

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



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

ԽՄԲԱԴՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան (պատասխանատու խմբագիր),
տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղալյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդա-
սարյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ.
Ա. Հ. Գաբրիելյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Է. Խ. Դուլյան, երկրա-հանք. գիտ.
թեկն. Ռ. Տ. Միրիժանյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, Է. Ա. Ռոս-
տոմովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ա. Ֆա-
րամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Член-корр. АН Арм. ССР А. Т. Асланян (ответственный редактор),
член-корр. АН Арм. ССР А. Б. Багдасян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Баг-
дасарян, канд. техн. наук С. В. Бадалян, академик АН Арм. ССР А. А.
Габриелян, канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, канд. геол.-мин. наук
Р. Т. Мириджаниян, Э. С. Ростомова (ответственный секретарь), канд.
геол.-мин. наук А. С. Фарамазян (заместитель ответственного редактора),
канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

Խմբագրություն հասցեն՝ 375019, Երևան 19, Բարեկամության 24 ա.

Адрес редакции: 375019, Ереван 19, Барскамутян, 24а

© Издательство АН Арм. ССР

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1981

СОДЕРЖАНИЕ

А. Т. Асланян. Большие изменения внутреннего объема и полярного сжатия Земли и их тектонические последствия	3
В. А. Агамалян. Стратиграфия докембрия Армянской ССР	26
Ф. О. Аракелян. Исследование раскопок античных сооружений на Керченском полуострове для оценки интенсивности разрушительных землетрясений	40

Краткие сообщения

Дж. В. Мхитарян. Особенности строения рудных тел и условия локализации ору- денения Меградзорского месторождения	50
В. Б. Гамоян, С. В. Бадалян, Г. В. Арутюнян, Е. М. Лилечян. Способ учета ква- зистационарных электрических помех при электроразведке методами по- стоянного тока	56
С. Р. Оганесян, А. О. Симонян. Пространственно-временная структура геомагнит- ного поля по профилю с. Гегард—оз. Севан	63
А. А. Варданян, Г. Б. Нечаяева, Дж. О. Минасян. Опыт изучения палеовековых ва- риаций по голоценовым озерным осадкам озера Севан	66
С. Р. Пайлеванян. Результаты сейсмоакустических исследований при оценке на- пряженного состояния массива в различных горно-геологических условиях	70
А. М. Бархударян, П. В. Амбарцумян. Исследование замкнутой системы гидроди- намического нивелирования	77

Рефераты

А. С. Папоян. Позднеюрские кораллы Зангезура (Армянская ССР)	83
Н. Е. Сарифян. О процедурах исследований возмущений, циркулирующих в шаре	84



**ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ**

№ 4

հատոր XXXVI

1983

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Ա. Տ. Ասլանյան. Երկրագնդի ներքին ծավալի և բևեռային սեղմման խոշոր փոփոխությունները և նրանց տեկտոնական հետևանքները	3
Վ. Ա. Աղամալյան. Հայկական ՍՍՀ մինչքեմբրյան շերտագրությունը	26
Ֆ. Հ. Առաքելյան. Կերչի թերակղզում ավերիչ երկրաշարժերի ինտենսիվության որոշումը անտիկ շինությունների պեղումները ուսումնասիրելու միջոցով	40

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Ջ. Վ. Մխիթարյան. Մեղրաձորի հանքավայրի հանքային մարմինների կառուցվածքի առանձնահատկությունները և հանքառաջացման պայմանները	50
Վ. Բ. Գամոյան, Ս. Վ. Բաղալյան, Գ. Վ. Հաբուքյունյան, Ե. Մ. Լուկեչյան. Քվազիստացիոնար էլեկտրական խանգարումների հաշվառման եղանակը հաստատուն հոսանքի մեթոդներով էլեկտրահետախուզության ժամանակ	56
Ս. Ռ. Հովնանիսյան, Ա. Հ. Սիմոնյան. էլեկտրամագնիսական դաշտի տարածա-ժամանակային կառուցվածքը Գեղարդ-Սեանա լիճ կտրվածքով	63
Ա. Ա. Վաղանյան, Տ. Բ. Նեշանա, Ջ. Հ. Մինասյան. Հնեադարավոր փոփոխությունների ուսումնասիրման փորձը ըստ Սեանա լճի հոլոցենյան լճային նստվածքների.	66
Ս. Ռ. Փահլևանյան. Տարբեր լեռնա-երկրաբանական պայմաններում զանգվածի լարված վիճակի գնահատման ժամանակ սեյսմոակուստիկ հետազոտությունների արդյունքները.	70
Ա. Մ. Բաբխուդարյան, Պ. Վ. Համբարձումյան. Հիդրոդինամիկ հարթաչափման փակ սիստեմի հետազոտությունը	77

Ռ Ե Ֆ Ե Ր Ա Տ Ն Ե Ր

Ա. Ս. Պապոյան. Զանգեզուրի (Հայկական ՍՍՀ) ուշ յուրայի հասակի կորալները	83
Ն. Ե. Սաբաթյան. Գնդում շրջապատվող խոտորումների հետազոտությունների պրոդեցուրայի մասին	84

УДК: 551.1+551.24

А. Т. АСЛАНЯН

БОЛЬШИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВНУТРЕННЕГО ОБЪЕМА И ПОЛЯРНОГО СЖАТИЯ ЗЕМЛИ И ИХ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ

Показывается самосогласованная замкнутая система геодинамических представлений, основанных на следующих посылах: около $4,5 \cdot 10^9$ лет т. н. период вращения Земли составлял около 6 ч, радиус R^0 —около 7390 км, средняя плотность— $3,5435 \text{ г/см}^3$, расстояние до Луны 70—80 тыс. км, полярное сжатие (эллиптичность)— $1/15$, экваториальный радиус—7550 км, минимальная скорость уменьшения радиуса в среднем $V_r = (7390 - 6370) \text{ км} / 4,5 \cdot 10^9 \text{ лет} = 2,27 \text{ см}$ за каждые 100 лет.

Уменьшение больших кругов Земли при переходе от марсианской плотности ($R = 7200 \text{ км}$, $\rho = 3,89 \text{ г/см}^3$) к современной за время, прошедшее после образования первых гранитоидов (энтербитов), имеющих возраст около $3,8 \cdot 10^9$ лет, составляет $\Delta C = 5260 \text{ км}$, уменьшение поверхности Земли на $1/4$. Подобное уменьшение больших кругов реализуется в образовании геосинклинальных прогибов, сводообразных поднятий, субдукции литосферных плит и др. Уменьшение полярной сплюснутости в свою очередь приводит к сжатию кругов коры и мантии на широтах менее 45° . Подобное изменение эллиптичности могло служить причиной образования сети мощных, глубоко проникающих магистральных разломов, составляющих, вероятно, матрицу мировой рифтовой системы.

Определенные тектонические эффекты предполагаются также вследствие переформирования фигуры планеты в связи с изменениями момента инерции масс, связанными с заметно большим и относительно быстрым вертикальным перемещением литосферных блоков, образованием наложенных вулканических и ледниковых масс и др.

Отмечается значение факта концентрации напряжений и деформации в нескольких узких поясах литосферы (геосинклинали и др.) и, как следствие этого, неизбежность больших горизонтальных перемещений литосферных плит со скоростью $V_g = 2\pi\beta V_r$, достигающей $4-5 \text{ см/год}$ при коэффициенте концентрации $\beta = 15-20$ и $V_r = 0,03 \text{ см/год}$. Подчеркивается вывод о том, что конвекция в мантии поддерживается контракцией (энергией гравитационного поля), а сама контракция возможна лишь при конвективном механизме выноса тепла из недр. Отмечается также прерывистый характер процесса контракции, эпизодически уступающего место процессу экспансии, ввиду задержки в выносе тепла и развития адиабатических явлений.

В фондах современного естествознания имеются весомые данные, эмпирические обобщения и теоретические разработки, которые показывают, что на заре своего становления, около 4,5 млрд. лет т. н., Земля вращалась в несколько раз быстрее, чем в современную эпоху, занимала пространство примерно в 1,5—1,6 раза больше, чем сейчас, за все время своего существования эпизодически или периодически проявляла высокую магматическую и сейсмическую активность, во внешней оболочке ее (в литосфере) неоднократно возникали, преобразовывались и уничтожались крупные протяженные альпинотипные хребты, рифтовые системы, островные дуги, вулканические цепи, желобовидные прогибы, обширные овальные депрессии, сводообразные поднятия, глыбовые горы,

зоны разломов и т. д. Примечательными особенностями ранней истории Земли являются также наличие обширных мелководных океанов и морей, близость Луны к Земле (порядка 70—80 тыс. км), широкое развитие сине-зеленых водорослей в мелководных морях, существование дипольного магнитного поля с напряженностью порядка 0,5 гс (около 3 млрд. лет т. н.), возникновение выдержанных металлоносных поясов с определенными типами пород, руд, тектонических структур и др.

В генерализованном виде литосфера Земли (*s. stricto*)—это неоднородная, жесткая, композитная оболочка мощностью 70—80 км, состоящая из ряда пологих плитовидных блоков и расположенных между ними узких извилистых, сильно деформированных или деструктурированных поясов (типа альпийских складчатых цепей, срединноокеанических хребтов, островных дуг и др.) [см. 12, 15, 21, 27, 28, 42 и др.].

Субстратом литосферы является астеносфера, состоящая из гранат-шпиннелевых перидотитов, отличающихся в сильно тектонизированных областях относительно высокой текучестью. Теоретически доказывается, что при переходе астеносферы в жидкое состояние вышележащая литосфера теряет устойчивость под влиянием одного лишь собственного веса, если мощность литосферы превышает 70 км (см. ниже стр. 15). Вместе с этим теоретически обоснована возможность развития в мантии периодически возникающих крупномасштабных конвективных течений (с латеральными размерами ячеек порядка $R \times R$), могущих увлекать за собой литосферные плиты на большие расстояния (при условии, если разность температур между подошвой и кровлей мантии поддерживается на уровне 2600°С, а вязкость масс в конвективном слое составляет 10^{21} — 10^{22} пуаз). В современной картине строения земной коры бросается в глаза резкий контраст между океаническими и континентальными ее областями: в первых кора имеет мощность в среднем 6 км, залегает между глубинами в среднем 3890 м и 9900 м и состоит в основном из продуктов базальтовой магмы, а во вторых мощность коры составляет для равнинных областей в среднем 37 км, высота поверхности над уровнем моря 875 м и состоит в нижней половине из вещества типа базальтов и серпентинитов, а в верхней половине в основном из вещества близкого по химическому составу к гранитоидам; в разрезе высокогорных хребтов альпийского типа мощность коры достигает от 45—50 до 80—85 км (Кавказ, Памир, Гималаи и др.).

Круг вопросов, связанных с изучением закономерностей развития литосферы, значительно расширился в связи с увеличением информации об энергии, выделяемой радиоактивными элементами в мантии Земли, обоснованием возможности развития крупномасштабных конвективных течений в недрах Земли, предположением о значительном изменении объема Земли вследствие фазовых переходов, активного взаимодействия ядра и мантии, изменении положения толщи Земли в отношении оси вращения [см. 10, 14, 19, 20, 21, 24, 26, 30, 31, 32, 36 и др.].

Попыток для объяснения происхождения указанных структур и геологических событий сделано чрезвычайно много, особенно за последние десятилетия, однако каждая из предложенных гипотез (их около 100),

удовлетворительно решает одну-две задачи, оставляя открытыми множество других [см. 12, 21, 24, 26, 30, 33, 34, 42]. Можно отметить также условность основных положений некоторых гипотез, претендующих на значительную общность и эвристичность. Так, Дж. Вассербург предложил удобную для анализа модель Земли, состоящую из каменных метеоритов такого типа, которые содержат радиоактивные элементы в количествах, достаточных для объяснения наблюдаемого теплового потока Земли (на уровне $1,3 \cdot 10^{28}$ эрг/год), хотя этот поток обеспечивается также уменьшением радиуса Земли со скоростью всего 0,02—0,03 см/год.

В то же время модели Земли, представленные из широко распространенных пород семейства ультрамафитов, например, из океанических перидотитов (лерцолитов), альпинотипных перидотитов и оливинитов (дунитов), выделяют радиогенного тепла меньше реально наблюдаемого соответственно в 20, 60 и 600 раз, т. е. для этих более реальных моделей вклад радиогенного тепла в общий тепловой поток пренебрежимо мал, и говорить об их решающей роли в развитии крупномасштабных и многократно повторяющихся конвективных систем не приходится (по данным известных исследований А. П. Виноградова, А. В. Сидоренко, Ю. М. Борщевского и др., вещество земной коры непрерывно омывается морской водой не менее 4 млрд. лет, обогащается органическим веществом и в ней последовательно увеличивается содержание тяжелых изотопов; это обстоятельство, естественно, затрудняет корреляцию между изотопными отношениями пород коры, мантии и метеоритов).

Аналогичная условность усматривается также в утверждении о том, что 1,6—2,3 млрд. лет т. н. объем Земли был в 6 раз меньше объема современной Земли (по палеомагнитным расчетам Эмблтона и Шмидта, 1981) [см. 22]. Если объем гидросферы современной Земли равнялся примерно объему гидросферы протерозойской Земли, то толщина ее должна была равняться 8880 м (толщина современной гидросферы в глобальном усредненном выражении 2685 м). Данные о литофациях и органическом мире протерозоя не могут быть согласованы с этой оценкой (указанные авторы определили по существу не объем всей Земли, а объем ее ядра, являющегося главным носителем магнитного момента). Равным образом, невозможно указать источник энергии, необходимый для расширения Земли до современного объема, поскольку для этого потребуется дополнительный разогрев земных недр в адиабатическом режиме в среднем на 4000°.

Здесь же следует указать на открытие отчетливо выраженных следов морских приливов и отливов (с перепадами уровня воды 12—25 м) в песчаных отложениях архея с возрастом 3 млрд. лет (формация Понгола в Южной Африке) [39]. Этот факт, конечно, не укладывается в представления о глубине докембрийского океана 8—9 км и не соответствует также представлениям тех авторов, которые считают, что Луна стала спутником Земли всего $1,78 \cdot 10^9$ лет т. н. (эта цифра фигурирует в известных работах Г. Джеффриса, Дж. Макдональда, Ф. Стейси и др.). Наряду с этими существенными замечаниями следует указать также на следующий крупный пробел: в теоретическом анализе тектонических про-

цессов, исходящих из положения об общем гравитационном сжатии Земли, не учитывался факт неравномерного распределения глобально выраженных деформационных поясов (занимающих всего 15% поверхности литосферы), указывающих: а) на концентрацию напряжений и деформаций в нескольких узких, наиболее податливых зонах литосферы; б) на неизбежность скольжения литосферных плит в направлении этих зон; в) на возможность дистального погружения краев литосферных плит в мантию (субдукция); г) на неизбежность образования при горизонтальном (продольном) изгибе литосферы наряду с желобовидными прогибами (тектогенами) аркообразных поднятий, которые становятся зонами дивергентного раздвига и мантийного диапиризма [см. 2, 3, 4, 10, 26].

Приведенные выше данные представляются самыми важными для конструирования геодинамических и геотектонических моделей, и одной из главных задач современных наук о Земле является создание самосогласованной глобальной теории, могущей объяснять и предсказывать основной комплекс геологических событий в их связи с другими явлениями коомической активности планеты [см. 6, 12, 17, 18, 24, 33, 34, 35, 36]. Последующее изложение представляет одну из таких попыток, основанную с одной стороны на признании главенствующей роли в геодинамических и геотектонических процессах гравитационного сжатия (контракция) и переформирования фигуры Земли, стремящихся нарушить установившееся состояние относительного равновесия планеты (коробление и деструкция литосферы и мантии) и, с другой стороны, стремящихся привести планету в состояние наиболее устойчивого гидростатического равновесия (гравитационная дифференциация масс с обособлением ядра Земли, конвективные движения в мантии, дрейф и скольжение литосферных плит, возникновение альпинотипных цепей в роли пластических шарниров, нарушение сплошности литосферы в виде зон разломов, изостатическое распределение литосферных масс, образование диапировых структур, магматические инъекции, излияние лав и др.).

Предметом специальных исследований является выяснение тектонической роли процессов вертикальных и горизонтальных перемещений отдельных областей литосферы, увеличение на них напрузки ледниковых и лавовых новообразований и др. процессов, приводящих к заметному перераспределению момента инерции между отдельными областями Земли и поворотом ее в отношении оси вращения. Для такой оценки подходящие примеры представляют поднятие Тибета на 4000—4500 м на площади 2 млн. км², третичные лавы Декана на площади 1 млн. км² при мощности до 3 км, ледники Гренландии, мощностью до 3 км, альпийские горные цепи высотой до 9 км и др. (по оценке Т. Гольда, быстрое поднятие на 3 м всей Южной Америки может привести к тому, что спустя 1 млн. лет область Ю. Америки окажется над современным Южным полюсом; имеющиеся расчеты также показывают, что вследствие таяния гренландских ледников Северный полюс со временем переместится в Гренландию).

Из множества моделей Земли, при одинаковом их объеме, наиболее устойчивой является модель с минимумом потенциальной энергии.

Такой моделью является гидростатическая модель. С точки зрения термодинамики, процессы второй группы (конвекция, диапиризм, альпино-типный орогенез, интрузивный магматизм, излияние лав и др.) сопровождаются релаксацией напряжений, минимизируют потенциальную энергию системы и стремятся сделать состояние планеты более устойчивым. Процессы первой группы приводят к усилению напряженного состояния литосферы и мантии, к нарушению гидростатически уравновешенной фигуры планеты, относительно жесткие слои и оболочки испытывают различные деформации (изгиба, сжатия, растяжения, сдвига), в них накапливается потенциальная энергия (в виде энергии упругой деформации и потенциальной энергии, которую приобретают отдельные области литосферы при поднятии). По данным спутниковых наблюдений, экваториальное вздутие реальной Земли выше такового для модели жидкой Земли на 72 м, что, вероятно, и находит некоторое отражение в крупномасштабных конвективных движениях мантии, покачивании полюсов и др.

Таким образом, с точки зрения термодинамики, суть тектонической эволюции Земли заключается в постоянной борьбе между процессами нарушения и процессами восстановления (изостазия и др.) энергетически наиболее выгодной и гравитационно устойчивой, гидростатически уравновешенной конфигурации.

Остановимся несколько подробнее на упомянутых выше главных геодинамических факторах.

(1). СКОРОСТЬ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ В ПРОШЛОМ

Изучение структур суточных и месячных (синодических) линий роста ископаемой и современной коралловой фауны—пелеципод, брахиопод и строматолитов показало, что Земля совершала за стандартный год 460 оборотов $1900 \cdot 10^6$ лет т. н. (разность в продолжительности суток $\Delta T = 5$ ч), 399 об. $375 \cdot 10^6$ лет т. н. ($\Delta T = 2,44$ ч), 391 оборот $337 \cdot 10^6$ лет т. н. ($\Delta T = 1,95$ ч), 380 об. $225 \cdot 10^6$ лет т. н. ($\Delta T = 1,31$ ч), 375 об. $72 \cdot 10^6$ лет т. н. ($\Delta T = 0,64$ ч). Среднее статистическое значение для голоценовых кораллов (< 12.000 лет) 359,3 оборота ($\Delta T \approx 0$) [см. 38]. Очевидно, происходит закономерное уменьшение угловой скорости вращения Земли от древнейших времен к нашей эпохе, что объясняется приливным торможением, возбуждаемым Луной и Солнцем (ниже будет показано, что торможение было на 40% слабее, чем ожидалось по теоретическим расчетам, поскольку не учитывалось соответствующее увеличение скорости вращения, вследствие уменьшения радиуса инерции Земли согласно условию $\omega R^2 = \text{const.}$). Увеличение продолжительности суток по указанным палеонтологическим данным составляет для палеозоя и мезозоя $21 \div 23$ сек за 10^6 лет. Непротиворечивые результаты дают расчеты, основанные на методах небесной механики.

Из упрощенной теории Гаусса о вращении спутника (Луны) вокруг центрального тела (Земли) выводится простая расчетная формула

$$\Delta T/T_0 = 4,95(1 - a^{3/2}),$$

где $\Delta T = T - T_0$ — разность между продолжительностью современных суток и суток в прошлом, a — отношение радиуса первоначальной орбиты (круговой) спутника к современной орбите (момент инерции спутника и центрального тела относительно осей их вращения $J = \kappa MR^2$ считается неизменным) [см. 9,25].

Если Луна образовалась на расстоянии $l = 10 R$ от Земли, то для современных параметров при $a = 1/6$, $T/T_0 = b = 3,93$, а при сильном полярном сжатии $l_{кр} = 17 R$, $a = 1/3,55$ и $b = 3,32$.

На основе указанной выше теории Гаусса автором было показано, что если величину фазового угла запаздывания приливного выступа Земли определить из данных чандлеровских колебаний полюса ($\sin 2\delta = 1/Q = 1/35$, $\delta = 50'$), то из формулы $a = (1 + 7,563 \cdot 10^{-9} t/Q)^{1/3}$ (основанной на теории Гаусса) при $t = 4,6 \cdot 10^9$ лет получим $a = l_0/6 = 10 R$ — оценка, хорошо согласующаяся с результатами численных экспериментов на ЭВМ П. Гольдрайха (1966) [см. 9].

В 1848 г. Э. Рош показал, что в случае нахождения Луны на расстоянии $2,2 R$ от Земли она будет обращаться вокруг Земли с той же угловой скоростью, что и сама Земля. В первом приближении это следует из упомянутой выше формулы $v = 5,95 - 4,95 a^{1/2}$ при $a = (2,2/60,3) R$. Отсюда следует, что в указанное время продолжительность суток была $T_0 = T/b = 24/4,95 = 5$ ч (более строгий расчет дает $T_0 = 4,88$ ч). Увеличение продолжительности суток за время удаления Луны от Земли ($4,5 \cdot 10^9$ лет) до ее современной орбиты составляет при $a = 2,2 R$ в среднем 15 сек, а при $a = 10 R$, 14,3 сек за каждые 10^6 лет. (Можно показать, что указанный выше эффект увеличения скорости вращения Земли вследствие уменьшения ее радиуса практически эквивалентен эффекту от замены начального расстояния $a = 10 R$ на $a = 2,2 R$).

