части Гегамского вулканического нагорья. Изв. АН Арм. ССР, сер. «Науки о Земле», XVIII, № 3—4, 1965.
- Мириджанян Р. Т. Геологическая эффективность электрических методов каротажа на рудных месторождениях Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, геол. и географ. наук, том XIV, № 3, Ереван, 1961.
- Михалевский А. И. Землетрясения Кавказа и их связь с дислокацией края. Изв. Азербайдж. госунта, отд. естествозн. и медицины, том IV, Баку, 1926.
- Михалевский А. И. Определение глубин очагов Кавказских землетрясений. Изв. Аз. университета, № 3, Баку, 1923—1924.
- Михалевский А. И. Определение максимальных ускорений сейсмических волн во время Горийского землетрясения 1920 г. Изв. Аз. госуниверситета, 1924—1925, № 3.
- Мкртчян С. С. Новые данные о геологическом строении южной части Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, 1948.
- Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, 1958.
- Мушкетов И. В. Материалы по Ахалкалакскому землетрясению. Труды геол. Комитета. Новая серия, вып. I, 1903.
- Мушкетов И. В., Орлов А. П. Каталог землетрясений Российской империи. Записки Императорского Русского географического об-ва, том XXVI, СПб., 1893.
- Нагата Т. Магнетизм горных пород. Изд. иностранной литературы, 1956.
- Назаров А. Г. О взаимодействии между фундаментом сооружения и основанием при землетрясении. Тр. Тбил. геофиз. ин-та, том IV, 1939.
- Назаров А. Г. О сейсмическом районировании. Изв. АН Арм. ССР, серия физ.-мат., естеств., техн. наук, № 1, 1954.
- Назаров А. Г. О новой сейсмической шкале. Изв. АН Арм. ССР, серия техн. наук, № 5, 1955.
- Назаров А. Г. Метод инженерного анализа сейсмических сил. Изд. II, дополненное. Ереван, 1956.

- Нерсесов И. Л., Грин В. П., Джанузаков К.** О сейсмическом районировании бассейна реки Нарын. Изд. АН Кирг. ССР, Фрунзе, 1960.
- Нечаев В. А.** Сейсмическое районирование г. Душанбе. Изв. отд. естеств. наук, № 1, (28), Нормы и Правила стр-ва в сейсмических районах (СН-8—57). М., 1957, Душанбе, 1959.
- Оганисян Ш. С.** О природе региональных аномалий силы тяжести Араратской котловины. Изв. АН Арм. ССР, том XI, № 1, 1958.
- Оганисян Ш. С.** О плотности горных пород Армении. Изв. АН Арм. ССР (серия геол. и географ. наук), том IX, № 3, 1958.
- Оганисян Ш. С.** Об одном опыте разделения гравитационных полей. ДАН Арм. ССР, том XXV, № 4, 1957.
- Оганисян Ш. С.** Гравитационное поле Мазринской котловины. Изв. АН Арм. ССР (серия геол. и географ. наук), том XII, № 2, 1959.
- Оганисян Ш. С.** О причинах, вызывающих отрицательные аномалии силы тяжести на территории Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, том XIX, № 1—2, 1966.
- Оганисян Ш. С.** Гравитационное поле Армянской ССР и его геологическое истолкование. Материалы V Всесоюзной научно-технической конференции. Новосибирск, 1963.
- Оганисян Ш. С.** Опыт применения гравиметровой съемки при поисках и разведке слепых колчеданных рудных тел алавердского типа. ДАН Арм. ССР, № 4, 1959.
- Оганезов Г. Г.** Севан и Гегамский хребет. «Айпетрат», Ереван, 1962.
- Огильви А. А.** Геофизические методы исследований. Изд. МГУ, 1962.
- Осипова И. Б.** Опытные работы по группированию приборов и взрывов в Арташатском районе. Известия АН Арм. ССР, том XVII, 1964.
- Панасяно Г. Д.** Землетрясения Кольского полуострова и северной Карелии и их связь с современным движением Балтийского щита. Бюллетень Совета по сейсмологии, № 8, М., 1960.
- Палеомагнетизм. Сборник статей. Изд. иностр. лит-ры, 1962.
- Паффенгольц К. Н.** Сейсмоструктика Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1946.
- Паффенгольц К. Н.** Алагез и его происхождение. Природа, № 6, 1939.
- Паффенгольц К. Н.** Бассейн оз. Гокча (Севан). Тр. Всесоюз. геол. развед. объедин., вып. 219, 1934.
- Паффенгольц К. Н.** Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Паффенгольц К. Н.** Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. Записки Минералог. об-ва, серия 2, ч. IX, вып. 2, 1931.
- Петрова Г. Н., Юхновец Ю. И.** Изменения магнитных свойств горных пород на разломах. Изв. АН СССР, серия геофизич., № 2, 1953.
- Петрушевский Б. П.** Значение геологических явлений при сейсмическом районировании. Труды Геол. АН СССР, № 28, 1955.
- Пирузян С. А.** К вопросу влияния микрогеологии на величину силы сотрясения по данным Гегчорского землетрясения. Изв. АН Арм. ССР, серия техн. наук, № 6, 1957.
- Пирузян С. А.** О сейсмическом районировании и микрорайонировании. В книге «Материалы к изменениям СН-8—57». Изд. АИСМа, Ереван, 1960.
- Пирузян С. А.** Сейсмическое микрорайонирование на основе инструментальных наблюдений. Изв. АН Арм. ССР, серия техн. наук, № 4, 1962.
- Пирузян С. А.** Новые данные по сейсмоструктике Большого Ереванского района. ДАН Арм. ССР, том XVI, № 4, 1965.
- Пирузян С. А.** Опыт уточнения исходной сейсмической балльности для целей микросейсморайонирования и детального микрорайонирования. Бюллетень Инженерная сейсмология, № 3—4. Совет по сейсмологии, АН СССР, Душанбе, 1966.
- Пирузян С. А.** О причинах так называемых общих сотрясений или одновременных землетрясений. ДАН Арм. ССР, том XVII, № 1, 1966.