Эллиптичность Земли является квадратичной функцией угловой скорости вращения. Если она вращалась 4,5 млрд. лет т. н. в 4,95 раза быстрее, то эллиптичность по сравнению с современной ($1/298, 257$) должна была быть больше $(4,95)^2 = 24,5$ раза, т. е. она должна была равняться $1/12$ (эллиптичность Юпитера $E = 1/15,2$). Согласно этим оценкам, в то время полярный радиус Земли R_p должен был быть меньше среднего радиуса $R_m^0 = 7384$ км на величину порядка $\frac{2}{3} \varepsilon R_m^0 = 407$ км, а экваториальный радиус $R_e^0 = 7590$ км на величину $\frac{1}{3} \varepsilon R = 203$ км.

При замедлении вращения до современного значения экваториальный круг должен был уменьшаться на 1275 км, т. е. на 4%. При $a = 10R$, $b = 3,93$, получим $\varepsilon = 1/15$, $R_e^0 = R_0 + \frac{1}{3} \varepsilon R^0 = 46 R^0/45 = 7548$ км, $R_e^0 - R^0 = 142$ км, $\Delta C = 2\pi (R_e^0 - R^0) = 1030$ км, т. е. экваториальное кольцо литосферы уменьшается на 2,2% [см. 6, 7, 9].

Переход от такой сильно сплюснутой формы к современной шарообразной должен сопровождаться короблением и разverzанием литосферы, образованием глобальной сети мощных, глубоко проникающих магистральных разломов, составляющих, вероятно, матрицу мировой рифтовой системы.

Л. С. Лейбензон (1910) показал, что в кольце литосферы на широте 45° вследствие расплющивания Земли возникнут деформирующие силы, которые нарушат его сплошность за время $\Delta T \cong 10^{-5} \cdot T \sigma_s$ (T — продолжительность суток, σ_s — прочность литосферы). Для значений $T = 24 \text{ ч} = 1440 \text{ мин}$, $\sigma_s = 2600 \text{ кг/см}^2$, получаем $\Delta T = 38 \text{ мин} = 0,63 \text{ ч}$. Такое уменьшение T произошло за последние 72 млн. лет, т. е. за кайнозойское время [см. 3, 9].

Представляется вероятным, что матрица сети планетарных деформационных структур возникла именно вследствие расплющивания Земли, причем в полярных областях ($\varphi \gg 45^\circ$) развивались близширотные дугообразные структуры растяжения, а в экваториальных областях ($\varphi \ll 45^\circ$) структуры сжатия (изгибы и сколы).

При $a = 10R$, $a_0 = 60,3R$, $a_0 - a = 320.000 \text{ км}$, скорость удаления Луны от Земли за $4,5 \cdot 10^8 \text{ лет}$ составит $7,12 \text{ см/год}$, скорость изменения орбитального движения Луны $\dot{n} = 44,8'' \text{ век}^{-2}$, а изменение угловой скорости вращения Земли $\dot{\omega} = 4,95 \cdot 10^{-22} \text{ рад/сек}^2$ (при $a = 2,2R$). Следует обратить внимание на то обстоятельство, что в процессе приливного взаимодействия пара Земля-Луна представляет колебательную систему: Земля и океан на Земле представляют маятник с периодом колебания 13,42 ч (лунные полусуточные приливы-отливы). Для таких систем потенциальная энергия $W(P)$ равняется кинетической энергии $U(K)$ и соответственно диссипативная функция Q , фигурирующая в зависимости $U(K) = (2\pi/Q) \cdot W(p)$ должна равняться 2π . В таком случае в полученной из теории Гаусса формуле для оценки изменения скорости большой полуоси орбиты Луны $d\bar{a}/dt = A_0 a_0^{11/2} / Q$ должно быть положено $Q = 2\pi$, а не $Q = 4\pi$, как то принимается в астрономии (в последнем случае получается $d\bar{a}/dt = 3,2 \text{ см/год}$, в первом случае $6,4 \text{ см/год}$). Это обстоятельство устраняет также противоречие между геологическими данными и астрономическими расчетами о местоположении Луны в прошлом [9, 25, 39].

(2). БОЛЬШИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОБЪЕМА ЗЕМЛИ (КОНТРАКЦИЯ И ПУЛЬСАЦИЯ ЗЕМЛИ)

В. А. Амбарцумян [1] считает, что Солнце и протопланеты образовались одновременно, в результате распада более массивного тела или агрегата тел. В русле этой гипотезы находится представление, согласно которому указанное тело раскололось в двойную звезду, один из компонентов которой, фрагментируясь дальше, образовал протопланеты, а второй был обособлен в виде Протосолнца (такое деление быстро вращающихся звезд отмечено недавно в скоплении Плеяды англий-

скими астрономами). Если первичное тело было сильно сжатым агломератом, находившимся под давлением $10^{14}—10^{14,5}$ дин/см^2 (Л. Кнопов и Р. Уффен, 1954), то после выхода из его состава очень плотных фрагментов (с плотностью $20—30$ г/см^3) должны были произойти переход первичного вещества в фазу меньшей плотности, выделение газов в наружную оболочку и, вероятно, преобразование фрагментов в планеты типа Юпитера, Сатурна, Урана. В одной из относительно детально изученных моделей возникновения планет в пыле-газовых облаках обосновывается возможность образования сначала мириады мелких нитевидных или паутинообразных структур (типа пылевых мышей—«*dust mouse*», отмеченных в процессах искусственного кристаллообразования—Дон и Сирс, 1963), а в дальнейшем аккумуляция их в более компактные и массивные перманентно уплотняющиеся протопланеты (возможность образования относительно мелких твердых тел, могущих объединиться в протоастероиды и далее в планеты, в этой модели отрицается) [Т. М. Энеева, 1983].

Согласно теореме вириала связь между кинетической энергией U и потенциальной энергией W медленно вращающейся звезды определяется в состоянии механического равновесия выражением

$$2\pi(3\gamma - 3)U + 2\pi W = QI + 2\pi W = 0$$

(здесь γ —параметр Грюнайзена, который для минеральных масс и эвтектик Земли, имеющих характер твердых растворов, имеет значения в пределах $2,5—3$).

Условием сжатия звезды является неравенство

$$T < T_{cr} = W/MC_v.$$

Для Земли $W = -2,54 \cdot 10^{39}$ эрг , $M = 5,98 \cdot 10^{27}$ г , $C_v = 1,25 \cdot 10^7$ эрг/(г. град) , $T = 3410^\circ\text{К}$. Если средняя температура Земли меньше T_{cr} , то она будет сжиматься (для центра Земли, где давление $4 \cdot 10^{12}$ дин/см^2 по законам Клапейрона-Менделеева и Дюлонга-Пти, $T_c = 7500^\circ\text{К}$). Это условие равносильно известному условию Джинса, согласно которому звезда сжимается, если для нее первая космическая скорость V_* больше лапласовой скорости звуковой волны V_s . Для Земли $V_* = 7,89$ км/сек , $V_s = 4,83$ км/сек .

Различают два типа сжатия: адиабатическое сжатие, когда сжатие продолжается до установления гидростатического равновесия и вся выделяемая гравитационная энергия превращается в тепло ($\Delta W = \Delta U$), и изотермическое сжатие, которое имеет место в случае, когда длина тепловой волны по порядку равняется радиусу тела R .

Если объем тела уменьшается в x раз, то при этом высвобождается гравитационная энергия $\Delta W' = (1-x)W'$, в то время как энергия, возникающая за счет непосредственного сжатия $U' = 3MA_0 T \ln x/\mu$. Режим изотермичности сохраняется при $\Delta W = U'$ и если энергия $\Delta W'$ обязательно удаляется из звезды. Отсюда следует, что звезда, как конденсированная система, неустойчива к сжатию и не может сжиматься слишком сильно.

Если $W \gg (3\gamma - 3)U$ и $\gamma \gg 4/3$, то в тепловую энергию переходит лишь $1/(3\gamma - 3)$ часть гравитационной энергии, остальная же, большая часть переходит в аperiodические движения, причем развивающееся динамическое давление в случае газовых шаров считается достаточным для разбухания их до первоначальных размеров. Это вновь указывает на то, что при $\Delta W \gg \Delta U$ звезда не может в целом постоянно сжиматься [см. 11].

Таким образом, контракция, хотя и направленный процесс, но совершается с переменной скоростью, а временами и уступает место экспансии. По расчетам Дж. Макдональда (1964), при эпизодах экспансии радиус Земли может увеличиться не более 10 км, а по оценкам С. Ранкорна (1980), для объяснения расхождения литосферных плит за последние 150 млн. лет требуется невероятно большое увеличение радиуса на 10%, т. е. увеличение больших кругов литосферы на 4000 км.

Согласно палеонтологическим данным процесс контракции ощутимо замедлился или уступил место экспансии временами в плиоцене, эоцене, юре, среднем протерозое [см. 38].

Определению темпа контракции посвящен целый ряд публикаций [см. 6, 13, 22, 27, 41]. Все те исследования, которые основаны на традиционных законах физики твердого тела и гравитационной астрономии, приводят к выводу, что объем Земли в прерывисто-непрерывном режиме уменьшается; для скорости уменьшения радиуса указывались цифры от 1,9—2,7 см до 4,3—6,4 см за 100 лет, причем высокие значения получены в предположении, что Земля не взаимодействует с Луной и Солнцем, а ядро Земли обособилось еще в раннем катархее [см. 19, 31].

Анализ котидальных карт показывает, что суммарный приливный момент Луны и Солнца должен был замедлить вращение Земли на 40% больше наблюдаемого значения. Эта разница соответствует разности периодов нутации абсолютно твердой модели Земли 305,5 дней (период Эйлера) и модели реальной (упруго-вязкой) Земли 434 дня (период Чандлера) [6, 10, 19, 25].

Согласно приведенным выше расчетам минимально возможный период вращения Земли $4,5 \cdot 10^9$ лет т. н. был $T_0 = 4,88$, современный период $T = 24$ ч радиус $R = 6371$ км. Поскольку $0,4 \cdot (T - T_0)/T = 2 (R_0 - R)/R$, то $4,5 \cdot 10^9$ лет т. н. радиус Земли должен был равняться $R_0 = 7386$ км, $R_0 - R = \Delta R = 1015$ км, а средняя скорость уменьшения радиуса за время $4,5 \cdot 10^9$ лет составит минимум $V_r = 2,26$ см за столетие (если исключить отдельные этапы эволюции, когда объем Земли эпизодически увеличивается или во всяком случае остается постоянным).

Пользуясь этими данными, легко показать, что в прегеологическое время ($4,5 \cdot 10^9$ лет т. н.) средняя плотность Земли при радиусе $R_0 = 7386$ км равнялась $\rho_0 = 3,543$ г/см³ (средняя плотность большинства каменных метеоритов), $3,79 \cdot 10^9$ лет т. н. $\rho_1 = 3,89$ г/см³ (средняя плотность Марса в современную эпоху), а $0,81 \cdot 10^9$ лет т. н. $\rho_2 = 4,60$ г/см³. Уменьшение объема Земли при переходе от начальной плотности 3,543 г/см³ к современной—5,517 г/см³ составляет 1,558 раза.

Согласно известной теореме Калландро, плотность поверхностного слоя для всех этих этапов (при гомологическом сжатии) $\rho_s < 0,657 \rho_m$ (ρ_m — средняя плотность планеты на том или ином этапе). Для

такой модели современной Земли по Калландро $\rho_s \leq 3,623 \text{ г/см}^3$ (в действительности $\rho_s = 0,5 \rho_m = 2,76 \text{ г/см}^3$ — средняя плотность коры), а для марсианской модели ($\rho_1 = 3,89 \text{ г/см}^3$) $\rho_s \leq 2,56 \text{ г/см}^3$ (плотность лунных габбро-анортозитов около 2 г/см^3 , плотность Луны $3,34 \text{ г/см}^3$). Многие исследователи началом геологического времени считают рубеж $3,79 \cdot 10^9 \text{ лет. т. н.}$ (возраст эндербитов из древнейших формаций). В это время средняя плотность Земли равнялась плотности Марса ($3,89 \text{ г/см}^3$), а радиус 7200 км . Следовательно, за время $3,79 \cdot 10^9 \text{ лет}$ большие круги литосферы уменьшились на величину $\Delta C = 2\pi (7200 \text{ км} - 6370 \text{ км}) = 5260 \text{ км}$. Эта разница может реализоваться в образовании изгибных структур (геосинклинали, геоантиклинали, океанические желоба и др.), заполненных во многих районах альпинотипными смятыми комплексами отложений, в аннигиляции краев литосферных плит вследствие их дистального ныряния в мантию и т. д. Указанному значению $\Delta C = 5260 \text{ км}$ соответствует уменьшение поверхности Земли на 26% , т. е. за все геологическое время ($3,79 \cdot 10^9 \text{ лет}$) поверхность планеты уменьшилась вследствие контракции на $1/4$. Примечательна при этом локализация эффекта контракции всего в нескольких узких поясах типа альпийско-гималайской или круготихоокеанской горно-складчатых цепей.

Можно отметить, что альпинотипные деформационные структуры байкальского, каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского циклов, возникшие за последние 800 млн. лет , занимают 12% поверхности Земли, или 6% длины больших колец литосферы. Указанную выше невязку между наблюдаемыми и расчетными значениями торможения Земли пытались объяснить либо предполагаемыми изменениями гравитационной постоянной (П. Иордан, Р. Дике и др.), либо изменениями (уменьшением) радиуса Земли (Б. Мейерманн, Н. Н. Парийский, А. Т. Асланян и др.), либо различными сочетаниями этих факторов (П. Н. Кропоткин и др.) [см. 6, 22].

По поводу первого предположения было высказано следующее возражение: относительное изменение расстояния S между Солнцем и Землей приводит к изменению температуры поверхности Земли и к изменению количества солнечной энергии, получаемой Землей, согласно пропорциям

$$\Delta s/s = -2\Delta t^\circ/t^\circ = \Delta E/2E.$$

Если вследствие изменения гравитационной постоянной радиус орбиты Земли (среднее значение 149 млн. км) изменится на 5 млн. км , то температура изменится на $\Delta t^\circ = 4,77^\circ$ и в одном случае на всей Земле будет вечная зима (в лед превратится вся вода в океанах, морях и реках), а в другом случае будет вечное лето (поверхность Земли превратится в пустыню), исчезнут все знакомые нам формы фауны и флоры, эволюция которых продолжается вот уже несколько миллиардов лет [9, 23].

Против идеи существенного изменения гравитационной постоянной (гипотеза Дирака) приводились также серьезные возражения космологического характера. Было высказано предположение о периодическом изменении этой постоянной (гипотеза Кануто) и в связи с этим предпо-

ложение о периодическом изменении объема Земли (П. Н. Кропоткин) [22].

(3). КОНТРАКЦИОННЫЙ МЕХАНИЗМ И КОНВЕКТИВНЫЕ ТЕЧЕНИЯ

В середине нашего столетия наибольшее распространение имели представления о мантийных конвективных течениях как главного движущего механизма разбегающихся литосферных плит. *Теплофизические и термодинамические расчеты показали довольно большую вероятность возникновения конвективных течений и их эффективность, поскольку критерий Нуссельта, определяющий эффективность работы механизма, существенно больше единицы (порядка 15—20) [см. 19, 21, 26, 30, 42, 43].* Требуемая эффективность получалась при условии, что разность температур между основанием мантии на глубине около 2870 км и верхами ее на глубине около 200 км составляет 2600° и поддерживается на этом уровне в течение тектонических циклов продолжительностью 800 млн. лет и 200 млн. лет, а вынос тепла в околоземное пространство осуществляется в основном не кондуктивным, а конвективным механизмом. Для этого соответственно тепловой поток из недр Земли должен составить $4 \cdot 10^{20}$ эрг/сек $= 1,26 \cdot 10^{28}$ эрг/год. Поскольку в толще, Земли радиогенного тепла выделяется в десятки раз меньше этого количества, то ставится вопрос о поисках других источников энергии, питающей конвективные течения [37]. Задачу не решили также предположения, что источником такой энергии может служить процесс сепрегации металлического ядра Земли, если он имел место не в катархее, а продолжается равномерно до современной эпохи, поскольку, как было показано выше, при преобразовании однородной модели Земли в реальную Землю с центральной конденсацией ($\rho_c = 13,543$ г/см³) выделяется энергии в два раза меньше требуемой $- 0,57 \cdot 10^{28}$ эрг/год.

Удовлетворительное решение вопроса дала теория контракции [см. 10]. При анализе теплового баланса Земли, основанного на сопоставлении удельного веса отдельных членов уравнения теплопроводности, выяснилось, что т. н. конвективный член этого уравнения ($V, \text{grad } T$) на один порядок больше суммы остальных членов и зависит почти всецело от скорости уменьшения радиуса Земли. Этот вывод сразу следует из неравенства $2h/R \leq V$, если принять значение коэффициента тепловой диффузии $h = 0,012$ см²/сек, характерного для пород земной коры, и $R = 6,37 \cdot 10^8$ см. Тогда $2h/R = 3,37 \cdot 10^{-11}$ см/сек, в то время как минимальное значение скорости уменьшения радиуса Земли $V_r = 2,21$ см/100 лет $= 69,8 \cdot 10^{-11}$ см/сек. Следовательно, вынос тепла из недр происходит при эффективном значении коэффициента тепловой диффузии, в 20 раз превышающем реальный коэффициент. Расчетная формула $q = MC_v V_r \partial T / \partial R$ дает при этом значении V_r и $\partial T / \partial R = 1^\circ/\text{км}$, $q = 1,6 \cdot 10^{28}$ эрг/год, что подтверждает правильность указанного предположения о роли контракции для поддержания конвективных течений. Таким образом, выясняется, что длительная контракция не-

возможна без конвективного механизма выноса тепла и, наоборот, конвекция невозможна без контракции, поскольку только последняя поддерживает необходимый перепад температур между основанием и кровлей конвективного слоя (поверхность конвективных ячеек порядка $R \times R$) [см. 10].

Как уже отмечалось, при контракции Земли происходит концентрация напряжений и деформаций в нескольких узких зонах литосферы. 800 млн. лет т. н. средняя плотность Земли составляла $4,6 \text{ г/см}^3$, а радиус — 6770 км. Сокращение больших кругов литосферы за это время составит около 2550 км, т. е. почти 6%, а уменьшение поверхности Земли 12% (такую площадь занимают альпинотипные цепи байкальской, каледонской, герцинской, киммерийской и новоальпийской тектонических циклов). Введя коэффициент концентрации деформации $\beta = 2\pi R / 2\pi \Delta R$, получим скорость горизонтального движения литосферы к оси зоны концентрации деформации $U = 2\pi\beta V_r$. При $V_r = 0,022 \text{ см/год}$ (минимальная скорость уменьшения радиуса Земли) и $\beta = 100\% / 6\% = 16,6$ получим $U = 2,3 \text{ см/год}$, а при $\beta = 33$ (концентрация деформаций в геосинклиналях шириною 1300 км) получим $U = 4,7 \text{ см/год}$, что сопоставимо со скоростью горизонтального перемещения литосферных плит на краях рифтовых систем [10].

Необходимо указать здесь на существование различия между деформацией плоских плит и деформацией сферондальных оболочек. В случае, когда изгиб пластины мощностью h сопровождается растяжением, последнее является эффектом второго порядка малости по сравнению с величиной самого прогиба w и начинает сказываться при $w \rightarrow h$; в случае сферондальных оболочек, наоборот, растяжение является эффектом первого порядка даже при слабом изгибе. При простом радиальном растяжении сферической оболочки радиуса R и мощности h отношение энергии деформации при растяжении к энергии деформации при изгибе равняется $(R/h)^2$; в случае Земли это отношение равняется 10^4 , что указывает на преимущественную возможность возникновения в сферических оболочках деформаций изгиба (если оболочка не имеет особенностей, способствующих развитию деформаций с растяжением). Вместе с этим в процессе развития изгибных деформаций будут возникать деформационные структуры (серповидные желоба, синеклизы и др. тектогены) по малым кругам сферической оболочки, требующие минимум энергии для своего возникновения по принципу минимума энергии (принцип наименьшего действия). Этому принципу соответствует также цилиндричность формы изгибных структур (включая синусоидальную форму искривления пластов в альпинотипных складчатых системах).

(4). ЗАДАЧА УСТОЙЧИВОСТИ ЛИТОСФЕРЫ

Как уже указывалось, все компактные геосинклинальные складчатые системы типа Большого Кавказа, Малого Кавказа, Карпат, Альп, Аппалачей, Анд, Эльбурса, островных дуг и др. имеют ширину порядка $200 \pm 20 \text{ км}$. Принимая сокращение ширины этих систем вследствие

складчатости на $1/4$, получим первоначальную ширину их 250 ± 25 км. Примерно такую же ширину имеют глубоководные желоба типа Яванского, Филиппинского, Гватемальского и др. прогибов. Предполагается, что литосфера в этих местах потеряла устойчивость, образовала прогнутые структуры (тектогены) шириной 200—250 км, которые в последующем усложнялись (расчленялись на прогибы и поднятия меньшей ширины—35—40 км), заполнялись разнообразными осадочными и вулканогенными образованиями, достигающими нередко мощности 10—15 км. В развитии этих тектогенов в дальнейшем наступает переломный этап, когда нисходящие движения уступают место восходящим движениям, и на месте тектогена постепенно вырастает хребет. Складчатая структура пластов создается в основных чертах в процессе уменьшения ширины тектогена под воздействием горизонтальных сжимающих сил и далее усиливается при поднятии и выворачивании тектогена ввиду того, что первичная (виртуальная) длина пласта в прогибе (длина дуги) больше ширины прогиба (хорды) [см. 2].

Литосфера представляет собой сферическую оболочку (в первом приближении плиту), залегающую на субстрате, который в отдельных районах находится в полужидком состоянии (астеносфера) или по тем или иным причинам приобретает текучесть. По законам механики начальная (критическая) ширина прогиба литосферы, изображаемого как полуволна синусоидальной линии, определяется формулой $L_0 = \pi a = \pi (B/\rho)^{1/4}$, где B — жесткость изгиба литосферы (зависящая от ее мощности и твердости), а ρ — плотность астеносферы. Для литосферы мощностью 75 км, с коэффициентом твердости $\mu = 4 \cdot 10^{11}$ дин/см², $B = 3,2 \cdot 10^{31}$ дин/см. При $\rho = 3,48$ г/см³, $L = \pi a = 250$ км. По тем же законам доказывається, что литосфера теряет устойчивость под влиянием одного лишь собственного веса (без воздействия внешних сил), если подстилающие ее массы переходят из твердого состояния в жидкое и если ее мощность заметно превосходит величину $H_{kr} \sim R/100$ (R — радиус Земли). Здесь представляется необходимым привести важный пример из области техники [см. 4, 16].

Устойчивость телевизионной мачты зависит от жесткости изгиба B , веса Q мачты и если предположить, что на ее вершине имеется также груз P , то и от этого груза. Согласно теории Эйлера, когда давление на фундамент мачты достигает некоторого критического значения $P_c = Q + P$ мачта коробится, теряет устойчивость и рушится, причем причиной этого может быть как чрезмерно большая высота мачты $l = Q/\rho$, так и большая концевая нагрузка P . Для обеспечения устойчивости высоких радиомачт, к ним устраивают оттяжки (эту роль для системы бурильных труб в глубоких скважинах играют стенки скважины и буровой раствор).

Рассмотрим синусоидально изогнутую полосу литосферы, разорванную вдоль гребней поднятий. На вертикальную осевую плоскость прогиба (тектогена) давят своим весом оба крыла прогиба.

При длине крыла 250 км и изостатической плотности $\rho = 3,48 \text{ г/см}^3 - 3,13 \text{ г/см}^3 = 0,35 \text{ г/см}^3$ ориентированное давление на срединную продольную плоскость от одного крыла прогиба составит $P = 8700 \text{ кг/см}^2$ и поскольку предел текучести литосферы составляет максимум 2700 кг/см^2 , то в оси прогиба произойдет пластическая деформация и возникнет пластичный шарнир, начнется скольжение крыльев к оси прогиба (или в сторону, если речь идет о неограниченной протяженности моноклиальной плиты). Поскольку массам субстрата приписывается относительно высокая текучесть, то эти массы в стремлении к гидростатическому равновесию системы литосфера — астеносфера будут стремиться к разорванным гребням поднятий, образуя ядра протыкания (диапиры). Подобная схема, где литосфера под влиянием собственного веса скользит вниз, а астеносферные массы движутся ей навстречу (вероятно, при наличии газовой подушки под литосферой) представляет процесс качения (роллинга) и, как известно, требует минимума энергии, т. е. вероятность реализации роллингового механизма спрединга максимальная. Скольжение литосферных плит в сторону от гребневых зон срединноокеанических хребтов и аркообразных структур континентальной коры (дивергентный спрединг) объясняется нами указанным механизмом (поскольку в зоне рифта литосфера разорвана, то $P = P_{\text{в.р.}} = 0$ и $Q = P_c$, т. е. литосферная плита скользит по латерали под влиянием лишь собственного веса). Потеря устойчивости и скольжение литосферы по этому механизму рассматривались нами в работах 1955—1960 гг. (позднее в 1975—1976 гг. совместно с М. П. Воларовичем, А. В. Арутюняном, А. И. Левыкиным). Аналогичные представления развивались Орованом и Эльзассером в работах 1965, 1969 гг. [см. 10], В. А. Магницким и Е. А. Арутюшковым в 1978 г. [24].

(5). НЕКОТОРЫЕ СМЕЖНЫЕ ВОПРОСЫ

Важнейшим достижением геофизических исследований является вывод о концентрически-оболочечной модели внутреннепостроения Земли: (а). внутреннее твердое металлическое ядро радиусом около 1300 км; (б). над ним жидкая оболочка с внешним радиусом около 3500 км (вероятно, состоящее из железа, ферросилиция и троилита); (в) мантия, заключенная между поверхностями с радиусами 3500 и 6355 км (состоит из гранатовых и шпинелловых перидотитов и лерцолитов и продуктов их коллапса); (2). кора с усредненной мощностью 16 км. Эта модель подтверждается методами статистической физики, если предположить, что Протоземля состояла из существенно оливинового вещества состава $\text{FeO} \cdot \text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$ с заметно большими примесями серы, кальция, алюминия, никеля, хрома и др. и подверглась расслоению в поле центральных сил. Считая кеплеровыми орбитами экватор мантии на границе раздела Мохоровичича с номером $l=1$, экватор внешнего ядра с номером $l=3$, экватор внутреннего ядра с номером $l=5$, можно убедиться, что средний репрезентативный атомный номер вещества данной сферы аппроксимируется уравнением $Z \leq 6(l+1)$; плотность ρ_s внешней оболочки данной сферы,

имеющей среднюю плотность ρ_c , определяется формулой $\rho_s = \rho_c (2l + 1)/(2l + 2)$, репрезентативный атомный номер оболочки — уравнением $Z = 3(2l + 1)$, радиус орбиты — формулой $R_l = R/\sqrt[3]{l!}$, средняя плотность данной сферы $\rho_l/\rho_m = Z_l/Z_m$, объем сферы $V_l = V_0/l!$. Эти формулы дают, в частности для центрального ядра $Z \leq 36$, для ядра в целом $Z = 24$ (вероятный средний состав Fe, Ni, S, Si), для Земли (без коры) $Z = 12$ (вероятный состав Fe, Mg, SiO_4), для внешнего ядра $Z = 21$ (FeS), внешней мантии $Z = 9$, среднюю плотность ядра в целом $\rho = 2\rho_m$ (ρ_m — средняя плотность Земли без коры), плотность мантии $(3/4)\rho_m$, плотность коры ($l = 0$), $\rho = (1/2)\rho_m$, массу ядра в целом $1/3 M$ (M — масса Земли), массу внутреннего ядра $\left(\frac{1}{60} + \frac{1}{40}\right) \cdot M$

(во всех этих формулах в статистическом смысле средневзвешенный атомный номер вещества принимается равным удвоенному значению его атомного номера, а малые примеси других элементов элиминируются).

Остается совершенно неясным вопрос о том, расслоение произошло в стадии протопланетной туманности или в геологическое время. Этот вопрос имеет важное значение для решения некоторых геоэнергетических задач.

Энергия гравитационного поля однородной модели Земли $W_0 = -3GM^2/5R$, энергия неоднородной модели с центральной конденсацией $W_1 = -3GM^2/(5 - n)R$ (G — гравитационная постоянная, M — масса, R — средний радиус, n — показатель конденсации: он равен нулю для однородной модели, равен 3 для модели, масса которой сосредоточена в центре тела, равен 3/5 для реальной Земли — точнее он равен 0,5854 — судя по отклонениям реальных орбит спутников Земли от круговой орбиты, характеризующей однородную модель Земли). Значение их суть: $W_0 = -2,25 \cdot 10^{39}$ эрг, $W_1 = 2,53 \cdot 10^{39}$ эрг, $W_1 - W_0 = -0,28 \cdot 10^{39}$ эрг.

Согласно формуле $\Delta U = MC_p \Delta T$ (M — масса, C_p — удельная теплоемкость Земли, равная $1,25 \cdot 10^7$ эрг/г. град) этой энергии достаточно для повышения средней температуры Земли минимум на $\Delta T = 800^\circ$ [10, 25, 30].

При уменьшении объема Земли или гравитационной дифференциации вещества, часть энергии W переходит в кинетическую (почти полностью в тепловую) энергию U согласно уравнению $U = (2\pi/Q) W$, $\Delta U = (2\pi/Q) \cdot \Delta W$, в котором Q т. н. диссипативный фактор, определяющий долю потенциальной энергии, переходящей в тепловую энергию (в зависимости от свойств вещества, термобарических условий, кинематики движений и т. д.). Согласно данным анализа чандлеровских колебаний полюса $Q = 10\pi + 12\pi$.

В этом случае при переходе от однородной модели Земли к реальной получается $\Delta U = (2\pi/11\pi) \Delta W = 0,28 \cdot 10^{39}/11\pi = 2,54 \cdot 10^{37}$ эрг. Если разделить эту энергию на время $4,5 \cdot 10^9$ лет, получим $5,66 \cdot 10^{27}$ эрг/год.

При уменьшении радиуса Земли со скоростью $V_r = 2,21 \text{ см/100 лет}$ и $Q = 11\pi$ получим $q = (2\pi/11\pi) W V_r = 1,16 \cdot 10^{26} \text{ эрг/год}$. Тепловые потери Земли по Девису [40] оцениваются величиной $1,17 \div 1,42 \cdot 10^{28} \text{ эрг/год}$, причем по оценке О. Г. Сорохтина на долю радиогенного тепла приходится $0,36 \cdot 10^{28} \text{ эрг/год}$ [см. 32].

Аналогичными расчетами можно показать, что равновесные значения температуры в центре Земли составляют 7200°C , в среднем для Земли 3400°C ; далее можно также показать, что при уменьшении эллиптичности Земли от $1/15$ до $1/300$ средняя температура увеличивается на 500°C , при переходе однородной модели Земли в реальную на 800°C (при значении $Q = 11\pi$).

Следует отметить, что теория контракции решает также две проблемы: проблему чандлеровских колебаний полюсов и проблему магнитного поля Земли [см. 5, 8].

Земля представляет собой гигантский магнитный диполь, ось которого образует с осью вращения угол $D = 11^\circ 47'$. Момент его $Q_\mu = 8,13 \cdot 10^{25} \text{ СГС}$.

Атомы и электроны в Земле представляют собой элементарные магнитные диполи (магнитные стрелки), которые, ориентируясь в энергетически выгодном для себя направлении, образуют в совокупности единый крупный диполь. Момент его $Q_\mu = H \bar{R}^3 = 0,5 H_p R^3$ (H — напряженность магнитного поля однородно намагниченного шара радиуса R , H_p — напряженность поля на полюсах, равная $0,63 - 0,65 \text{ гс}$) соответствует близширотному току в металлическом ядре Земли (радиус около 3500 км) силы $5,3 \cdot 10^9 \text{ ампер}$. Для поляризации указанных микродиполей совершается работа, эквивалентная энергии поля $U_\mu = M H^2 / 8\pi r$, которая соответствует магнитному вращательному моменту $\vec{D} = \vec{Q} \times \vec{H}$. Такая ориентация диполя с моментом $\vec{Q}_\mu$ обеспечивается магнитным полем напряженности H_p , силовые линии которого лежат примерно в плоскости меридианов и соответствуют магнитному полю близширотных круговых электрических токов.

Представим две совмещенные модели Земли — одну эвклидовую недеформируемую и вторую гауссовую, деформируемую и далее допустим, что вся система силовых линий магнитного поля жестко вмонтирована в эвклидовую модель, а гауссова модель медленно прецессирует вокруг нее.

Ось вращения и ось инерции (ось фигуры) Земли не совпадают — они образуют угол, достигающий величины $\beta = 0,3''$, а ось вращения прецессирует вокруг оси инерции как волчок. Теория Эйлера на основе уравнения $(\omega - f\Omega)(\omega + \Omega) = 0$ предсказывает два типа прецессии (нута-ции): в одном случае прецессия совершается против хода суточного вращения Земли ($\Omega = f\omega$), с периодом 434 дня, а в другом — по ходу вращения ($\Omega = -\omega$), притом со скоростью, практически равной скорости вращения Земли. Это т. н. квазисуточная или резонансная нутация (с периодом около 24 ч), которая, как полагали в прошлом, отчетливого кинематического выражения не имеет. Полная энергия

квазисуточной прецессии $E_q = \frac{1}{2} kMR^2 \omega^2 \sin^2 \beta$, а энергия магнитного поля Земли $E_n = H^2 M / 8\pi r$. Если в кинематическом выражении причиной практического отсутствия квазисуточной нутации считать наличие магнитного поля, т. е. если считать, что электромагнитный вращательный момент Земли уравнивается противоположно направленным моментом квазисуточной нутации (прецессии) и положить соответственно $E_q = E_n$, то получим

$$H = \beta \omega R \sqrt{4\pi k r} = 0,315 \text{ гс}, \quad H_p = 2H = 0,63 \text{ гс}.$$

Величина $\beta \omega R = \Delta V$ и $\beta \omega = \Delta \omega$ представляет линейную и угловую скорость дифференциально вращающейся гауссовой модели в отношении эвклидовой модели; значения $\beta V = 0,072 \text{ см/сек}$, $\Delta \omega = 1,13 \times 10^{-10} \text{ рад/сек}$, а также H, H_p хорошо согласуются с наблюдательными данными, указывающими на дрейф магнитного поля в лабораторной системе отсчета на запад со скоростью $0,2^\circ$ за год ($\Delta \omega = 10^{-10} \text{ рад/сек}$, $\beta V = 0,08 \text{ см/сек}$).

Дифференциальное вращение Земли прецессионного типа, фиксируемое в лабораторной системе отсчета, при высокой электрической проводимости масс в земном ядре и существовании дипольного магнитного поля предписывает Земле работу по *схеме магнитно-гидродинамической машины* (в модели прецессионного движения запрет Каулинга отсутствует). Равным образом, согласно теории относительности в проводящем ядре происходит разделение электрических зарядов (накопление свободных электронов на поверхности ядра) и в лабораторной системе отсчета, вращающейся в отношении зарядов с угловой скоростью $\beta \omega = \Delta \omega$ в толще намагниченной Земли появляется электрический гироскопический момент; в этом случае Земля работает в *схеме униполярной динамомашин*: ротором является ядро, а статором (квазистатором) — мантия; электрические токи, взаимодействуя по закону индукции с магнитным полем, усиливают его, причем во втором случае учитывается возможность преобразования тороидальных магнитных полей в полондальные. *Эти обе схемы по существу тождественны* (магнитно-гидродинамическая динамомашина была создана на основе униполярной динамомашин). В рассматриваемой задаче эти машины совершают работу за счет той части энергии гравитационного поля, которая используется для резонансной квазисуточной прецессии и диссипирует в виде джоулева тепла.

В порядке постановки вопроса отметим следующее.

В квантовой физике в атоме выделяются квантованные оболочки, которые обычно нумеруются рядом $l=0, 1, 2, 3, 4, 5, 6$. Магнитная ось (спин) электрона, находящегося на уровне l_n , может располагаться в $2l+1$ различных направлениях. В толще Земли выделяются три оболочки (сферы) первого порядка $l=1$ (поверхность мантии), $l=3$ (поверхность внешнего ядра), $l=5$ (поверхность внутреннего ядра). Если считать, например, что магнитный момент планеты связан с ее твердым внутренним металлическим ядром, который охватывается поверхностью

$l=5$ или всем ядром, охватываемым поверхностью $l=3$, то в первом случае ось геомагнитного диполя могла занимать в течение всей своей истории в различные ее эпохи одно из 11 возможных направлений, а во втором случае одно из 7 возможных направлений. Одним из вариантов такого скачкообразного изменения направления поля следует считать инверсию магнитной оси Земли, которая совершалась за последние отрезки геологической истории, примерно через каждые 2 млн. лет. Если такая аналогия окажется в действительности правомерной, то изменится традиционная аргументация о дрейфе литосферных плит, основанная на данных палеомагнетизма.

Касаясь проблемы свободных нутационных колебаний оси Земли, следует указать, что из многочисленных гипотез, предложенных для объяснения возбуждения колебаний полюса (периодическое, через каждые 13 лет, сближение и расхождение полюса инерции и полюса вращения с амплитудой колебания $\Delta\beta=0,14''=4,5$ м), удовлетворительной оказалась гипотеза контракции. Полагая угловой момент Земли постоянным, получаем пропорцию $\Delta J/J = \Delta\omega/\omega$ в свою очередь $\Delta J/J = f\Delta\beta$ (ΔJ , $\Delta\omega$, $\Delta\beta$ — малые изменения момента инерции, угловой скорости вращения, нутационного угла β , f — динамическое сжатие Земли). При значениях $J = 8,1 \cdot 10^{41}$ г.см², $f = 1/305,51$, $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5}$ рад/сек, $\Delta\beta = 7,07 \cdot 10^{-7}$ рад получаем $\Delta J/J = 2,31 \cdot 10^{-9}$ за 13 лет, что вполне удовлетворительно согласуется с оценками, полученными другими способами (при этом значении $\Delta J/J$ из выражения $\Delta J = MR_i^2 \cdot 2\Delta R/R_i$ получаем скорость уменьшения радиуса инерции Земли $R_i = R\sqrt{0,33}$, на 0,735 см за 13 лет, а скорость уменьшения истинного радиуса $\Delta R \leq 0,43$ см за 13 лет или 3,3 см за 100 лет). Колебания полюса обуславливаются в указанной схеме периодическим усилением и ослаблением напряженного состояния толщи Земли, обусловленного контракционно-релаксационным механизмом.

В связи с выделяемыми двумя типами нутации возникает вопрос о применении критерия Мунка и Ревеля о турбулентности материков $m_1/m_3 = \sqrt{3}/Qf$, связывающей нутационные колебания полюса (m_1), колебания продолжительности суток (m_3) и динамическое сжатие Земли f . Известное значение $f = 1/305,5$ в данной задаче характеризует абсолютно твердую модель Земли и должно быть заменено отношением $f' = 2/\omega$, равным в общем случае отношению частоты нутации Q к частоте суточного вращения Земли ω . В этом случае

$$\frac{m_1}{m_3} = \frac{\sqrt{3}}{2} \cdot \frac{\omega}{Q}.$$

Для резонансной (квазисуточной, потенциальной) нутации $Q/\omega = 1$, $m_1 \simeq m_3$ и процессы, которые должны вызывать колебания полюсов и изменения скорости вращения Земли, обладают очень высокой симметрией. Для реальных чандлеровских колебаний $|\omega/Q| = 434$, $m_1 = 375 m_3$. Следовательно, указанные процессы в действительности хаотичны и взаимные перемещения литосферных блоков носят „турбулентный“

характер (согласно наблюдательным данным смещения полюса $m_1 = \Delta\theta = 7,07 \cdot 10^{-7}$ рад, а вариация вращения $m_2 = 5,31 \cdot 10^{-9}$).

Заключение

Попытки осмыслить важнейшие геологические события и их последствия восходят к эпохе Возрождения, а в отдельных случаях—к древним грекам. Наиболее плодотворные и научно-обоснованные представления были разработаны за последние 350 лет после появления космогонических идей Декарта, Ньютона и Канта (особенно за последние 200 лет), после появления классических геодинамических разработок Клеро, Роша, Кельвина, Дж. Дарвина, Джеффриса, Слудского, Лява, Пуанкаре, Лейбензона, Молоденского, важнейших геотектонических идей Эли де Бомона, Зюсса, Гейма, Холла, Шатского (гипотеза контракции), Даттона (принцип изостазии), Тейлора и Вегенера (гипотеза дрейфа континентов), Ога и Павлова (контракционно-изостатическая теория), Холмса и Гутенберга (гипотеза конвективных течений), Линдемана-Хильгенберга (гипотеза экспансии), Бухера, Обручева, Кропоткина (пульсационная гипотеза), Джоли, Холмса и Белоусова (гипотеза радиоактивных циклов); Хобса, Джеффриса, Пейве (идея глубинных разломов); Карпинского, Белоусова, Магницкого (идея вертикальных колебательных движений) и др. В новое время плеядой геологов и геофизиков разрабатывается т. н. новая глобальная тектоника или тектоника плит, представляющая развитие основной идеи мобилизма о разбегании литосферных плит и разрастании океанического дна [14, 17, 19, 20, 21, 26, 30, 32, 42, 43].

Создание единой теории геологических процессов остается одной из важнейших задач всего естествознания. Современная геология является хотя и полуколичественной наукой, но однозначно решает многие поставленные перед ней сложные системные вопросы. Вместе с этим в наше время геология стала основой прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых. Достижения ее в открытии закономерностей проявления геодинамических процессов, распространении, локализации и выявлении промышленных залежей полезных ископаемых, прогнозировании ряда стихийных явлений идут в ногу со многими выдающимися достижениями в области атомной физики, вычислительной техники, молекулярной биологии, космонавтики, материаловедения и др.

Выше мы пытались показать главенствующую роль механизма гравитационного сжатия в управлении геодинамическими процессами и отметили, что возражения, которые были высказаны против теории сжатия (контракции), не относятся к существу идеи, а, как выясняется, направлены против решений отдельных некорректно поставленных частных задач контракции.

Ряд вопросов остается нерешенным и в случае признания теории контракции. Самый трудный из них—вопрос крупных горизонтальных перемещений литосферных блоков (в смысле мультиспредиинга), однако привлечение механизма конвективных движений, действующего за счет

энергии гравитационного поля, решает этот вопрос с той же точностью, что и механизмы, связываемые с распределенными радиогенными источниками. Преимущество теории контракции по сравнению с другими концепциями заключается в ее безупречности в смысле соответствия ее законам механики [18, 35, 37], точности индикации источников энергии тектонического процесса, периодичности самих тектонических процессов, становления магнитного поля, колебаний полюсов и др., и, наконец, в ее больших возможностях комплексироваться со многими естественными науками и со всеми теми геологическими представлениями, которые решают те или иные отраслевые проблемы (вулканизм, плутонизм, осадконакопление, рудообразование, трансгрессии и регрессии и др.).

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 28. III. 1983.