- Пирузян С. А.** Опыт детального сейсмического районирования территории Большого Ереванского района (юго-западной части Арм. ССР и прилегающих районов). Изд. «Айастан», Ереван, 1969.
- Поспелова Г. А.** Остаточная намагнитченность третичных и четвертичных изверженных пород. Изв. АН СССР, серия геоф., № 11, 1959.
- Поспелова Г. А.** Причины обратной намагнитченности вулканических пород Армении и Курильских островов. Изв. АН СССР, серия геоф., № 1, 1960.
- Путешествие Шардена по Закавказью в 1672—1673 гг. Перевод с французского Бахмутовой и Косовича, Тифлис, 1902.
- Пучков С. В.** О предельной силе землетрясений на коренных скальных породах. Изв. АН СССР, серия геоф., 8, 1956.
- Райко И. В.** О возможности наблюдения фазы Мохоровичича при Кавказских землетрясениях. Труды СИ АН СССР, № 12, Л., 1930.
- Ранцман В. Я.** Новейшая и современная тектоника сейсмических районов Средней Азии по геоморфологическим наблюдениям. Сборник статей «Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения». Изд. АН СССР, М., 1961.
- Раутиан Т. Г.** Затухание сейсмических волн и энергия землетрясения. Труды Ин-та сейсмост. строительства и сейсмологии СССР, Душанбе, 7, 1960.
- Резанов И. А.** О новейшей тектонике и сейсмичности Северо-Востока СССР. Бюллетень Совета по сейсмологии, № 10, М., 1960.
- Рейнгард А. Л.** Морфология массива г. Арагац в свете новых геологических данных. Изв. геологического об-ва, № 3, 1939.
- Ривош Л. А., Штейнберг Г. С.** Геофизическое изучение Камчатских вулканов. Геология и геофизика СО АН СССР, № 7, 1964.
- Ризниченко Ю. В.** Об изучении сейсмического режима. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 9, 1958.
- Ризниченко Ю. В.** О возможности расчета максимальных землетрясений. Труды ин-та физики Земли АН СССР, № 25 (192), 1962.
- Рихтер Ч. Ф.** Элементарная сейсмология. Перевод с английского. М., 1962.
- Розе Т. Н.** Приближенная оценка глубины залегания намагнитченных тел. Материалы по геологии и полезным ископаемым. ВСЕГЕИ, ч. I, вып. 8, 1959.
- Розова Е. А.** Строение земной коры в районе Кавказа. Тезисы доклада на совещ. по сейсмрайонированию Баку и Апшеронского полуострова 21—25 октября 1949 г. Изд. АН Аз. ССР, Баку, 1949.
- Розова Е. А.** Глубинное строение земной коры Кавказа. Труды СИ АН СССР, № 94, М.—Л., 1939.
- Рубинштейн М. М.** Некоторые вопросы сеймотектоники Грузии. Труды совещ. по тект. альп. геос. юга СССР. Баку, 1956.
- Рубинштейн М. М.** Геологические критерии сейсмического районирования Грузии. Бюллетень Совета по сейсмологии № 8, М., 1960.
- Саваренский Е. Ф., Джибладзе Э. А.** О сейсмичности Большого Кавказа. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5, 1956.
- Саваренский Е. Ф.** Об искажениях на картах сейсмичности. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 7, 1956.
- Сафарян А. Н.** О методике сейсмического районирования и микрорайонирования. Труды Ин-та строит. дела, АН Груз. ССР, т. VI, Тбилиси, 1957.
- Сафарян А. Н.** Сейсмическое районирование. В книге «Строительство в сейсмических районах». М., 1957.
- Сафарян А. Н.** К сейсмическому районированию территории Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, серия геолог. и географ. наук, том XI, № 5, 1958.
- Седракян А. Е.** Биография Ованеса Епископа Шахатунянца. СПб., 1898 (на армянском языке).