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ

ԵՐԿՐԱԴՆԴԻ ՆԵՐՔԻՆ ՄԱՎԱԼԻ ԵՎ ԲԵՎԵՌԱՅԻՆ ՍԵՂՄՄԱՆ ԽՈՇՈՐ ՓՈՓՈԽՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԵՎ ՆՐԱՆՑ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ՀԵՏԵՎԱՆՔՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում ցույց է տրված գեոդինամիկ պատկերացումների մի ինքնահամաձայնեցված, ինքնամփոփ համակարգ, որ հիմնված է հետևյալ նախադրրյալների վրա. մոտ $4,5 \cdot 10^9$ տարի առաջ Երկրագնդի պտտման պարբերությունը կազմում էր մոտ 6 ժամ, շառավիղը՝ $R=7390$ կմ, միջին խտությունը՝ $3,543$ գ/սմ³, մինչև Լուսին ունեցած հեռավորությունը՝ $70-80$ հազար կմ, Բևեռային սեղմումը՝ $1/15$, հասարակածային շառավիղը՝ 7550 կմ, միջին հաշվով շառավիղի փոքրացման նվազագույն արագությունը՝ $v_r = (7390 - 6370) / (4,5 \times 10^9 \text{ տարի}) = 2,27$ սմ/100 տարի:

Երկրագնդի մեծ շրջանների փոքրացումը մարսյան խտությունից ($R=7200$ կմ, $\rho=3,89$ գ/սմ³) դեպի այժմեականին անցնելիս՝ առաջին գրանիտոիդների (էնդերբիտների) առաջացման ժամանակաշրջանից ($3,8 \times 10^9$ տարի առաջ) հետո, կազմում է $\Delta C=5260$ կմ, իսկ Երկրագնդի մակերևույթի նվազումը՝ 26% : Մեծ շրջանների այդպիսի փոքրացումը իրականանում է գեոսինկլինալային ճկվածքների, կամարածե բարձրացումների, լիթոսֆերային սալերի սուբգուկցիայի և այլոց առաջացմամբ: Բևեռային սեղմման փոքրացումն իր հերթին հանգեցնում է երկրակեղևի և թիկնոցի շրջանների սեղմմանը 45° ավելի փոքր լայնությունների վրա: Էլիպտիկության այդպիսի փոփոխությունը, հավանաբար, կարող էր համաշխարհային ուֆոտային համակարգի մատրիցան կազմող հզոր, մեծ խորություններ թափանցող բեկվածքների առաջացման սլատճառ հանդիսանալ:

Որոշակի տեկտոնական էֆեկտների առաջացում է ենթադրվում նաև մեր մոլորակի արտաքին ձևի վերափոխման հետևանքով՝ կապված զանգվածների իներցիայի մոմենտի փոփոխությունների հետ, որոնք հետևանք են լիթոսֆերային բլոկների զգալիորեն մեծ և համեմատաբար արագ ընթացող ուղղաձիգ

տեղաշարժերի, վերադիր հրաբխային և սառցադաշտային զանգվածների առաջացման հետ և այլն:

Նշվում է լարվածությունների և դեֆորմացիաների կուտակման փաստը լիթոսֆերայի որոշ նեղ գոտիներում (գետսինկլինալներ և այլն) և որպես հետևանք՝ լիթոսֆերային սալերի խոշոր հորիզոնական տեղաշարժերի անխուսափելիությունը $v_0 = 2\pi\beta v$, սրագոյությունը, որը հասնում է 4—5 սմ/տարի մեծության, երբ կուտակման գործակիցը՝ $\beta = 15—20$ և $v_r = 0,03$ սմ/տարի ընդգծվում է այն միաբեր, որ թիկնոցում կոնվեկցիան օժանդակություն է ստանում կոնտրակցիայից (ձգողական դաշտի էներգիայից), իսկ ինքը՝ կոնտրակցիան հնարավոր է ընդերքից ջերմության հեռացման կոնվեկտիվ մեխանիզմի շնորհիվ միայն: Նշվում է նաև կոնտրակցիայի պրոցեսի ընդհատ բնույթը, որը դիպվածաբար իր տեղն է դիջում էքսպանսիային՝ ջերմության հեռացման դանդաղման և սղիաբառտիկ երևույթների դարգացման հետևանքով:

A. T. ASLANIAN

GREAT CHANGES OF EARTH'S INNER VOLUME AND POLAR COMPRESSION AND THEIR TECTONIC COSEQUENCES

Abstract

A self-concorded excluded system of geodynamical ideas is brought based on the following premises; $4,5 \cdot 10^9$ years ago the Earth's rotation period was about 6 hours, radius $R = 7390$ km, average density— $3,543$ g/cm³, distance to the Moon— $70—80.000$ km, polar compression (ellipticity)— $1/15$, equatorial radius— 7550 km, the minimal velocity of radius average reduction $v_r = (7390—6370)$ km/ $4,5 \cdot 10^9$ year = $2,27$ cm per 100 years.

The Earth's great circles decrease during transition from Marsian density ($R = 7200$ km, $\rho = 3,89$ g/cm³) to the contemporary one in an interval of time beginning from the first granitoids (enderbites) formation $3,8 \cdot 10^9$ years ago makes $\Delta C = 5260$ km and Earth's surface reduction makes 26%. Such a decrease of great circles is realized by formation of geosynclinal troughs, arch-like uplifts, subduction of lithosphere plates e. t. c. Decrease of polar flattening in its turn brings to the crust and mantle circles compression in latitudes less than 45° . Such a change of ellipticity could be at a bottom of powerful, deep penetrating main fractures network forming, which constitute the matrix of planetar rift system.

Certain tectonic effects are also considered as a result of Earth's figure re-forming in connection with the masses moment of inertia changes connected with noticeably great and comparatively fast vertical displacements of lithosphere plates, formation on volcanic and glacial masses e. t. c. The significance of stress and deformation concentrations is marked out in some narrow lithosphere zones (geosynclines e. t. c.) and, as a result, the inevitability of great horizontal displacements of lithosphere plates at a speed of $v_0 = 2\pi\beta v$, which makes 4—5 cm/year at

the concentration coefficient $\beta = 15-20$ and $v_r = 0,03$ cm/year. The conclusion is underlined that convection in mantle is supported by contraction (energy of gravitational field), and in its turn contraction is possible only when convective mechanism of heat removing from entrails is present. The interrupted character of contraction process is also noted, which episodically yield to expansion process in view of heat removing delay and adiabatic processes development.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Амбарцумян В. А. (ред.)—Проблемы современной космологии. «Наука», М., 1972.
2. Асланян А. Т. Динамическая проблема геотектоники. Доклады советских геологов на XXI МГК, Изд. АН СССР, М., 1960.
3. Асланян А. Т. Предельные значения мощности и прочности литосферы в свете теории гравитационного сжатия и приливного торможения Земли. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 1, 1976.
4. Асланян А. Т., Арутюнян А. В., Волярович М. П., Левыкин А. И. Об одном возможном механизме становления гипербазитовых поясов и спрединговых структур. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 5, 1976.
5. Асланян А. Т. Возбуждение чандлеровских колебаний полюса как проявление контракции Земли. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 4—5, 1977.
6. Асланян А. Т. К расчету скорости векового изменения радиуса Земли. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 5, 1978.
7. Асланян А. Т. Термогравитационный критерий изменения объема Земли. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 3, 1978.
8. Асланян А. Т. Квазисуточная нутация и магнитное поле Земли. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 4, 1978.
9. Асланян А. Т. К динамике системы Земля-Луна. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 1, 1979.
10. Асланян А. Т. Конвекция и контракция. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. XXXV, № 6, 1982.
11. Бербидж Дж., Бербидж Э. Т. Звездная эволюция. В сб. «Происхождение и эволюция звезд», ИЛ, М., 1962.
12. Белоусов В. В. (ред.) Тектоносфера Земли. «Наука», М., 1978.
13. Васильковский Н. П., Каттерфельд Г. Н., Лапо М. С. Гравитационное сжатие и тектогенез. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. XXXV, № 2, 1982.
14. Венинг-Мейнес Ф. А. Тепловая конвекция в земной мантии. Сб. «Дрейф континентов», Мир, М., 1966.
15. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. «Недра», Л., 1982.
16. Динник А. Н. Продольный изгиб и кручение. Изд. АН СССР, М., 1955.
17. Джекобс Дж. А., Россел Р. А., Уилсон Дж. Физика и геология. «Мир», М., 1964.
18. Джеффрис Г. Земля, ИЛ, М., 1960.
19. Жарков В. Н., Трубицын В. П. Физика планетных недр. «Наука», 1980.
20. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. «Недра», М., 1979.
21. Кеонджян В. П. Модель плотностной конвекции в мантии Земли. Известия АН СССР, Физика Земли, № 8, 1980.
22. Кропоткин П. Н. Новая геодинимическая модель. ДАН СССР, 1983.
23. Люстих Е. Н. Некоторые замечания об использовании физики в геотектонических построениях. Известия АН СССР, сер. геол., № 1, 1962.
24. Магницкий В. А., Артюшков Е. А. Некоторые общие вопросы динамики Земли. Сб. «Тектоносфера Земли», Наука, М., 1978.
25. Макдональд Г. Дж. Ф. Приливное трение. В сб. «Приливы и резонансы в солнечной системе», Мир, М., 1975.

26. Новая глобальная тектоника. Сб. статей, переводы с англ. яз. под ред. Л. П. Зонс-
шайна и А. А. Ковалева, Мир, М., 1974.
27. Пейве А. В. (ред.) Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР.
«Наука», М., 1980.
28. Полдervарт А. (ред.) Земная кора (сборник статей). ИЛ, М., 1957.
29. Пущаровский Ю. М. Проблемы тектоники океанов. Сб. «Тектоника в исследованиях
Геологического ин-та АН СССР», «Наука» М., 1980.
30. Ранкорн С. К. (ред.). Дрейф континентов. Сборник статей, «Мир», М., 1966.
31. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. «Недра», М., 1981.
32. Сорохтин О. Г. (ред.). Геофизика океана, т. 2, Геодинамика, «Наука», М., 1979.
33. Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л., Вархафтик К., Файф У., Земля, т. II, «Мир», М.,
1974.
34. Хаин В. Е. Общая геотектоника. «Недра», М., 1964.
35. Шейдеггер А. Е. Физические аспекты природных катастроф. «Недра», 1981.
36. Яншин А. Л. Развитие геологии и ее современные особенности. Сб. «Методологи-
ческие и философские проблемы геологии», «Наука», Новосибирск, 1979.
37. Birch F. On the possibility of large changes in the Earth's volume. Physics of the
Earth and Planetary Interiors, 1, 141, 1968.
38. Brosche P., Sundernam J. (red.) Tidal friction and the Earth's rotation. Springer
Verlag, 1978.
39. Brunn V. von, Hobday D. K. Early Precambrian tidal sedimentation in the Pon-
gola supergroup of south Africa. Jour. Sedim. Petrol., v. 46, № 3, 1976.
40. Davies G. F. Thermal histories of convective Earth models and constraints on ra-
diogenic heat production in the Earth. Journ. Geophys. Res., v. 35, № 135, 1980.
41. McElhinny M. W., Taylor S. K., Stevenson D. I. Limits to the expansion of
Earth, Moon, Mars and Mercury and to changes in the gravitational constant.
Nature, v. 271, 5643, 1978.
42. Runcorn S. K. Mechanism of plate tectonics: mantle convection currents, plums
gravity sliding of expansion? Tectonophysics, 1980, № 1—4, 297—307.
43. Uyeda S. Subduction zones: an introduction to comparative subductology. Tecto-
nophysics, 81, 1982.

УДК: 551.71/72(479.25)

В. А. АГАМАЛЯН

СТРАТИГРАФИЯ ДОКЕМБРИЯ АРМЯНСКОЙ ССР

Наиболее непрерывный разрез отложений докембрия мощностью 5 км обнажается на Цахкуняцком (Мисханском) хребте на Цахкуняцком выступе кристаллического фундамента Цахкунь-Зангезурской (Армянской складчатой) структурно-формационной зоны Малого Кавказа.

В литостратиграфическом объеме докембрия выделяются две разновозрастные группы (серии), в состав которых входят 7 формаций (свит).

Нижняя, или арзаканская группа (серия) является полиметаморфической гнейсово-парасланцевой, мощностью около 3 км, которая претерпела добайкальский региональный метаморфизм типа Бахи (андалузит-альмандин) в условиях амфиболитовой фации ($T=550^{\circ}\text{C}$, $P=3,8 \text{ кбар}$) и наложенный байкальский метаморфизм зеленых сланцев. Исходные отложения имеют субплатформенный карбонатно-псаммитово-пелитовый характер.

Верхняя, или анкаванская группа (серия) мощностью 2 км, имеет геосинклинальный разрез исходных терригенно-карбонатно-вулканогенных отложений, претерпевших байкальский прогрессивный метаморфизм в фации зеленых сланцев, что, очевидно, привело к мобилизации на глубине гнейсов основания с развитием мигматитов, реоморфических гранитов и альбитов и обусловило диафторез кристаллических сланцев нижней серии.

Рубидий-стронциевые изохронные определения байкальского возраста (620 млн. лет) по мигматизированным гранито-гнейсам и альбититам фиксируют, очевидно, второй эпизод метаморфизма кристаллического фундамента.

Стратиграфическое расчленение древних метаморфических комплексов Армянской ССР было предложено многими исследователями (К. Н. Паффенгольц [14], В. Н. Котляр [12], Р. А. Аракелян [8], А. Т. Асланян [9], А. Е. Назарян [13], В. А. Агамалян [3]). Все схемы расчленения были выработаны на эталонном разрезе Арзаканской части Цахкуняцкого массива и затем распространены на другие выходы метаморфических пород. Ввиду отсутствия фаунистических данных, схемы расчленения предыдущих исследователей были основаны преимущественно на внешних качественных особенностях пород. По схеме, предложенной Р. А. Аракеляном [8], метаморфический комплекс был подразделен на четыре свиты: арзаканскую (верхний протерозой—нижний кембрий), бжнуяльскую (верхний протерозой—нижний кембрий), дзюраглухскую (средний кембрий) и агверанскую (ордовик).

Детальное картирование и специальное петрологическое изучение древних метаморфических пород показало, что при выделении и корреляции указанных свит были допущены определенные неточности. Так, графитовые сланцы, слагающие единый маркирующий горизонт [3], по схеме Р. А. Аракеляна фигурируют в составе различных свит и на сводных разрезах показаны как фациально переходящие в хлоритовые и хлорит-серицитовые сланцы «бжнуяльской» свиты или в кварц-слюдяные сланцы «арзаканской» свиты. Кровля «бжнуяльской» свиты в одном

случае (овраг-Сиранлу) проведена по границе «роговообманковых сланцев» и «амфиболитов», а в других случаях (р. Даллар и г. Апаран) — по границе «хлорит-эпидотовых» и «роговообманковых» сланцев. Исследования показали идентичность этих пород, составляющих формацию перфиритоидов, которые, вероятно, соответствуют «дзораглухской» свите. Кроме того, внутри секции разрезов, относимых к «бжнуяльской» свите, происходит скачок в метаморфизме. Отсюда можно заключить, что в «бжнуяльскую» свиту объединены породы различных стратиграфических уровней и различных фаций метаморфизма, которые в результате регионального диафтореза были приведены к сходному внешнему облику. Разрез четвертой, «агверанской» свиты был выделен у с. Агверан и описан «вверх по течению р. Агверан» [8, стр. 27]. Однако русло р. Агверан к северу от одноименного поселка совпадает с меридиональным простиранием пород, пересекая только два-три горизонта развитой здесь карбонатной формации. Ошибочность сопоставления метаморфических пород ущелья р. Агверан с неметаморфизованными вулканитами апаранской толщи была подчеркнута А. А. Беловым и С. Д. Соколовым, предлагающими «ликвидировать агверанскую свиту, несопоставимую с апаранской свитой» [12, стр. 39]. Данное деление, однако, было ошибочно распространено на все породы «древнего» облика территории Армянской ССР, таких, как деформированные вулканиты и известняки зоны Хуступ-Гиратахского разлома и контактово-измененные и рассланцованные породы ущелья р. Аракс [8].

Более совершенная схема стратиграфического расчленения древних метаморфических комплексов Арм.ССР была предложена А. Т. Асланяном в 1958 году [9], почти одновременно со схемой Р. А. Аракеляна, но уже с учетом степени метаморфизма пород, отнесенных к мезозоне и катазоне. Впервые были отмечены явления гранитизации, мигматизации и ресморфизма, будинажа и новообразований минералов с малым молекулярным объемом (гранаты), значительная роль нормально-осадочных песчано-глинистых и карбонатных пород в исходном составе сланцев; впервые метаморфические породы были изображены на геологической карте Арм.ССР в расчлененном виде. В отличие от доминирующих в то время представлений о принадлежности всех метаморфизованных пород к докембрию-нижнему палеозою, А. Т. Асланян впервые отнес часть этих пород к более молодому возрасту (девону-мелу), такие как метаморфизованные породы Зангезура и Базумского хребта, что было подтверждено последующими биостратиграфическими [6, 7] и геолого-петрологическими [5] исследованиями. Древний метаморфический комплекс А. Т. Асланян подразделил на три толщи: арзаканскую (1300 м), мисханскую (1000 м) и агверанскую (апаранскую) (1000 м) в возрастном диапазоне эопалеозоя (верхний докембрий-нижний палеозой).

Вариантом этого подразделения является схема расчленения, предложенная А. Е. Назаряном [14], с переименованием «мисханской» толщи в «дзораглухскую» в попытке объединения предыдущих схем. Однако им был совершен возврат к прежним ошибочным представлениям о

докембрийском возрасте дислоцированных и метаморфизованных толщ Зангезура—района с. Шишкерт, долины р. Вохчи и левобережья р. Аракс.

Радиологические определения, выполненные калий-аргоновым методом по кристаллическим сланцам и древним интрузивам Цахкуняцкого массива без адекватной термодинамической и геолого-петрологической интерпретации, долгое время создавали неверное впечатление о мезозойском возрасте образования и метаморфизма этих пород [10]. В связи с этим следует указать, что калий-аргоновые определения возраста пород могут быть «абсолютными» только для образований таких областей, которые не претерпели последующей тектоно-магматической активизации. Альпийская тектоно-магматическая активизация кристаллического фундамента Цахкуняцкого массива привела к частичной или полной утере аргона из сланцев, но не отразилась на рубидий-стронциевых соотношениях по породе в целом, хотя нарушила эти соотношения в масштабе отдельного минерала, а также в породах зон дробления и разломов.

Изохронные рубидий-стронциевые определения абсолютного возраста по валовым пробам (отобранным с участием автора), выполненные в последние годы Р. Х. Гукасяном в лаборатории абсолютной геохронологии и изотопных исследований ИГН АН Арм.ССР под руководством Г. П. Батдасаряна, дали интересные результаты по мигматизированным гранито-гнейсам и альбитовым плагиогранитам Бжнийского массива (620 млн. лет) Цахкуняцкого выступа кристаллического фундамента Цахкунк-Зангезурской зоны и кристаллическим сланцам Ахумского массива (300 млн. лет) [11]—выступа кристаллического фундамента Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоны. Эти данные позволяют ставить вопрос о различном возрасте консолидации кристаллических фундаментов разных структурно-формационных зон территории Арм.ССР по обе стороны от Севано-Амасийского офиолитового шва.

Интерпретация рубидий-стронциевых радиологических данных позволяет высказать точку зрения о принадлежности Цахкуняцкого массива к выступу фундамента эпибайкальской Гондванской платформы, а Ахумский массив отнести к выступу фундамента эпигерцинской Восточно-Европейской платформы.

Литостратиграфическое (стратиграфо-петрологическое) расчленение древнего метаморфического комплекса было предложено автором в 1969 г. на примере Арзаканского кристаллического массива [3, 4] с выделением 7 свит в составе двух серий—нижней и верхней, в объёме условно докембрий-нижний палеозой. Затем возраст метаморфизма верхней серии был скорректирован как байкальский, ввиду отсутствия ясно выраженных каледонских движений и метаморфизма в Альпийско-Гималайском поясе [5].

Приводимое ниже стратиграфическое расчленение основано на принципах Международного стратиграфического справочника под редакцией Хедберга [16]. В соответствии с этим субформации (свиты) нашего подразделения [3] переводятся в ранг литостратиграфических формаций, как обладающих специфическими особенностями состава, знаме-

пующими определенные этапы эволюции бассейна осадконакопления (двуслюдяные, турмалин-кварцитовые, графитовые сланцы и т. п.). Парагенез формаций, объединенных по плану дислокаций и фациям метаморфизма в серии, таксономически соответствует группам формаций. В группу (серию), кроме стратифицированных отложений, включаются также метаморфизованные в одинаковой степени (фации) интрузивные формации. Группы (серии) метаморфитов объединяются в «комплекс основания» (basement complex) или «комплекс кристаллического фундамента».

Из обзора предыдущих схем видно, что все исследователи относили нижнюю часть разреза кристаллического комплекса к «арзаканской» свите или толще. Для сохранения приоритета предлагается именовать нижнюю группу (серию) *арзаканской серией*, а верхнюю группу (серию) — *анкаванской серией*, оставив неизменными объем и литологические (петрографические) названия выделенных нами формаций, как отражающие картируемые признаки этих подразделений. Если проводить сопоставление со схемами предыдущих исследователей, то нижняя или арзаканская группа (серия) будет соответствовать «арзаканской», частью «бжнуяльской» и некоторым подразделениям «дзораглухской» свит Р. А. Аракеляна [8], «арзаканской» толще А. Т. Асланяна [9] и одноименной свите А. Е. Назаряна [14], но без филлитов. Формация филлитов (филлиты, аспидные сланцы по А. Т. Асланяну [9]) отделяется из объема нижней толщи и включается в состав вышележащей толщи (верхней серии), т. к. между филлитами и подстилающими слюдисто-гранатовыми кристаллосланцами проходит скачок в метаморфизме; филлиты содержат обломочную примесь подстилающих кристаллических сланцев и в них появляется вулканомиктовая примесь (хлоритовые сланцы). Верхняя или анкаванская группа (серия) охватывает «мисханскую» и верхнюю часть (филлиты) «арзаканской» толщи А. Т. Асланяна [9], «дзораглухскую» свиту А. Е. Назаряна [13], часть «бжнуяльской» и всю «дзораглухскую» свиту Р. А. Аракеляна [8]. Мраморы и зеленые сланцы ущелья р. Агверан (которые предыдущие исследователи ошибочно объединяли с вулканитами апаранской толщи в «агверанскую» или «апаранскую» свиту) также относятся к верхней серии.

Вулканогенная толща Апаранского района исключается из комплекса кристаллического фундамента и относится к нижней-средней юре [5, 12].

Отдельные части единого выступа древнего кристаллического фундамента, морфологически слагающего Цахкуняцкий хребет, в настоящее время фигурируют в литературе под различными названиями как «Арзаканский массив», «Апаранский массив», «Арзакан-Апаранский массив» и «Мисханский массив». Во избежание разночтения предлагается объединить их под общим названием «*Цахкуняцкий массив*», различая при этом арзаканскую, апаранскую и анкаванскую части, как естественные обнажения единого Цахкуняцкого массива, разделенные водоразделами хребта, бронированными узким плащом верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых отложений. Понятия «метаморфический комплекс

Арм.ССР», «древние метаморфические комплексы», «древние интрузивы» и т. п., употребляемые в литературе, содержат элемент неопределенности, отражая уровень знаний до проведения специальных геолого-петрологических исследований. Ныне возникла необходимость проводить разграничение между продуктами разнотипных и разновозрастных процессов метаморфизма. В частности, описываемые ниже продукты регионального динамотермального метаморфизма развиты лишь в пределах выступов кристаллического фундамента и слагают комплексы кристаллического основания. При этом комплекс основания на Цахкуняцком выступе имеет докембрийский возраст, а на Ахумском массиве — герцинский. В то же время кристаллические сланцы и метаморфизованные породы Базумского хребта и Зангезура имеют мезозойский и кайнозойский возраст метаморфизма и не принадлежат к комплексам основания, а являются продуктами локальных процессов дислокационного, контактового или совместного проявления обоих процессов за счет отложений чехла [5].

Литостратиграфическое расчленение докембрия Цахкуняцкого кристаллического массива

Эталонный разрез Цахкуняцкого выступа кристаллического фундамента Цахкунк-Зангезурской зоны обнажается на правом борту ущелья р. Даллар, на восточном склоне Шахсуварского кряжа, где по широтным оврагам Сиранлу, Ггуки-дзор и Баят и разделяющим их отрогам обнажаются непрерывные разрезы нижней или арзаканской группы (серии) и нижние формации верхней или анкаванской группы. Наиболее верхняя — карбонатная формация верхней серии фундамента обнажается несколько севернее — на правом борту ущелья р. Агверан к западу от одноименного поселка. Правый склон ущелья Даллар-Агверан является единственным участком на всем Цахкуняцком выступе, где сохранился ненарушенный непрерывный разрез кристаллического фундамента. Более полные разрезы отдельных формаций нижней серии представлены в окрестностях с. Бжини. Во всех остальных участках, в особенности в западной части Цахкуняцкого массива, сланцы разбиты на отдельные блоки и буквально «насыщены» множеством секущих тел древних синкинематических интрузий плагиогранитов и габброидов или посткинематических гранитоидов неожомской тоналитовой формации и более молодых гранитоидов, а также разновозрастными дайковыми сериями. Под термальным воздействием разновозрастных интрузий сланцы этих участков потеряли многие свои литологические особенности и часто коррелируются с большим трудом после тщательного микроскопического изучения, за исключением графитовых сланцев и доломитов, служащих маркирующими горизонтами.

Согласно рекомендациям Международного стратиграфического справочника [16], комплекс основания на Цахкуняцком массиве подразделяется на две разновозрастные группы (серии).

I. Нижняя—арзаканская группа, полиметаморфическая гнейсово-парасланцевая, мощностью более 3 км.

II. Верхняя—анкаванская группа, зеленосланцевая терригенно-вулканогенно-карбонатная, мощностью около 2 км. Эти группы характеризуются специфическими и различными условиями и продуктами осадконакопления, метаморфизма, магматизма и различным планом дислокаций и разделены друг от друга скачком в метаморфизме.

Ниже приводится краткая характеристика метаморфических формаций, слагающих эти группы (рис. 1).

1. Нижняя, или арзаканская группа (серия)

Она слагается снизу-вверх формациями гранито-гнейсов, пятнистых, кварцитовых и графитовых метапсаммито-пелитовых кристаллических сланцев (ранее называемых «свитами» или «субформациями»).

1. Формация гранито-гнейсов и мигматитов. В арзаканской части Цахкуняцкого массива слагает Бжнийский куполовидный массив гранито-гнейсов и мигматитов, а в апаранской части обнажается в виде узкой полосы, вытянутой в меридиональном направлении от с.с. Чкнах, Варденис через с. Сараландж, Лусагюх, г. Дамлик до с. Курибугаз вдоль Лусагюхского (Карапугского) разлома. Сложена в Бжнийском массиве двуслюдяными гранито-гнейсами серо-розового цвета, крупно- и среднезернистыми, флазерными и переходящими, с одной стороны, в серые тоналитовые гнейсы, а с другой—в мясо-красные гранито-гнейсы, очковые гнейсы, порфиробластические и послойные мигматиты. Изредка встречаются почти массивные анатектические граниты. Содержатся включения амфиболитов в виде агматитовой брекчии, а также многочисленные тела альбитов и альбитовых плагиогранитов в виде ветвящихся тел прихотливых очертаний, местами имеющие метасоматические контакты с гранито-гнейсами.

В апаранской части гранито-гнейсы, развитые в полосе Варденис-Курибугаз, в зоне Лусагюхского разлома интенсивно катаклазированы и хлоритизированы.

Отнесение формации гранито-гнейсов к основанию стратиграфического разреза обусловлено тем, что они как в арзаканской, так и в апаранской частях занимают наиболее низкое стратиграфическое положение, хотя под микроскопом и по химическим анализам проявляют признаки дислоцированных и метаморфизованных интрузивных пород (тоналиты, гранодиориты, граниты). Обнаженную мощность гранито-гнейсов, судя по куполовидному строению Бжнийского массива, можно оценить не менее 1500 м.

2. Формация пятнистых сланцев. Сложена преимущественно диафторизованными кварц-хлорит-двуслюдяными кристаллическими сланцами с мелкочешуйчатыми хлорит-серицитовыми пятнами «пинита» по бывшим порфиробластам граната, андалузита и кордиерита. Содержит также прослой заохренных доломитов, слюдистых мраморов и черных кварцитов. Нижняя часть формации мигматизирована с образова-

нием микрогнейсов, порфиробластических и послойных мигматитов, переходящих ниже в подстилающую формацию гранито-гнейсов. В апаранской части сюда относятся кварц-двуслюдяные кристаллосланцы и мраморы истоков оврага Сараландж и соседних гребней, залегающие над гранито-гнейсами, а также двуслюдяные сланцы, обнажающиеся в 1,5—2 км к северу от с.Туджур.

Исходные породы формации представлены песчанистыми глинами с маломощными прослоями запряженных известняков и доломитов. Мощность около 700 м.

3. *Формация кварцитовых сланцев.* Сложена белыми и зеленоватыми мусковит-клинохлоровыми кварцитовыми сланцами с включениями турмалина, пачками слюдяных мраморов («чиполино») и доломитов. К востоку от с. Бжни содержит прослой сплошных кварц-магнетитовых руд. С этой формацией связаны железистые кварциты ущелья р. Мармарик (овраг Айдин). Исходные породы формации представляли кварцевые песчаники с бороносным глинистым цементом, с прослоями глинистых известняков, доломитов и осадочных железных руд. Мощность около 600 м.

4. *Формация графитовых сланцев.* Сложена черными марающими графитоносными андалузит-гранат-кварц-двуслюдяными кристаллическими сланцами с пачкой мраморов в кровле. Исходные породы представляли черные глины типа формации Чаттануга. Является маркирующим горизонтом нижней группы. Мощность 100—150 м.

В арзаканской части Цахкуняцкого массива непрерывно прослеживается и образует замкнутый контур, вырисовывая купольное строение нижней группы. В апаранской части обнажается прерывистыми фрагментами, оттеняя сложные структурные преобразования кристаллических сланцев.

II. Верхняя или анкаванская группа (серия)

Верхняя группа Цахкуняцкого массива складывается снизу вверх формациями филлитов, порфиритондов, порфиroidов и карбонатной.

1. *Формация филлитов.* Залегают на мраморах и графитовых сланцах нижней группы без ясных следов углового несогласия. Однако значительное стратиграфическое несогласие обнаруживается по степени метаморфизма между филлитами, содержащими обломки подстилающих кристаллических сланцев и метаморфизованными в фации зеленых сланцев, и подстилающими полиметаморфическими кристаллическими сланцами нижней группы. Тем самым вырисовывается «скачок» в метаморфизме или «метаморфическое несогласие» между ними.

Формация сложена кварц-полевошпатово-хлорит-серицитовыми метааркозовыми филлитами серого, желтого и зеленого цвета, нередко с заметной примесью известкового и хлоритового (вулканогенного) материала. Исходные породы представляли «аркозовый шлейф» от континентальной эрозии кристаллических сланцев нижней группы. Мощность колеблется от 100 до 300 м.

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Арзаканской части Цахкуняцкого кристаллического массива (составил В. А. Агамалян, 1969).

Условные обозначения

1. Четвертичные. Аллювиальные и делювиальные отложения.
2. Четвертичные. Андезито-базальтовая формация. Лавы.
3. Четвертичные. Травертины.
4. Средний плиоцен. Трахиандезитовая формация. Лавы.
5. Нижний плиоцен. Липаритовая формация.
а—горизонт полосчатых липаритов;
б—горизонт перлитов с обсидиановыми включениями;
с—туфопесчаники и лахаровые брекчии, конгломераты.
6. Нижний-средний эоцен. Порфириды и слоистые туфопесчаники роговообманковых андезитов.
7. Верхний мел.
7а Сантон—маэстрихт: Формация мергелистых известняков; 7б Нижний-верхний коньяк: Формация конгломератов.
8. Турон (?) а—известковые аргиллиты; б—мраморизованные известняки.
9. Верхний протерозой. Верхний рифей. Карбонатная формация.
а—мраморы мелкозернистые;
б—вулканомиктовые зеленые сланцы.
10. Верхний рифей. Формация порфиридов. а—кварц-полевошпатово-серпичитовые, местами с хлоритом и магнетитом плагиоориолитовые порфириды по лавам и пирокластам; б—субвулканические разности плагиоориолитовых порфиридов.
11. Верхний рифей. Формация порфиридов. а—альбит-эпидот-хлоритовые, альбит-эпидот-актинолитовые зеленые сланцы по лавам и пирокластам андезито-базальтового состава, б—хлоритовые сланцы по пирокластам (с рутилом).
12. Верхний рифей. Формация филлитов: кварц-полевошпатово-серпичитовые с биотитом, серпичит-хлоритовые и известковистые метакротовые и метапелитовые филлиты.
13. Средний рифей. Формация графитовых сланцев.
а—андалузит-гранат-кварц-двуслюдяные метапелитовые кристаллические сланцы;
б—кальцитовые мраморы.
14. Средний рифей. Формация кварцитовых сланцев а) турмалин-клинохлор-мусковит-кварцевые кристаллические сланцы; б) кальцитовые и в) доломитовые мраморы; горизонт кварц-магнетитовых руд.
15. Средний рифей. Формация пятнистых сланцев: кварц-хлорит-серпичит-двуслюдяные пелитово-псаммитовые кристаллические сланцы с пятнами «пинита», прослои заохренных доломитов и мраморов, микрогнейсы.
16. Средний (нижний?) рифей. Формация гранито-гнейсов и мигматитов: а—двуслюдяные гранито-гнейсы, плагиогранито-гнейсы, очковые и послойные мигматиты; б—амфиболиты.

Интрузивные породы

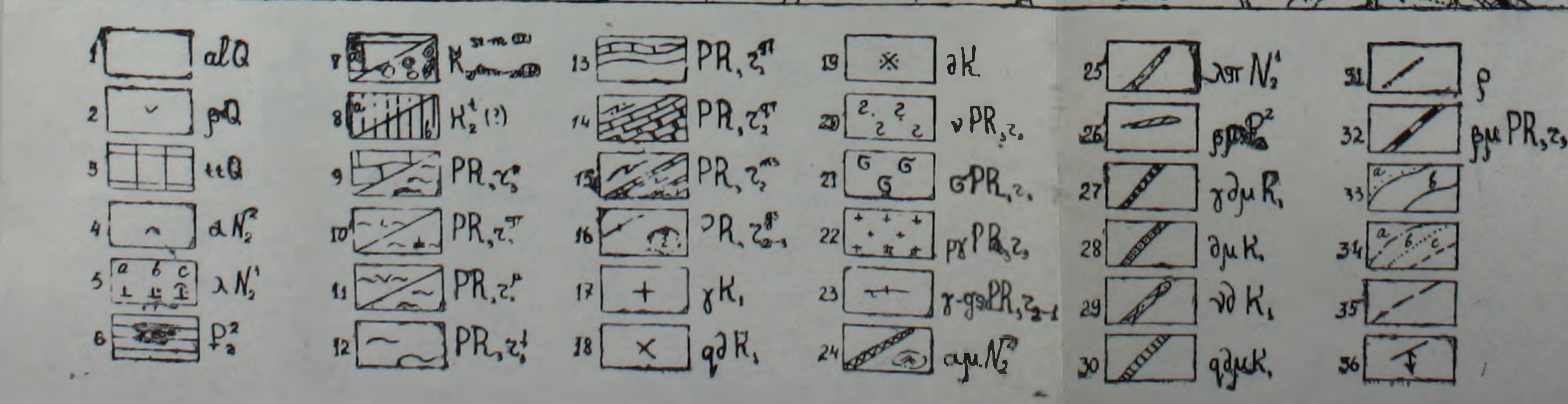
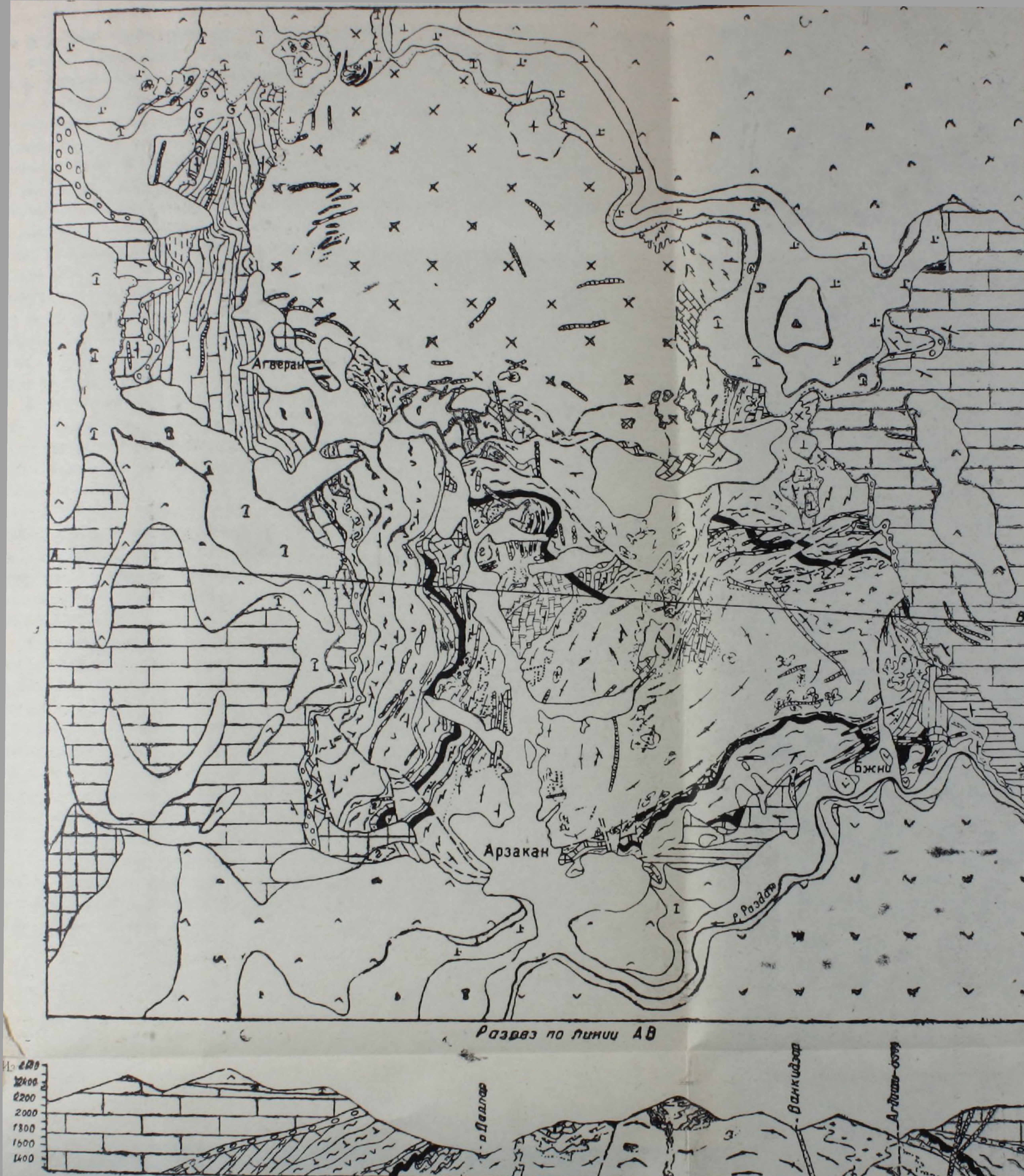
17. Неоком (?) Лейкократовые аноклазовые граниты.
18. Неоком. Тоналитовая формация: биотит-роговообманковые тоналиты, кварцевые диориты и гранодиориты.
19. Неоком. Тоналитовая формация. Роговообманковые диориты и габбро-диориты.
20. Верхний протерозой: Верхний рифей. Формация зеленокаменных габбро: альбит-эпидот-актинолитовые и альбит-уралитовые габбро и актинолитовые сланцы.
21. Верхний рифей. Формация ультрамафитов (протрузии). Апогарцбургитовые серпентиниты лизардит-хризотилитовые, хризотил-антигоритовые и тремолит-антигоритовые.
22. Верхний рифей. Формация лейкократовых альбитовых плагиогранитов и альбититов.
23. Средний рифей. Формация гранито-гнейсов.

Жильные породы

24. Средний плиоцен. Андезиты двупироксеновые:
а) некки б) дайки.
25. Нижний плиоцен. Липариты биотит-санидиновые.
26. Средний эоцен. Диабазы.
27. Неоком. Спессартиты.
28. Неоком. Диоритовые порфириды.
29. Неоком. Роговообманковые габбро-диориты.
30. Неоком. Кварцевые диорит-порфириды и порфиридные тоналиты.
31. Пегматиты и аплиты.
32. Верхний рифей. Зеленосланцевые диабазы, габбро-диабазы и амфиболиты.

Структурные обозначения

33. Контакты стратиграфические: а) несогласные; б) согласные.
34. Контакты: а) эруптивные; б) метасоматические; с) тектонические.
35. Разломы.
36. Залегание слоистости (сланцеватости) и склонение линейности.



2. *Формация порфиритоидов.* На основании детального картирования наблюдается срезание различных уровней формации филлитов подошвой формации порфиритоидов. Последняя сложена в основании горизонтом мягких хлоритовых сланцев, переходящих выше в кристаллические альбит-эпидот-хлоритовые, альбит-эпидот-актинолитовые порфиритоиды андезито-базальтового состава. В ней содержатся единичные линзы рассланцованных уралит-соссюритовых габбро и мраморов. Такие породы развиты также в анкаванской части Цахкуняцкого массива по ущельям Тальма и Атам. В апаранской части массива и по ущелью Оджах породы формации порфиритоидов представлены черными и темно-зелеными рутилоносными амфиболитами, что вызвано, с одной стороны, тепловым воздействием многочисленных синкинематических интрузий плагиогранитов, буквально «насыщающих» толщу амфиболитов, а с другой — преобладанием среди амфиболитов апогаббровых плутонических разностей с секущими контактами с подстилающими слюдяными сланцами. Переход порфиритоидов около плагиогранитов в амфиболиты лучше всего наблюдается на левом борту анкаванского ущелья при подходах к поселку Анкаван. Мощность формации порфиритоидов в арзаканской части составляет 600 м.

3. *Формация порфиридов.* В арзаканской части Цахкуняцкого массива представлена желтоватыми кварц-полевошпатово-серицитовыми филлитовидными сланцами бластопорфировой структуры по лавам и туфам плагиолипаритового состава [2]. Они согласно сменяют вверх по разрезу зеленые порфиритоиды. Субвулканические фации порфиридов развиты на левом борту р. Агверан в 1,5 км ниже поселка. Порфириды развиты также в окрестностях с. Молла-Кишлак. Плутоническими аналогами порфиридов, по-видимому, являются плагиограниты, широко развитые в апаранской и анкаванской частях Цахкуняцкого массива. Мощность формации порфиридов в арзаканской части составляет 300—400 м.

4. *Карбонатная формация.* Название формации условное, отражающее преобладание мелкозернистых розовато-серых и желтых гетеробластовых мраморов, развитых к западу от пос. Агверан, которые чередуются севернее поселка с пластами метаграувакковых эпидот-хлоритовых и кварц-хлоритовых зеленых сланцев. Аналогом карбонатной формации является чередование мраморов и зеленых сланцев участка Сары-кая к востоку от с. Анкаван, а также мраморы и зеленые сланцы, обнажающиеся в эрозионном окне из-под вулкаников и конгломератов основания апаранской толщи к северу от с. Меликгюх. Мощность карбонатной формации составляет 550—600 м.

Таким образом, суммарная мощность обнаженного разреза Цахкуняцкого кристаллического массива составляет почти 5 км, из коих 1,5 км составляют гранито-гнейсы основания, около 1,5 км — нижняя серия и около 2 км — верхняя серия.