- Семенов А. С.** Методика геофизических работ на месторождениях полиметаллических руд. Вопросы рудной геофизики, сборн. статей ВИРГ-а, № 1, Госгеолтехиздат, 1957.
- Симон Ереванци.** Джембр. М., 1958.
- Слабые землетрясения. Сборник переводов статей зарубежных авторов под редакцией Ю. В. Ризниченко, М., 1961.
- Смбатянц Месроп Архиепископ.** Местоописание Гегаркуни, Эчмпадин, 1896 (на армянском языке).
- Соловьев С. А.** Магнитуда землетрясений. В книге «Землетрясения в СССР», М., 1961.
- Степанян В. А.** Краткая хронология наиболее значительных землетрясений в исторической Армении и в прилегающих районах. Труды конференции по сейсмическому строительству. Ереван, 1942.
- Степанян В. А.** Землетрясения на Армянском нагорье и прилегающих районах. Издательство «Айастан», Ереван, 1964 (на армянском языке).
- Строительные нормы и правила СНиП П-В 2—62, М., 1963.
- Сюэхиро К.** Инженерная сейсмология. Перевод с английского. М., 1963.
- Тархов А. Г., Ванцян Г. М.** Оценка электропроводности пород и руд по переходным сопротивлениям заземлений. Разведка и охрана недр, № 2, 1961.
- Тархов А. Г.** Способ уменьшения первичного поля в методе индукции. Разведка недр, № 4, 1946.
- Тархов А. Г.** О геоэлектрическом поле фильтрации. Изв. АН СССР, серия геоф. и географ. наук, № 5, 1946.
- Тархов А. Г.** Метод заряда в применении к несовершенным проводникам. Разведка недр, № 2, 1948.
- Тархов А. Г., Ванцян Г. М.** Поисковая гидроэлектрометрия. Разведка и охрана недр, № 5, 1955.
- Тархов А. Г.** К использованию магниторазведки в рудных районах. Изв. АН СССР, серия геоф., № 3, 1956.
- Тархов А. Г.** О подземных наблюдениях естественного электрического поля в рудных районах. Изв. высш. учебн. завед., геология и разведка, № 12, 1958.
- Тархов А. Г.** К вопросу об использовании теории информации в разведочной геофизике. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и географ., № 6, 1959.
- Тархов А. Г.** Геофизические поиски рудных месторождений. Советская геология, № 2, 1961.
- Татевосян Л. К.** Некоторые черты глубинного строения земной коры в области Кавказа по гравиметрическим данным. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, том XIV, № 5, 1961.
- Тахтаджян А. А., Габриелян А. А.** Опыт стратиграфической корреляции вулканических толщ и пресноводных отложений плиоцена и плейстоцена Малого Кавказа. ДАН Арм. ССР, т. 8, № 5, 1948.
- Твалтвадзе Г. К.** К вопросу изучения строения земной коры в районе г. Еревана (Нор-Баязет). Труды ин-та геофизики АН Гр. ССР, т. 21, 1963.
- Твалтвадзе Г. К.** Некоторые данные о строении земной коры в полосе Абастумани. Цхиси-Моккеви. Изв. АН СССР, серия геоф. и географ., том III, № 1, М., 1945.
- Твалтвадзе Г. К.** Строение земной коры и верхней мантии. Сообщ. АН Гр. ССР (геофизика), т. XI, № 8, Тбилиси, 1950.
- Телье Е., Телье О.** Об интенсивности магнитного поля Земли в историческом и геологическом прошлом. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 9, 1959.
- Тихонов А. Н., Буланже Ю. Д.** Известия АН СССР, серия геогр. и геофиз. наук, том IX, № 3, 1945.
- Тресков А. А.** Отражение волн от подошвы коры при глубинных землетрясениях. Доклады АН СССР, том VIII, № 9, стр. 1953, М.—Л., 1947.