Структура Цахкуняцкого массива

Прилагаемые геологические карты несут определенную структурную нагрузку посредством расположения литологических знаков по простиранию сланцеватости пород (рис. 1, 2). Из карты видно, что нижняя серия дислоцирована в близширотном северо-восточном плане в брахиформные складки с гранито-гнейсовыми ядрами (арзаканская часть) (рис. 1). Верхняя серия обнаруживает довольно устойчивый меридиональный план дислокаций, в особенности к югу от Такарлу-Анкаванского интрузива тоналитов неокома, рассекающего весь Цахкуняцкий массив с востока на запад в широтном направлении (рис. 2). В северной части массива в верхней серии преобладают северо-восточные простирания, переориентированные вблизи крупных разломов. Складки в верхней серии узкие, сжатые, с пологими шарнирами, тогда как в нижней серии и в гранито-гнейсах линейность обнаруживает крутое юго-западное склонение. В гнейсах и сланцах нижней серии интенсивно развит поперечный контракционный кливаж вкрест линейности, имеющий преимущественно меридиональное и северо-западное простирание при близвертикальном падении плоскостей трещин. Эти направления кливажа контролировали заложение меридиональных структур верхней серии. Кливаж в верхней серии имеет широтное и северо-западное простирания. Эти направления наименьшего сопротивления были, вероятно, использованы альпийскими движениями и контролировали внедрение тоналитовых плутонов неокома и заложение и деформации верхнемеловых и палеогеновых прогибов (рис. 2). Не приводя специального структурного анализа чехла, укажем лишь, что наличие узких линейно-вытянутых синклиналей мезо-кайнозойских отложений по северо-восточному краю Цахкуняцкого массива (Шишкая-Маймех-Оюхлю), опрокидывание флишoidных вулканитов эоцена к востоку между с.с. Бжни и Солак и образование Агавнадзор-Меградзор-Алаварского надвига связано, очевидно, с горизонтальным смещением Цахкуняцкого массива в северо-восточном направлении в миоцене. Из более древних разломов примечателен Лусагюхский разлом, который омещает конгломераты верхнего коньяка, но перекрывается пелитоморфными известняками сантона-маастрихта. По нему гранито-гнейсы основания разреза приподняты и частично надвинуты на вулканиты апаранской толщи. Однако это не может послужить поводом к отнесению всего Цахкуняцкого массива к аллохтонной пластине [2], поскольку в опущенном (западном) крыле разлома у с. Меликгюх зеленые сланцы и мраморы карбонатной формации обнажаются в основании апаранской толщи из-под спилитов, аргиллитов и базальных конгломератов, последние—с галькой кристаллических сланцев, белых лейкократовых крупнозернистых плагиогранитов и розовых микроклиновых гранитов и гранито-гнейсов. Это позволяет оценить вертикальную амплитуду Лусагюхского разлома у с. Меликгюх в 3,5 км, т. е. равное мощности сланцевого комплекса. Разлом маркирован катаклазитами и милонитами гранито-гнейсов и многочисленными выходами лейкократовых

Рис. 2. Схематическая геологическая карта Цахкуняцкого хребта (составил В. А. Агамалян по данным личных исследований с привлечением материалов Г. П. Багдасаряна, П. Л. Епремяна и А. Р. Арутюняна).

Условные обозначения

1. Четвертичные. Аллювиальные и делювиальные отложения, озерные галечники и глины, дацитовые туфы, базальтовые и андезито-базальтовые лавы, травертины.
2. Средний плиоцен. Трахиандезитовая формация.
3. Нижний плиоцен. Липаритовая формация. Полосчатые липариты, перлиты с обсидианами, туфы, туфопесчаники и лахаровые брекчии.
4. Палеоген. Щелочные и известково-щелочные вулканы памбакской свиты, известково-щелочные вулканы и вулканогенно-осадочные отложения ширакской и спитакской свит, известковые туфо-турбидиты палеоцена и нижнего эоцена.
5. Верхний мел. Известняки кампан-маастрихта, терригенно-карбонатные отложения сантона, песчаники и конгломераты коньяка.
6. Турон. Сланцеватые мергели и конгломераты.
7. Средняя юра. Формация толеитовых вулканитов: спилиты, вариолиты, диабазы, авгитовые андезито-базальтовые и авгит-плагноклазовые полифировые андезитовые порфириды, туфо-турбидиты и субвулканические тела авгитовых базальтов, андезитов, а также кварцевых порфиров и диоритовых порфиров.
8. Тоар-аален. Спилитово-аспидная формация (с. Сараландж): аргиллиты, алевролиты, граувакковые песчаники с конкрециями, прослои и потоки мандельштейнов-спилитов и кератофиоров.
9. Верхний протерозой. Верхний рифей. Верхняя серия кристаллического фундамента. Формации филлитов, порфиритондов, и карбонатных пород.
10. Верхний протерозой. Верхний рифей. Верхняя серия. Формация амфиболитов: рутил-альбит-клинохлоровые амфиболиты по габбро.
11. Верхний протерозой. Средний рифей. Нижняя серия. Формация графитовых сланцев (маркирующая).
12. Средний рифей. Формации кварцитовых и пятнистых сланцев.
13. Средний-нижний рифей. Формация гранито-гнейсов и мигматитов.

Интрузивные породы

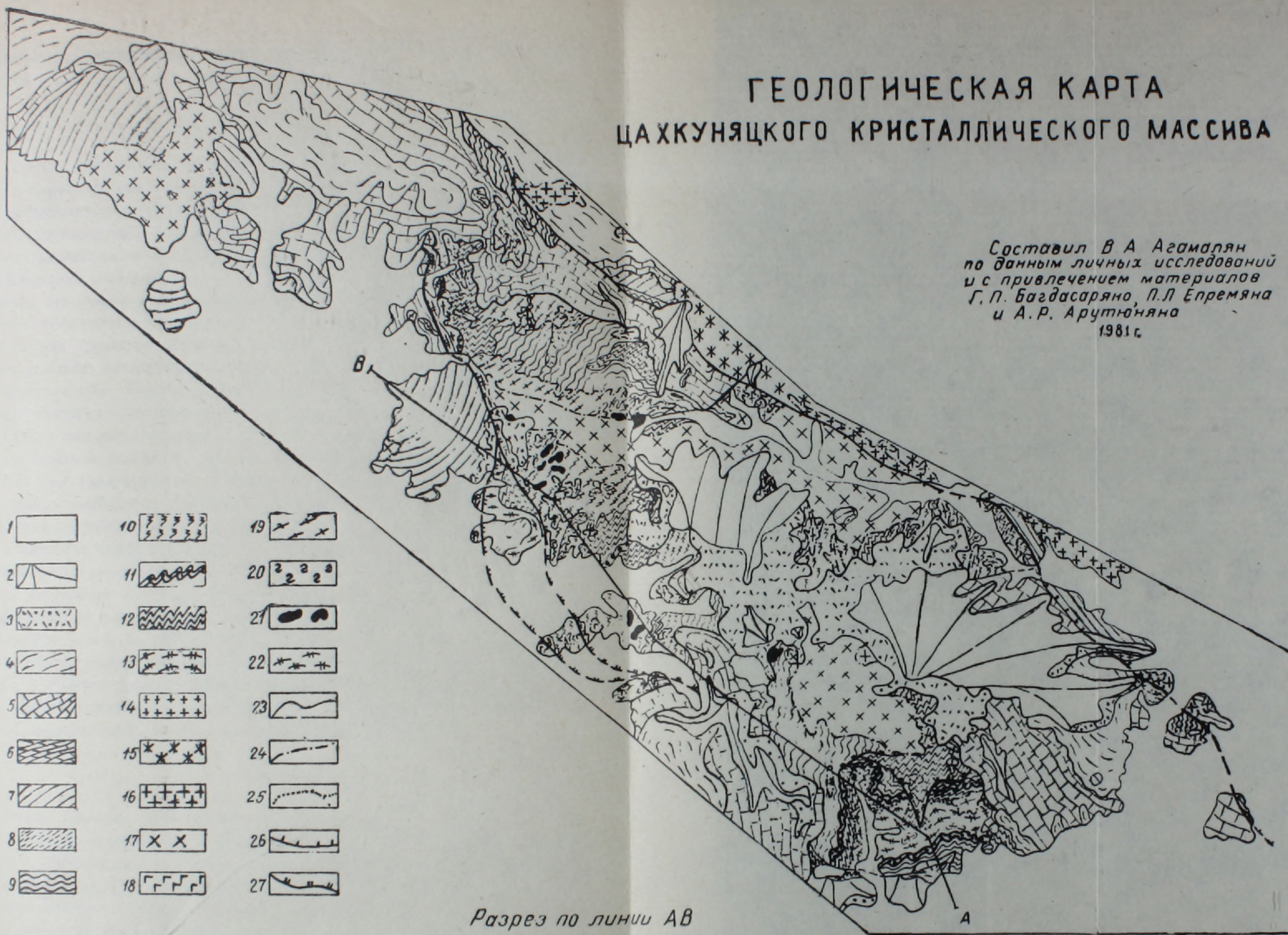
14. Верхнеэоцен-нижнеолигоценые. Кварцевые снениты, граноснениты и аляски-ты гранофировые.
15. Верхнеэоцен-нижнеолигоценые. Щелочные и нефелиновые снениты.
16. Верхнеэоцен-нижнеолигоценые. Монзониты, кварцевые монзониты, диориты, габбро-диориты.
17. Некомские. Тоналитовая формация. Тоналиты, гранодиориты, диориты, блотит-рогообманковые.
18. Некомские. Габбро двупироксеновые, диабазы.
19. Байкальские. Формация плагногранитов. Лейкократовые плагнограниты, альонитовые плагнограниты, альбититы.
20. Байкальские. Формация зеленокаменных габбро.
21. Байкальские. Формация ультрамафитов.
22. Добайкальские. Мигматизированные гранито-гнейсы.

Структурные обозначения

23. Стратиграфические контакты.
24. Интрузивные контакты.
25. Метасоматические контакты.
26. Разломы доверхнемиоценовые.
27. Разломы доконьякские.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ЦАХКУНЯЦКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Составил В. А. Агамалян
по данным личных исследований
и с привлечением материалов
Г. П. Багдасаряна, П. Л. Епремяна
и А. Р. Арутюняна
1981 г.



Разрез по линии АВ



гранитов, двупироксеновых габбро, диабазов и диоритовых порфиритов по всей своей длине от с. Курибугаз до с. Мравян.

Метаморфизм

Породы, слагающие формации нижней серии, имеют полиметаморфический характер, так как содержат минеральные парагенезисы альмандин-амфиболитовой фации древней консолидации и парагенезисы фации зеленых сланцев наложенного метаморфизма, отразившиеся на парагенезисах амфиболитовой фации в качестве регионального диафтореза [1].

Ключевой минеральный парагенезис более древнего этапа метаморфизма в пелитовой ассоциации (формация графитовых сланцев) представлен андалузит+альмандин+биотит+мусковит+кварц, в основных ассоциациях—роговая обманка+андезин+сфен+кварц. На этом основании условия метаморфизма пород нижней серии определяются как соответствующие $T=550^{\circ}\text{C}$ и $P=3800$ бар, отвечающие низкobarическому высокотемпературному типу Бахи [3]. В отличие от них, метаморфизм пород верхней серии носит одноактный прогрессивный характер, протекал в условиях фации зеленых сланцев при $T=320^{\circ}\text{C}$ и $P=2500$ бар (ключевые парагенезисы в основных ассоциациях—хлорит+эпидот+альбит+актинолит+лейкосен). Этот зеленосланцевый этап метаморфизма отразился на кристаллических сланцах нижней серии в качестве диафтореза [1]. В западной части Цахкуняцкого массива порфиритоиды верхней серии метаморфизованы в более высокой степени с переходом в черные амфиболиты с развитием оравнительно высокobarической ассоциации (сине-зеленая роговая обманка+клинохлор+рутил), а в аналогах формации филлитов обнаруживаются оранжевый биотит, гранат, кордиерит и новообразования калиевого полевого шпата, соответствующие высоким ступеням фации зеленых сланцев. В этом значительная роль принадлежит многочисленным синкинематическим интрузивным телам средне-крупнозернистых плагиогранитов.

Возраст

Новые полевые наблюдения автора позволяют опустить верхнюю геологическую границу пород Цахкуняцкого массива ниже лейаса на основании обнаружения подошвы апаранской толщи у северной окраины с Меликгюх [5]. Последние радиологические $Rb-Sr$ определения возраста аргиллитов основания апаранской толщи (190 млн. лет) подтвердили их раннеюрский возраст.

Наиболее надежными данными абсолютного возраста, выполненными по метаморфическим породам Цахкуняцкого массива, следует считать рубидий-стронциевые изохроны, полученные по гранито-гнейсам и альбитовым плагиогранитам Бжнийского массива в диапазоне 611 ± 27 млн. лет (гранито-гнейсы) и 647 ± 137 млн. лет (альбититы альбитовые плагиограниты). Эти данные, по-видимому, определяют время зеленосланцевого метаморфизма пород верхней серии. Учитывая, что при-

веденные радиологические измерения датируют время постметаморфического закрытия системы в отношении измеряемых изотопов, то время окончания отложения исходных пород необходимо отодвинуть еще на 50—70 млн. лет. Тогда время седиментации пород верхней серии будет соответствовать по меньшей мере верхнему рифею, а метаморфизм — байкальской (ассинтской) эпохе

Кардинальные различия в вещественном составе, плане дислокаций и степени метаморфизма между верхнерифейской серией и подстилающей нижней серией предполагает значительный временной интервал между ними [3]. Следовательно, время отложения исходных пород слюдяных сланцев нижней серии может соответствовать уже по меньшей мере среднему рифею, а метаморфизм амфиболитовой фации, вероятно, гренвилльской фазе складчатости¹.

Заключение

1. Цахкуняцкий массив является выступом кристаллического фундамента Цахкунк-Зангезурской (Армянской складчатой) структурно-формационной зоны Малого Кавказа с наиболее полным непрерывным разрезом докембрия мощностью в 5 км.

2. Стратиграфический объем толщи докембрия здесь расчленяется на две разновозрастные группы (серии):

Нижняя полиметаморфическая серия имеет субплатформенный разрез исходных карбонатно-псаммито-пелитовых отложений мощностью в 1,5 км, покоящихся на гранито-гнейсах основания с обнаженной мощностью более 1,5 км. Нижняя серия претерпела добайкальский метаморфизм бахнского типа в условиях альмандин-амфиболитовой фации ($T=550^{\circ}\text{C}$, $P=3,8 \text{ кбар}$) и последующий байкальский метаморфизм в фации зеленых сланцев.

Верхняя зеленосланцевая серия имеет геосинклинальный разрез исходных терригенно-вулканогенно-карбонатных пород, мощностью около 2 км, отложение которых происходило в верхнерифейское время на расколоте добайкальском основании. Она претерпела байкальский метаморфизм в фации зеленых сланцев, который, очевидно, привел к мобилизации на глубине гнейсов основания с развитием мигматитов, реоморфических гранитов и альбититов и обусловил диафторез кристаллических сланцев нижней серии.

3. Тектоническое строение нижней серии характеризуется брахиформной (германотипной) складчатостью широтного простирания, а верхняя серия имеет меридиональный план дислокаций с развитием сближенных линейных складок (уралотипный) с вергенцией в сторону выходов нижней серии.

4. Интерпретация данных рубидий-стронциевых изохронных определений позволяет ставить вопрос о различном возрасте консолидации (но не активизации!) кристаллических фундаментов различных структурно-

¹ По устному сообщению Б. М. Меликсетяна, уран-свинцовый возраст ортитов и цирконов из мигматитов Бжнийского массива превышает 1 млрд. лет.

формационных зон Малого Кавказа: возраст консолидации фундамента Цахжунк-Зангезурской (Армянской складчатой) зоны (Цахкуняцкий массив), равный 620 млн. лет, соответствует возрасту фундамента эпибайкальской Гондванской платформы, а фундамент Сомхето-Карабахской зоны по возрасту (300 млн. лет) соответствует эпигерцинской Восточно-Европейской платформе.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 2. XI. 1982.

Վ. Ա. ԱՂԱՄԱՆՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՄԻՆԶԲԵՄԲՐՅԱՆ ՇԵՐՏԱԳՐՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Մինչքեմբրյան հասակի ապարների լրիվ և անընդմեջ կտրվածքը մերկանում է Մաղկունյաց լեռնաշղթան կազմող և Փոքր Կովկասի Մաղկունք-Ջանգեզուրի ստրուկտուրային-ֆորմացիոն գոտու բյուրեղային հիմքի ելուստը հանդիսացող Մաղկունյաց զանգվածում:

Մինչքեմբրյան ժամանակաշրջանի լիթոշերտագրական ծավալում առանձնացվում են երկու տարբեր հասակի հաստվածքներ (սերիաներ)՝ կազմված 7 ֆորմացիաներից (շերտախմբերից):

Ստորին, կամ արզականի սերիան ունի բազմամետամորֆիկ զնեյս-թերթաքարային բնույթ՝ 3 կմ հզորությամբ, որը մինչբայկալյան ժամանակահատվածում ենթարկվել է ալմանդին-ամֆիբոլիտային ֆացիայի ($T=550^{\circ}$, $P=3,8$ կբր) Բախն տիպի մետամորֆիզմի, իսկ ավելի ուշ տեղի ունեցած բայկալյան ժամանակահատվածում՝ կանաչ-թերթաքարային ֆացիայի դիաֆտորեզի: Սկզբնական նստվածքները մինչև իրենց մետամորֆիզմի ենթարկվելը ներկայացված են եղել սուբալատֆորմային տիպի կրաքար-ավազակավային առաջացումներով՝ տեղադրված գրանիտ-զնեյսային հիմքի վրա:

Վերին, կամ հանքավանի սերիան ունի 2 կմ հզորություն և գեոսինկլինալային տիպի կտրվածք՝ սկզբնական տերիգեն-հրաբխածին-կարբոնատային բնույթի նստվածքներով, որոնք բայկալյան ժամանակահատվածում ենթարկվել են կանաչ-թերթաքարային ֆացիայի մետամորֆիզմի: Վերջինիս ազդեցության ներքո, հավանաբար, տեղի է ունեցել ստորին սերիայի հիմքում տեղադրված գրանիտ-զնեյսների մոբիլիզացումը և միգմատիտների, մասնակի վերահալված գրանիտների և ալբիտիտների առաջացումը, ինչպես նաև ստորին սերիան կազմող բյուրեղային թերթաքարերի դիաֆտորեզը:

Միգմատիտացված գրանիտ-զնեյսներից և ալբիտիտներից ստացված հասակային ռուբիդիում-ստրոնցիումային իզոթրոն որոշումների արդյունքները (620 մլն տարի), ըստ երևույթին, արտահայտում են նշված երկրորդ փուլի մետամորֆիզմի հասակը:

PRE-CAMBRIAN STRATIGRAPHY OF THE ARMENIAN SSR

Abstract

The more complete uninterrupted section of Pre-Cambrian deposits with a thickness of 5 *km* exposes in the Tsaghkuniats range on the Tsaghkuniats crystalline foundation prominence of Minor Caucasus Tsaghkunk-Zangueoor (Armenian folded) structural-formational zone.

In the Pre-Cambrian lithostratigraphical volume two groups (series) of different ages are marked out, which are divided into seven formations (suites).

The lower (arzakan) group (series) is a polymetamorphic gneissic-paraschist one with a thickness of about 3 *km*, which underwent regional metamorphism during pre-baikalian in a Bachn type (andalusite-almandine) under the amphibolite facies conditions ($T=550^{\circ}\text{C}$, $P=3,8$ kbr) as well as superposed baikalian metamorphism in green schist facies. The initial deposits have a subplatform carbonate-psammitic-pelitic character.

The upper (hankavan) group (series) with a thickness of 2 *km* has a geosynclinal section of initial terrigenous-carbonate-volcanogenous deposits, which underwent baikalian progressive metamorphism in the green schist facies evidently resulting to the mobilization of foundation gneisses, which has brought to the migmatites, reomorphic granites and albitites and stimulated the diaphoresis of lower series crystalline schists.

Rb-Sr isochronic determinations of baikalian age (620 *mln.* years) of the migmatitized granite-gneisses and albitites evidently fix the second episode of crystalline foundation metamorphism.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агамалян В. А. Региональный диафторез в Арзаканском кристаллическом массиве. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 1-2, 1968.
2. Агамалян В. А. О выделении свиты аполипаритовых порфиroidов в Арзаканском кристаллическом массиве. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 5, 1968.
3. Агамалян В. А. Докембрий—нижний палеозой Армянской ССР. Строение и состав метаморфических формаций. В кн. «Геология Армянской ССР», т. V, «Литология». Изд. АН Арм.ССР, 1974.
4. Агамалян В. А. Условия осадконакопления байкальского этапа. В кн. «Геология Армянской ССР», т. V, «Литология». Изд. АН Арм.ССР, 1974.
5. Агамалян В. А. Древние метаморфические комплексы Армянской ССР и специфика их крупномасштабного картирования. Тез. докл. II регион. петр. совещ. по Кавказу, Крыму и Карпатам, Ереван, 1973.
6. Акопян В. Т. К стратиграфии меловых отложений Базумского хребта. Известия АН Арм.ССР, сер. геол.-географ. наук, т. XV, № 1, 1962.
7. Акопян В. Т. Стратиграфия юрских нижнемеловых отложений Ю-В Зангезура. Изд. АН Арм.ССР, 1963.