- Фюрон Р.** Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Перевод с франц. под ред. М. В. Муратова, М., 1955.
- Хаин В. Е.** Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. Сов. геология, сб. 39, М., 1949.
- Храмов А. Н., Шолпо Л. Е.** Палеомагнетизм. Труды ВНИГРИ «Недра» Л., 1967.
- Храмов А. Н.** Палеомагнитные разрезы плиоцена и постплиоцена Апшеронско-Закаспийской области и их корреляция. Труды ВНИГРИ, вып. 204, 1963.
- Храмов А. Н.** Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Гостоптехиздат, 1958.
- Храмов А. Н.** О палеомагнетизме как основе метода корреляции и расчленения осадочных толщ. ДАН СССР, 112, № 5, 1957.
- Цхакая А. Д.** Сейсмичность Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья и прилегающих районов. Труды ин-та геофизики АН Гр. ССР, том XVI, 1957.
- Цхакая А. Д.** Годограф S-P по наблюдениям Тбилисской сейсмической станции. Кварт. сейсм. бюллетень, т. XII, № 1, Тбилиси, 1942.
- Чалоян В. К.** Армянский ренессанс. Изд. АН СССР, М., 1963.
- Чантуришвили Л. С.** Электроразведка при проектировании дорог на пересеченной местности. Автотрансиздат, 1959.
- Чураян А., Назаров А.** Инженерное обследование Ереванского землетрясения 1937 г. В кн. «Ереванское землетрясение», Тбилиси, 1937.
- Шахатунианц Ованес Епископ.** Описание уезда Эчмиадзина и пяти уездов Арарата, том II, стр. 18 «Землетрясения», Эчмиадзин, 1842 (на армянском языке).
- Шахназарян А.** Двин. Историко-географический очерк. Ереван, 1940.
- Шебалян Н. В.** О связи между энергией, балльностью и глубиной очага землетрясения. Изд. АН СССР, серия геофиз., № 4, 1955.
- Ширинян К. Г.** Некоторые закономерности четвертичного вулканизма Армении. Записки Армянского отделения Всесоюзного минералогического общества. Вып. I, 1959.
- Ширинян К. Г.** Вулканические туфы и туфолавы Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1961.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|   | Стр. |
|---|------|
| Введение  | 5    |
| <i>Глава I. Краткий очерк истории геофизического изучения территории<br/>Армянской ССР (Ц. Г. Акопян, Г. М. Ванцян)</i>   | 7    |
| <i>Глава II. Физические свойства горных пород и руд (Ц. Г. Акопян, Э. А.<br/>Арутюнян, Г. М. Ванцян, Ш. С. Оганисян)</i>  |      |
| 1. Плотностная и магнитная характеристика геологического разреза (Ц. Г. Акопян, Ш. С. Оганисян)   | 19   |
| 2. Характеристика физических свойств горных пород и руд железорудных, медных, полиметаллических и медно-молибденовых месторождений (Э. А. Арутюнян, Г. М. Ванцян) | 36   |
| Общие выводы  | 46   |
| <i>Глава III. Гравитационное поле и его геологическое истолкование<br/>(Ш. С. Оганисян)</i>   |      |
| 1. О поправках за рельеф местности  | 49   |
| 2. О разделении гравитационного поля  | —    |
| 3. Характерные черты гравитационного поля   | 51   |
| 4. Геологическое истолкование аномального гравитационного поля  | 57   |
| 5. Использование гравитационных аномалий при тектоническом районировании Армении  | 80   |
| <i>Глава IV. Аномальное магнитное поле и его геологическое истолкование<br/>(Ц. Г. Акопян)</i>  |      |
| 1. Основные факторы, обуславливающие аномальное магнитное поле  | 84   |
| а. Влияние рельефа на аномальное магнитное поле и способы его исключения  | 85   |
| б. Магнитное поле вулканических конусов   | 88   |
| в. Влияние на аномальное магнитное поле различных типов эффузивных пород  | 90   |
| г. Магнитное поле экструзивных и интрузивных пород  | 95   |
| д. Соотношения между пликативными структурами осадочной толщи и аномальным магнитным полем  | 98   |
| 2. Основные элементы аномального магнитного поля и классификация магнитных аномалий   | 101  |
| 3. О некоторых соотношениях между магнитным и гравитационным полями   | 106  |
| 4. Геологическое истолкование аномального магнитного поля   | 110  |
| 5. Использование магнитных аномалий при тектоническом районировании Армянской ССР   | 121  |
| <i>Глава V. Сейсмичность Армении (Н. К. Карапетян, С. А. Пирузян)</i>   |      |
| А. Региональная сейсмичность Армянского нагорья и Малого Кавказа (Н. К. Карапетян)  | 125  |
| 1. Об изученности сейсмических условий Армении  | —    |
| 2. Карты сейсмичности Армянского нагорья и Малого Кавказа   | 131  |
| 3. Энергетическая характеристика землетрясений Армянского нагорья и Малого Кавказа  | 140  |

|   |            |
|---|------------|
| 4. Строение земной коры Малого Кавказа по сейсмическим данным . . . . .   | 144        |
| Б. Детальное изучение сейсмоактивности и сеймотектоники Большого Ереванского района (С. А. Пирузян) . . . . .   | 149        |
| 1. Сейсмоактивность района . . . . .  | —          |
| 2. Геологическое истолкование сейсмоактивности (сеймотектоника) . . . . .   | 171        |
| <b>Глава VI. Некоторые данные о геотермических особенностях территории Армянской ССР (Р. Т. Мириджанян) . . . . .</b>                                     | <b>180</b> |
| <b>Глава VII. Результаты электроразведочных исследований (Р. С. Минасян)</b>  |            |
| 1. Применение электроразведки при решении задач структурной геологии . . . . .  | 193        |
| 2. Применение электроразведки при поисках подземных вод (Р. С. Минасян, Р. Т. Мириджанян) . . . . .   | 200        |
| 3. Изучение вулканических сооружений методом электроразведки . . . . .  | 213        |
| <b>Глава VIII. Результаты сейсморазведочных работ в Араратской и Ленинанканской котловинах (И. Б. Осипова, А. М. Хенкина) . . . . .</b>                   | <b>227</b> |
| <b>Глава IX. Результаты геофизического изучения рудных месторождений Армении (Э. А. Арутюнян, Г. М. Ванцян, Р. Т. Мириджанян, А. Г. Тархов) . . . . .</b> | <b>236</b> |
| 1. Специфика применения геофизических методов на рудных месторождениях . . . . .  | —          |
| а. Дифференциация физических свойств пород и руд . . . . .  | —          |
| б. Влияние рельефа местности . . . . .  | 237        |
| в. Влияние поверхностных образований . . . . .  | 238        |
| г. Прочие источники помех . . . . .   | 239        |
| 2. Результаты геофизических исследований . . . . .  | 240        |
| а. Железорудные месторождения . . . . .   | —          |
| б. Медные месторождения . . . . .   | 245        |
| в. Полнметаллические месторождения . . . . .  | 250        |
| г. Медно-молибденовые месторождения . . . . .   | 254        |
| Основные задачи дальнейших геофизических исследований на территории Армянской ССР . . . . .   | 261        |
| Литература . . . . .  | 263        |

*Печатается по решению ученого совета  
Института геофизики и инженерной  
сейсмологии АН Армянской ССР*

Редактор издательства *Ж. В. Налчаджян*  
Худож. оформление *Л. А. Садояна*  
Технич. редактор *С. К. Закарян*  
Корректор *А. А. Мкртчян*

---

ВФ 03635      РИСО 1269      Изд. 3317      Заказ 78      Тираж 1000

Сдано в производство 29/X 1970 г., подписано к печати 6/III 1972 г.,  
печ. л. 17,25+18 вкл., усл. печ. л. 24,15, изд. 26,1 л.,  
бумага № 1, 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Цена 3 руб.

---

Эчмиадзинская типография Издательства АН Армянской ССР