8. Аракелян Р. А. Стратиграфия верхнего протерозоя-ордовика. В кн. «Геология Армянской ССР», т. II, «Стратиграфия». Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1964.
9. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. «Айпетрат», Ереван, 1958.
10. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. О возрасте палеозойских интрузий Армянской ССР. Известия АН Арм.ССР, сер. геол.-географ. наук, т. XIV, № 4, 1961.
11. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Казарян К. Б. Сравнительное изучение возраста древних метаморфических сланцев бассейна р. Ахум (Арм.ССР) K/Ar и Rb/Sr методами. В сб. «Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы». «Наука», М., 1978.
12. Белов А. А., Соколов С. Д. Реликты мезозойской океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении. Советская геология, № 8, 1973.
13. Котляр В. Н. Памбак, Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1958.
14. Назарян А. Е. Стратиграфия верхнего протерозоя—кембрия. В кн. «Геология СССР», т. XVIII, «Армянская ССР», «Недра», М., 1970.
15. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Арзаканского района. Изд. ВИТЕН, 1938.
16. Хедберг Х. (ред.) Международный стратиграфический справочник. «Мир», М., 1978.

УДК: 551.348.436(477)(091)

Ф. О. АРАКЕЛЯН

ИССЛЕДОВАНИЕ РАСКОПОК АНТИЧНЫХ СООРУЖЕНИЙ НА КЕРЧЕНСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ ИНТЕНСИВНОСТИ РАЗРУШИТЕЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Дан краткий обзор анализа макросейсмических последствий землетрясений 63 г. до н. э. и других сильнейших землетрясений античного периода с использованием археологических данных.

На конкретных примерах показаны степень повреждения античных сооружений и остаточные деформации грунтов и скальных оснований, сделана попытка количественной оценки каждого землетрясения.

В программе комплексных геолого-геофизических и инженерно-сейсмологических исследований на территории строительства Крымской АЭС и прилегающих районов предусматривалось проведение макросейсмического обследования античных городов, расположенных на Керченском полуострове.

Следует отметить, что землетрясения последних столетий на территории Крыма сравнительно хорошо изучены. Однако известно, что разрушительные землетрясения на Керченском полуострове происходили и в античные времена, о чем свидетельствуют руины античных городов, которыми так богат Керченский полуостров.

Главной целью проведенных исследований явилось определение интенсивности наиболее сильных (максимальных) землетрясений прошлого путем обследования остаточных деформаций в сооружениях, грунтах и скальных породах в районах раскопок античных городов.

Время и последствия данного землетрясения уточняются археологическими исследованиями. Кроме того, археология помогает выявлять антисейсмические мероприятия, примененные в строительстве античных сооружений, учет которых очень важен при определении интенсивности землетрясения.

К сожалению, до нас не дошли уцелевшие античные сооружения, обследование которых можно было бы определить верхнюю грань интенсивности максимальных землетрясений.

Таким образом, для решения поставленной задачи был выполнен комплекс подготовительных, полевых и камеральных работ, включающий следующие основные этапы исследований:

— сбор и аналитический обзор сведений об античных землетрясениях;

— осмотр раскопок античных сооружений совместно с археологами с целью нахождения следов землетрясений;

—специальные археологические исследования для определения времени и последствий данного землетрясения;

—выявление антисейсмических мероприятий, применяемых при строительстве данного сооружения;

—обследование грунтово-геоморфологических условий местности;

—определение преобладающего периода путем записи микросейсм или специально возбуждаемых свободных колебаний данной местности;

—анализ накопленного материала и определение интенсивности землетрясения.

1. Аналитический обзор сведений об античных землетрясениях на Керченском полуострове

В каталоге землетрясений М. В. Смирнова [10] отмечено, что на Керченском полуострове, у пролива, произошло землетрясение в IV в. до н. э., Об этом землетрясении имеются крайне скудные сведения. Флегонт Траллийский [12] упоминает недошедшее до нас сочинение Феоломпа Синопского, жившего в IV в. до н. э., в котором говорится: «В киммерийском Боспоре при внезапном землетрясении расселся один холм и выбросились кости огромных размеров так, что сложенный скелет оказался в 24 локтя длиною и что окрестные варвары бросили эти кости в Меотическое озеро (Азовское море)». Сравнительно больше сведений имеется по землетрясению на Керченском полуострове [4] 63 г. до н. э. Грек Дион Кассий Коккелан (II—III вв. н. э.) описал последние годы правления царя Митридата VI Евпатора (132—63 гг. до н. э.), когда после ряда поражений в войне с Римом от его обширных владений остались только Крым и Таманский полуостров [5]. По словам Диона Кассия в то время, когда в Риме были консулами Марк Цицерон и Гай Антоний, на территории Боспорского царства произошло «сильнейшее» землетрясение, разрушившее много городов. Совместное консульство Марка Цицерона и Гая Антония относится к 63 г. до н. э.

Другой автор, испанец Павел Оросий [9] сообщает, что когда на Боспоре отмечался праздник Цереры, внезапно произошло очень сильное землетрясение, вызвавшее грандиозные разрушения городов и полей. По всей вероятности, празднование Цереры (праздник урожая) проводили в первой половине осени, следовательно, землетрясение произошло в первой половине осени 63 г. до н. э.

Масштабы разрушений, причиненных сейсмической катастрофой 63 г. до н. э., надежнее всего показывает общий характер развалин, выявленных раскопками Боспорской столицы Пантикапея. Археологические работы преимущественно велись на «Митридатовой» горе. Известно, что «Митридатова» гора была застроена и обрамлена террасами, во всяком случае с IV в. до н. э. (и отчасти III в. н. э.).

По данным В. Д. Блаватского [4], археологическими работами установлено, что в первой половине I в. до н. э. произошли грандиозные разрушения не только всех зданий, но даже подпорных стен, сдержи-

вающих насыпи террас. Другим показателем сильных разрушений Пантикапея в 63 г. до н. э. является характер кладки двух стен, сооруженных в I в. до н. э. (вероятно, во второй половине столетия). Обе стены были сложены из разновременных каменных блоков, ранее принадлежавших постройкам VI—II вв. до н. э. Столь большая разновремен-

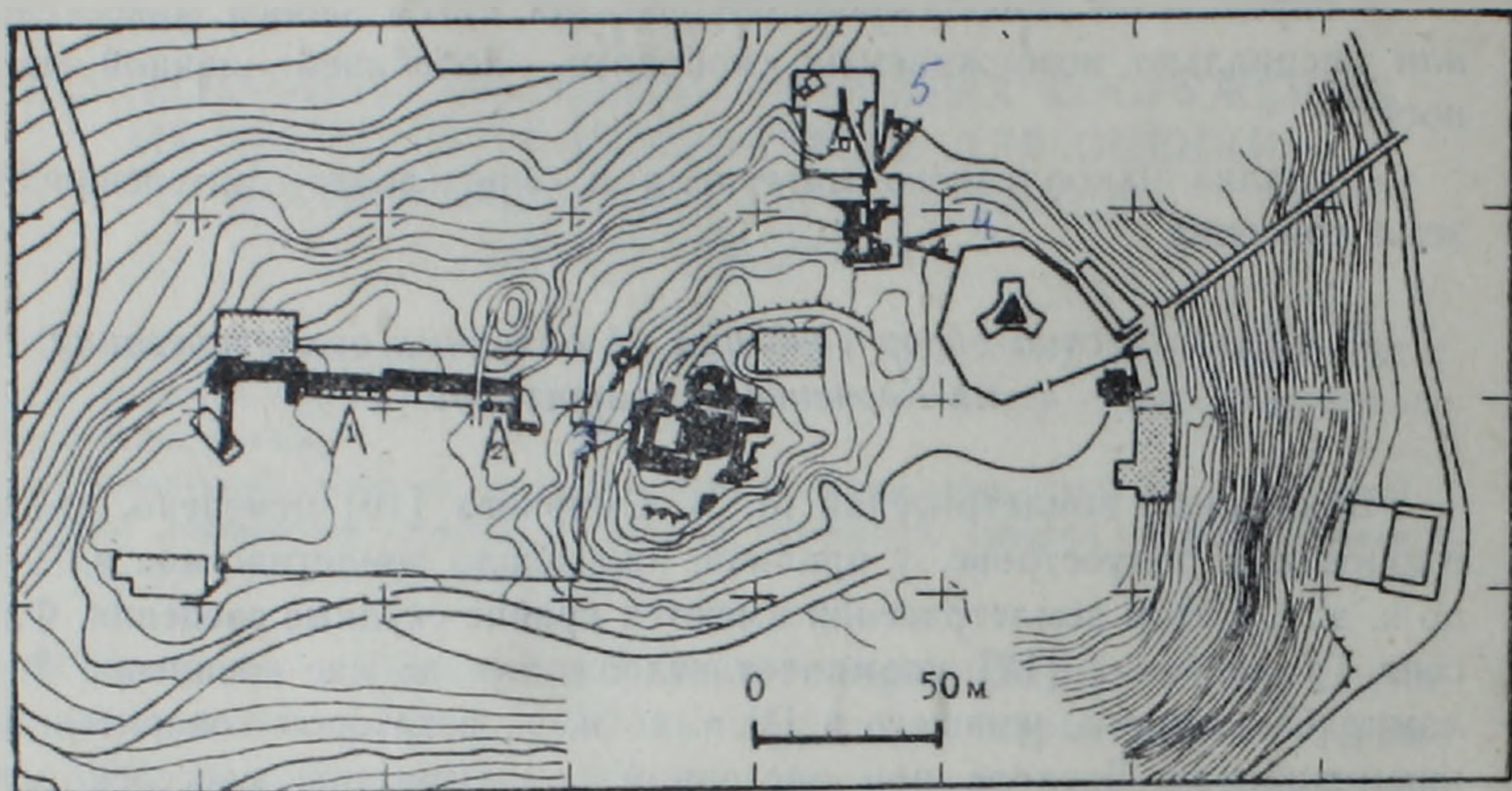


Рис. 1. План—схема района первого кресла г. Митридат.

ность строительных материалов не наблюдалась в зданиях, сооруженных как в более раннее, так и в более позднее время.

В вопросе датировки сильных землетрясений района Керченского пролива имеются определенные противоречия. В. Д. Блаватский считает возможным, что сообщение Флегонта Траллийского ¹²[2] относится к землетрясению 63 г. до н. э. И. В. Ананьин вначале [1] датировал это землетрясение 417 г. н. э., однако в дальнейшем [8, 2] вернулся к датировке 63 г. до н. э.

В настоящее время возобновились археологические исследования на Пантикапее экспедицией Музея изобразительных искусств им. А. С. Пушкина под руководством В. П. Толстикова.

Автору предоставилась возможность ознакомиться на месте с результатами этих работ.

В связи с тем, что в сейсмологических работах [1, 2 и др.] нет подробного описания и анализа археологического материала, рассмотрение которого способствует уточнению сведений о сильных землетрясениях прошлого, на рис. 1 мы привели план-схему первого кресла г. Митридат, составленную В. П. Толстиковым. Треугольниками обозначены пункты археологически зафиксированных следов и последствий землетрясения 63 г. до н. э.

В пункте № 1 обнаружены остатки стен дома конца VI и начала V вв. до н. э. и западной стены монументального здания III—II вв. до н. э., деформированной землетрясением. В пункте № 2 обнаружен фрагмент кладки стены, сооруженной из архитектурных деталей зданий, после землетрясения 63 г. до н. э. В пункте № 3 обнаружены деформа-

нии скалы Первого кресла г. Митридат, служившей основанием цитадели акрополя Пантикапеи, сооруженной после землетрясения 63 г. до н. э. в 40-х годах 1 в. до н. э. В пункте № 5 были обнаружены разрушения террас в период землетрясения 63 г. до н. э. и прослежены их последующие перестройки и ремонт.

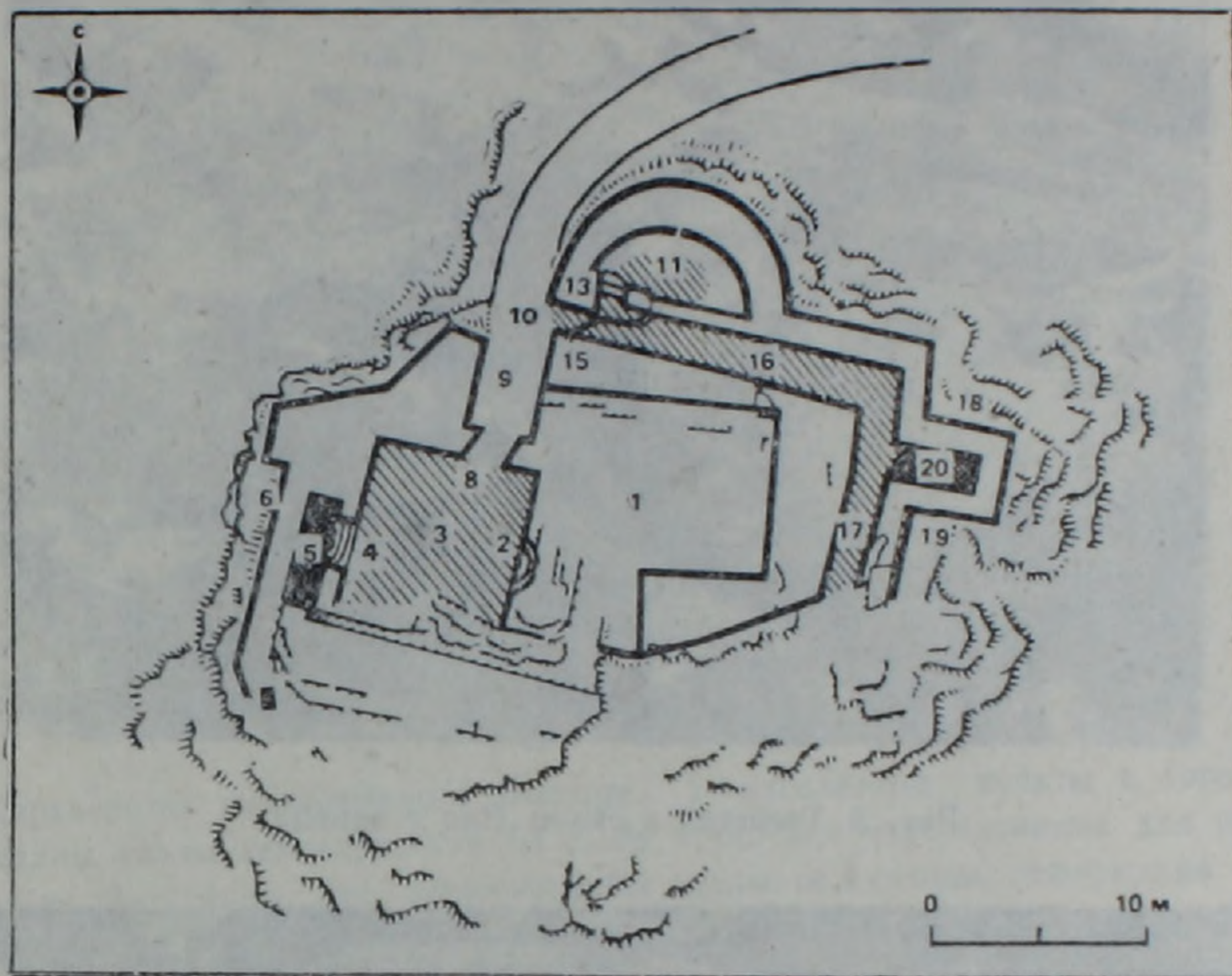


Рис. 2. План-схема цитадели акрополя Пантикапея.

На рис. 2 приведена план-схема цитадели с указанием пунктов, в которых зафиксированы следы деформации скалы. На рис. 3 и 4 показаны трещины в скале, которые были заполнены известковым раствором с битой черепицей.

Следы землетрясений были обнаружены также при раскопках других городов Боспора. На рис. 5 приведена карта-схема киммерийского Боспора, с указанием пунктов, в которых археологически зафиксированы следы землетрясения и которые перспективны для изучения в этом плане. Так, в небольшом городке Мирмикии, находившемся в 5 км к северо-востоку от Пантикапея (см. рис. 5), при раскопках 1950 г. В. Д. Блаватским были замечены следы сильного разрушения, вызванного землетрясением 63 г. до н. э. [4].

В пункте 5 (см. рис. 5) недалеко от села Михайловка Б. Г. Петерсом обнаружена северная оборонительная стена города, которая развалилась наружу в 1 в. до н. э. Следов тарана нет. Надо полагать, что это результат землетрясения 63 г. до н. э.

При осмотре раскопок древнего города Нимфей было замечено, что угловая часть наружной оборонительной стены толщиной 1,5—2 м сильно деформирована. По всей вероятности, эта деформация—результат

землетрясения 63 г. до н. э., после чего были приняты меры быстрого восстановления стены (видны нерегулярные ряды и разновременные камни). Восстановление стены было связано с войной, которая шла в это время с Римом. Не исключено, что гибель города Нимфей—результат



Рис. 3. Трещина в скале. Вид с запада.

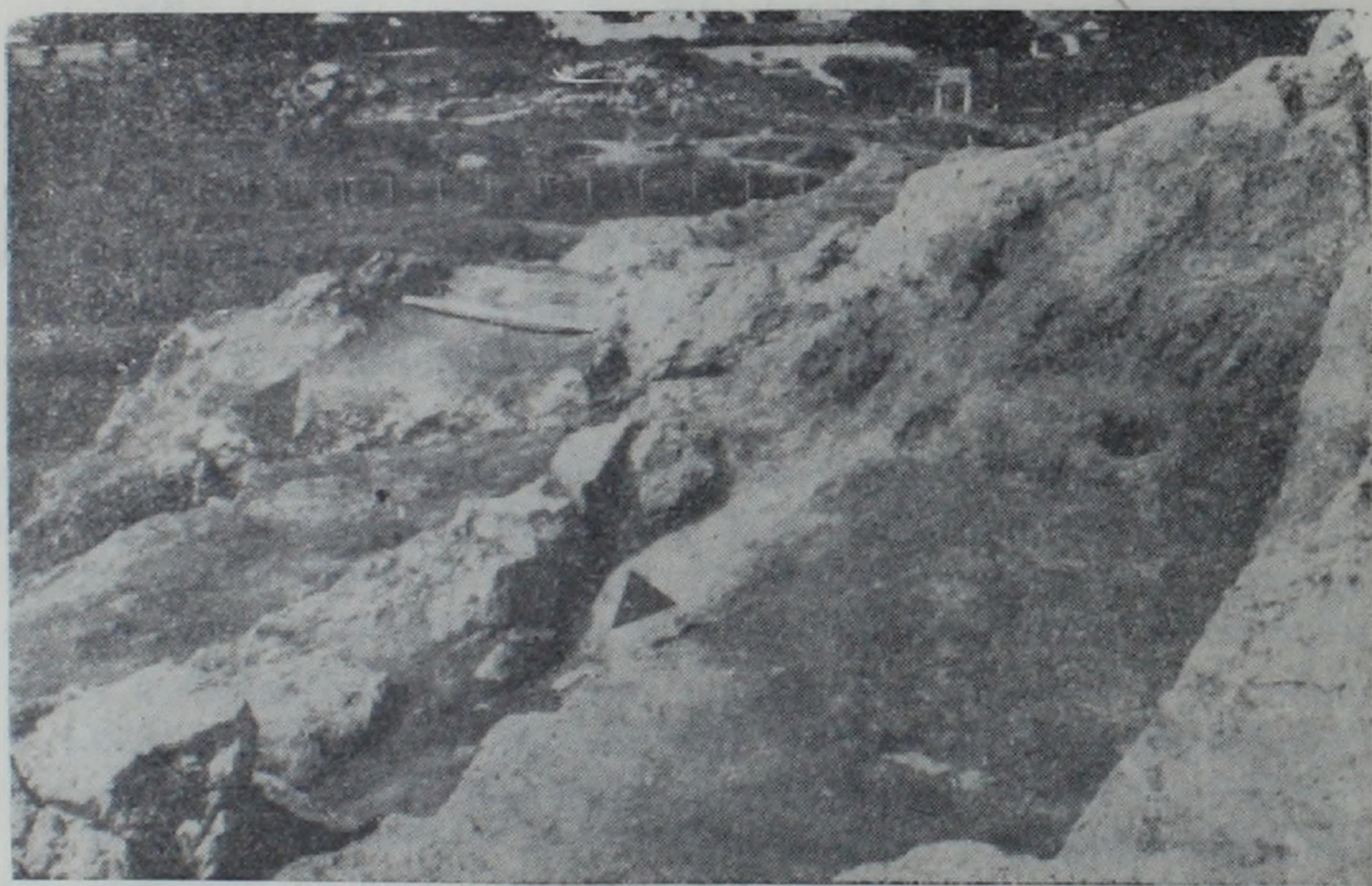


Рис. 4. Трещина в скале. Вид с юга.

тат не только землетрясения, но и поражения в войне, как утверждают историки.

Следующее сильное землетрясение на территории Крыма по каталогу [8] произошло в сентябре 480 г. в районе г. Херсонес. Однако, там же, в примечании отмечается, что И. В. Ананьин предполагает по ар-

геологическим данным возникновение в 275 г. н. э. ± 10 лет еще одного сильного (Боспорского) землетрясения. Подтверждением этого служат результаты наших наблюдений археологических раскопок в районе мыса Зюк (Зенонов Херсонес) близ пос. Курортное на побережье Азовско-



Рис. 5. Карта-схема киммерийского Боспора. 1—населенные пункты и города, где зафиксированы следы землетрясения 63 г. до н. э., или перспективные для изучения в этом плане. 2—районы, где зафиксированы следы остаточных деформаций грунтов или скальных пород.

го моря. Показ раскопок произвел начальник Восточно-Крымской экспедиции ИА АН СССР А. А. Масленников. Им были показаны крупные наломы материковой скалы, отколовшиеся от основного монолита и упавшие на расстояние до 10 м от него, лежавшие, по мнению А. А. Масленникова, на культурном слое, датируемом концом III—началом IV вв. н. э. Кроме того, там имело место множество трещин на грунте, особенно выделялась скала, расколотая в центральной части по всей ее высоте (видимая глубина трещин около 10 м, ширина около 1 м) (рис. 6).

2. Антисейсмические мероприятия в древней архитектуре

Монументальные сооружения Пантикапея на террасовых склонах горы Митридат по своей топографии находятся в особом положении и требуют специального фундаментального укрепления для обеспечения устойчивости.

Серьезность положения заключается в том, что фундаментом под почвой здания служит слоистая, иногда песчаниковая скала, представляющая монолит, легко подвергающаяся трансформации (передвижениям, сдвигам, осадкам). Чтобы у построек не было переломов при колебаниях грунта или оползнях, строители эллинистической поры

строили сооружения из крупного штучного материала в два ряда (внешний—фасадный и внутренний—панцири), надеясь на монолитность кладки при тщательном притесе соприкасающихся постелей. При строительстве учитывалась сейсмичность территории. Имеются примеры антисейсмических конструкций.



Рис. 6. Мыс Зюк. Трещина в скале.

Наблюдения А. С. Башкирова [3] показали, что подошва фундаментов, сложенных из крупного штучного материала, стоит на тонком слое гравийного песка, смешанного с глиной. На слое гравийного песка фундамент заложен в первом ряду из тщательно пригнанных квадров, поставленных на ребро, второй ряд сложен из подобных квадров, положенных на постель, третий и четвертый ряды квадров лежат не непосредственно на втором ряду, а на прокладке из мелких камней, которые если бы при землетрясении и раздробились между крупными блоками, то остались бы на месте как эластичная подушка, предохраняющая крупные блоки от разрушения. Многие сооружения имели антисейсмические деревянные поясы через 1,5÷2 м по высоте [11].

3. Определение интенсивности античных землетрясений

Интенсивность античных землетрясений определяется как по дошедшим до нас сведениям современников, так и по остаточным деформациям грунтов.

Ниже приводятся основные характеристики последствий землетрясений IV в. до н. э., 63 г. до н. э. и 273 г. н. э.

Дата	Место	Характеристики последствий землетрясений	Источник	Примечание
IV в. до н. э.	Керченский полуостров у пролива. Пантикапей	Расселся один холм и выбросил кости огромных размеров. Искривление фундаментов непосредственно на скальном основании.	[10] [13] Сведения Толстикова В. П.	
63 г. до н. э. I полов. осени.	Керченский полуостров, Боспорское царство. Пантикапей	Разрушены многие из городов, находящихся во власти Митридата. Грандиозное разрушение городов и полей. Разрушение подпорных стен, сдерживающих насыпи еррас, множество трещин в скале горы Митридаг.	[5] [9] [4] [12]	
	Город Нимфей	Общее разрушение города с оборонительными стенами. Деформация фундамента оборонительной стены.		Требуются дополнит. археологические исследования по части следов на грунте.
	с. Мирмикая (5 км к северо-востоку от Пантикапея)	Следы сильного разрушения.	[4]	
	Недалеко от села Михайловка.	Разрушена северная стена города.	Петерс Б. Г.	
Конец III начало IV вв. (275 г. н. э. $\pm$ 10 лет по мнению И. В. Аналина.	Мыс Зюк Боспор	Обвалы, большие трещины в грунте (шириной около 1 м).	Наши наблюдения и Масленникова А. А. [8]	

Анализируя последствия античных землетрясений и руководствуясь методическими рекомендациями по инженерному анализу последствий землетрясений [7] с учетом грунтовых условий [6] и антисейсмических мер при строительстве античных сооружений, можно разюмировать:

1. В IV в. до н. э. на Керченском полуострове, в частности в Пантикапее, действительно произошло сильное разрушительное землетрясение.

2. Интенсивность землетрясения IV в. до н. э. ориентировочно можно оценить в 8 баллов. Для окончательной оценки требуются дополнительные исследования, в том числе и археологические.

3. Интенсивность землетрясения 63 г. до н. э. на Керченском полуострове можно оценить в 8—9 баллов.

4. Наши наблюдения подтверждают мнение И. В. Ананьина о возникновении сильного разрушительного землетрясения в 275 г. н. э. ± 10 лет.

Интенсивность этого землетрясения нами ориентировочно оценена в 8—9 баллов, но требуются дополнительные исследования на большей площади, для окончательной оценки.

Филиал ВНИИАЭС
г. Ереван

Поступила 29. III. 1983.

Յ. Հ. ԱՌԱՔԵԼՅԱՆ

ԿԵՐՉԻ ԹԵՐԱԿՂՁՈՒՄ ԱՎԵՐԻՉ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ԻՆՏԵՆՍԻՎՈՒԹՅԱՆ ՈՐՈՇՈՒՄԸ ԱՆՏԻԿ ՇԻՆՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՊԵՂՈՒՄՆԵՐԸ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐԵԼՈՒ ՄԻՋՈՑՈՎ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հնեաբանական տվյալներն օգտագործելու միջոցով տրված է մ.թ.ա. 63 թ. երկրաշարժի և անտիկ ժամանակաշրջանի այլ ուժեղ երկրաշարժերի հետեւիվանքների մակրոսեյսմիկ անալիզի համառոտ բնութագիրը:

Կոնկրետ օրինակներով ցույց են տրված անտիկ շինությունների և ապառաժային հիմքերի մնացորդային դեֆորմացիաները, փորձ է արված տալու յուրաքանչյուր երկրաշարժի քանակական գնահատականը:

F. H. ARAKELIAN

INVESTIGATION OF ANTIQUE CONSTRUCTIONS EXCAVATIONS IN THE KERCH PENINSULA FOR THE DESTRUCTIVE EARTHQUAKES INTENSITY ESTIMATION

Abstract

The brief review of macroseismic after-effects analysis of powerful earthquakes in 63 B. C. and some others in antique period is brought with application of archeological data.

By concrete examples the degree of antique constructions damages as well as the grounds and rocky foundations deformations are shown, an attempt is made to estimate quantitatively each of the earthquakes.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ананьин И. В. В книге «Сейсмическое районирование СССР», под ред. Медведева, 1968.
2. Ананьин И. В. Сейсмичность Северного Кавказа, «Наука», М., 1977.
3. Башкиров А. С. Антисейсизм древней архитектуры. IV, Юг СССР, Калинин, 1948.
4. Блаватский В. Д. Землетрясение 63 г. до н. э. на Керченском полуострове, Ж. «Природа», № 8, 1977.
5. Касий Дион. Римская история XXXVII, II, 4, Зап. Русск. археол. общ-ва, СПб., том XI, вып. 3 и 4, кн. 4, 1900.
6. Леонов И. И. Природные явления в шкале сейсмической интенсивности. В сб. «Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности». «Наука», М., 1975.
7. Методические рекомендации по инженерному анализу последствий землетрясений. М., 1981.
8. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древних времен до 1975 г. «Наука», М., 1977.
9. Оросий Т. История против язычников. VI, 5, 1, «Зап. Класс. отд. Русск. археол. общ-ва» СПб, том III, вып. 1 и 2, 1906.
10. Смирнов М. Б. Каталог землетрясений в Крыму. Изд. общества по изучению Крыма. Симферополь, 1931.
11. Сокольский Н. И. Деревообрабатывающее ремесло в античных государствах Северного Причерноморья. Наука, М., 1971.
12. Флегонт Траллийский. Об удивительных явлениях: XIX. 48, «Зап. Русск. археол. общества» СПб, том XI, вып. 3 и 4, 1900.

УДК: 553.21/.24(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Дж. В. МХИТАРЯН

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ И УСЛОВИЯ
ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ МЕГРАДЗОРСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Геолого-структурные особенности Меградзорского месторождения определяются расположением его на стыке двух металлогенических зон—Памбак-Зангезурской и Севано-Амасийской.

В геологическом строении месторождения участвуют породы кироваканской свиты среднеэоценового возраста, представленные лавами андезито-дацитового состава, их туфами и туфобрекчиями. Они слагают юго-западное крыло Памбакской синклинальной складки, представляющей собой моноклинал северо-западного простирания. Последняя осложнена разрывными нарушениями близширотного, северо-восточного и северо-западного направлений, а также мелкими антиклинальными структурами, в ядре которых выступают интрузии сиенит-монцонитового ряда. Они прорывают древнюю толщу метаморфических сланцев, осадочные образования верхнего мела, туфогенно-осадочную толщу среднеэоценового возраста и по радиологическим определениям имеют верхний эоцен—нижнеолигоценовый возраст (37—39 млн. лет) [3].

Жильные породы месторождения представлены сиенит-порфирами, граносиенит-порфирами, диорит-порфиритами и лампрофирами различного состава. Они в основном простираются в северо-восточном и северо-западном направлениях и по отношению к оруденению являются дорудными.

Рудные тела представлены кварц-сульфидными жилами и зонами прожилково-вкрапленной минерализации, приуроченными к разрывам восток-северо-восточного направления. Падают они на север, северо-запад под углами 50—85°. Последние образуют систему трещин, сопряженных с северо-западными дорудными нарушениями. Многие из них структурно взаимосвязаны, имеют небольшие размеры и, по существу, являются апофизами наиболее крупных жил, общее количество которых не превышает 10. Они обычно залегают в зонах дробления пород, имеют выдержанную мощность и крутые падения. На участках повышенной трещиноватости пород жилы и зоны прожилково-вкрапленной минерализации образуют раздувы, где их мощность достигает нескольких метров. С глубиной общее количество жил и апофиз уменьшается. Некоторые крупные жилы по падению сближаются, образуя жильные зоны, а часть из них сливается.

Золоторудная минерализация на месторождении распределена весьма неравномерно. На фоне рядовых, часто убогих руд, встречаются участки с высокой концентрацией рудной минерализации (рудные столбы по В. М. Крейтеру). В условиях Меградзорского месторождения рудные столбы с достаточно четкими границами вытянуты в восточном направлении, со склонением преимущественно на северо-восток (рис. 1).

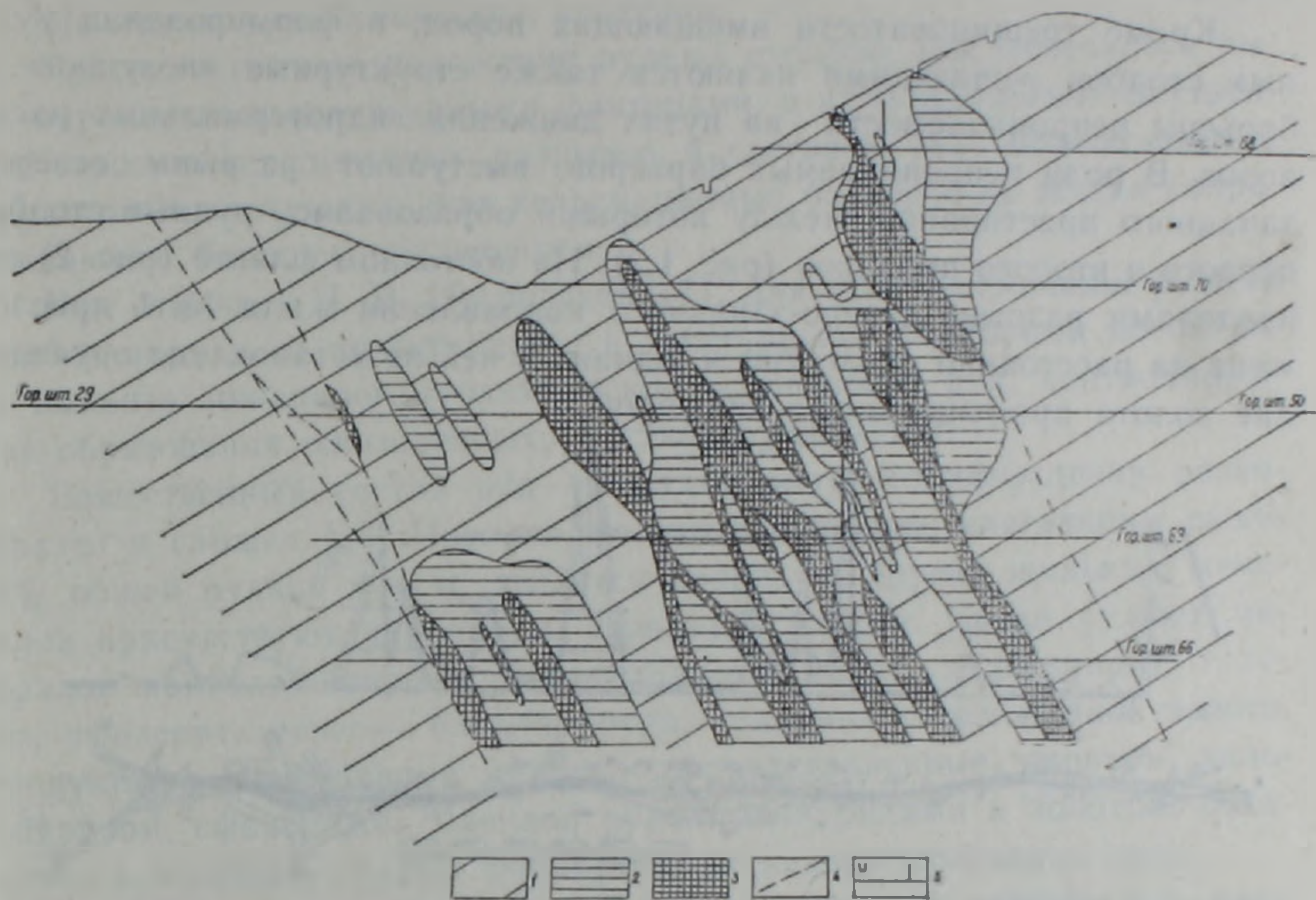


Рис. 1. Особенности рудных столбов в жиле 1 (проекция на вертикальной плоскости): 1. Бедные руды. 2. Средние промышленные руды. 3. Богатые руды (рудные столбы II порядка). 4. Тектонические нарушения. 5. Горные выработки.

Анализ закономерностей распределения золотого оруденения в рудных телах позволяет нам в их пределах выделить рудные столбы двух порядков. Столбы первого порядка объединяют все промышленно ценные руды, а второго порядка—обогащенные золотом участки рудных тел.

Выяснение причин образования повышенных концентраций рудного вещества и их характеристика, как отмечалось исследователями [4, 5, 6, 7, 8], имеют важное научное и прикладное значение. Для решения этой задачи, мы попытались выявить некоторые критерии локализации богатого оруденения Меградзорского месторождения, которые помогут целенаправленному ведению геологоразведочных и эксплуатационных работ.

Структурные критерии являются важнейшими факторами, определяющими распределение золото-сульфидной минерализации. В результате картирования трещиноватости вмещающих вулканитов (более 3000 замеров) установлено, что трещины северо-восточного простирания развиты повсеместно, а трещины северо-западного простирания—

локально. Установлено также, что содержание золота в жилах сопровождается интенсивным проявлением во вмещающих породах трещиноватости северо-западного простирания, т. е. рудные столбы образовались на пересечениях трещин северо-западного и северо-восточного направлений.

Статистические данные показывают, что содержание золота не зависит от мощностей жил. Концентрации золота отмечаются на некотором удалении от максимальных мощностей рудных тел.

Кроме трещиноватости вмещающих пород, в формировании рудных столбов решающими являются также структурные «ловушки» и барьеры непроницаемости на путях движения гидротермальных растворов. В роли непроницаемых барьеров выступают разрывы северо-западного простирания, между которыми образовались рудные столбы первого и второго порядков (рис. 1,2). На восточном фланге (рис. 2) за пределами разрыва северо-западного направления жила № 1 прослежена на расстоянии около 200 м, однако в ней не установлено оруденение золота промышленного значения.

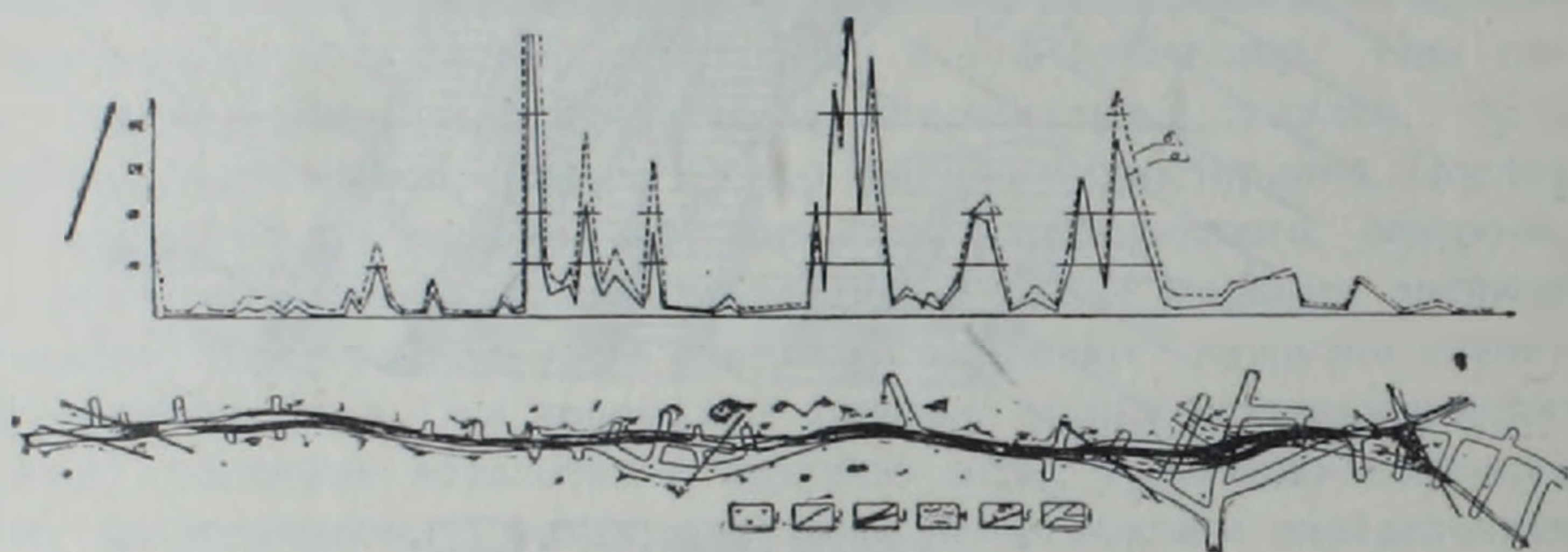


Рис. 2. График колебаний средних содержаний золота (а) и серебра (б) по жиле 1 (горизонт шг. 50, штр. 7, 8). 1. Порфириты. 2. Дайки лампрофира. 3. Кварцево-сульфидная жила. 4. Прожилково-вкрапленная минерализация. 5. Разрывные нарушения. 6. Горные выработки.

Резкое изменение простирания или падения рудовмещающих структур часто вызывает появление пустых камер с увеличенной мощностью, в которых образуются рудные столбы определенного морфологического типа. При прочих равных условиях чем сложнее строение жил, тем выше в них содержание золота и сопутствующих рудных компонентов.

Наиболее богатые рудные тела часто сопровождаются дайками лампрофиров (рис. 2). При этом в жилах, располагающихся в лежащем боку даек, наблюдается концентрация золота. Это обстоятельство, несомненно, свидетельствует о важной экранирующей роли меланократовых даек лампрофиров в локализации богатого оруденения. В то же время жилы, локализующиеся вблизи даек монцонит-порфиров, граносиенит-порфиров и диоритовых порфиритов, не обнаруживают признаков обогащения золотом.

Текстурные критерии на месторождении являются одним из важных прямых признаков для оценки продуктивности оруденения. Вол-

нообразная поверхность жил и подвижки вдоль них обуславливают появление в различных их частях определенных текстурных рисунков руд. В приоткрытых участках жил, где формируются рудные столбы, преобладают полосчатые, массивные, гребенчатые текстуры. На приоткрытых контактах или приконтактовых участках жил повсеместно наблюдаются брекчиевидные и брекчиевые текстуры, где рудный материал обычно сильно раздроблен.

Минералого-геохимические критерии.

Пространственное положение рудных столбов, как отмечалось выше, определяется структурными факторами, а их морфология—внутренним строением рудоносных разрывов и составом руд. Благоприятные структурные «ловушки», или непроницаемые барьеры, не всегда сопровождаются богатым оруденением.

Как отмечает Н. В. Петровская [7], для прогнозирования рудных столбов наряду со структурными и текстурными факторами необходимо выявить минералого-геохимические особенности руд, контролирующие образования обогащенных участков рудных тел.

Вещественный состав руд Меградзорского месторождения разнообразен и сложен [1]. Преобладающим минералом, слагающим около 80% общей рудной массы, является кварц, из других жильных минералов присутствуют карбонаты, серицит и хлорит. Среди рудных минералов наиболее широко распространены пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, менсее— блеклая руда, теллуриды, самородное золото. Продуктивные ассоциации минералов, представленные пиритом, халькопиритом, сфалеритом, блеклой рудой, теллуридами и золотом, отлагались в позднюю стадию формирования кварц-сульфидных жил.

На месторождении устанавливается отчетливая зависимость между степенью концентрации золота и количественным проявлением вышеотмеченных сульфидов (рис. 3). Повышение концентрации золота сопровождается увеличением общей доли сульфидов в рудных телах. Нарастание концентрации золота с глубиной приводит к появлению на определенной глубине высокопродуктивных руд. Ниже интервала максимальной продуктивности количество сульфидов свинца и цинка уменьшается и возрастает роль кварц-пирит-халькопиритовых руд.

Другие специфические минералого-геохимические особенности золоторудных столбов Меградзорского месторождения выявляются при анализе закономерностей изменения средних содержаний золота в вертикальном разрезе (рис. 4). Для построения этого графика взяты среднеарифметические содержания золота, рассчитанные для отдельных горизонтов рудничного опробования. Как видно, верхние подстолбовые части жил обычно характеризуются простым составом и убогой золотоносностью. С глубиной концентрация золота возрастает. При этом интервал максимальной продуктивности, в зависимости от геологических особенностей строения рудовмещающих структур и минерального состава руд в различных жилах и на месторождении в целом, варьирует в широких пределах. Ниже этого интервала содержание золота постепенно понижается.

Аналогичная зависимость наблюдается также при анализе законо-

мерностей изменения средних содержаний золота в мономинералах. (рис. 5). Микроскопически в богатых золотом рудах широкое развитие имеют различные сульфосоли и теллуриды золота, серебра, висмута и свинца [2]. Из графика следует, что зона развития богатых руд характеризуется весьма неравномерным распределением золота в мономине-

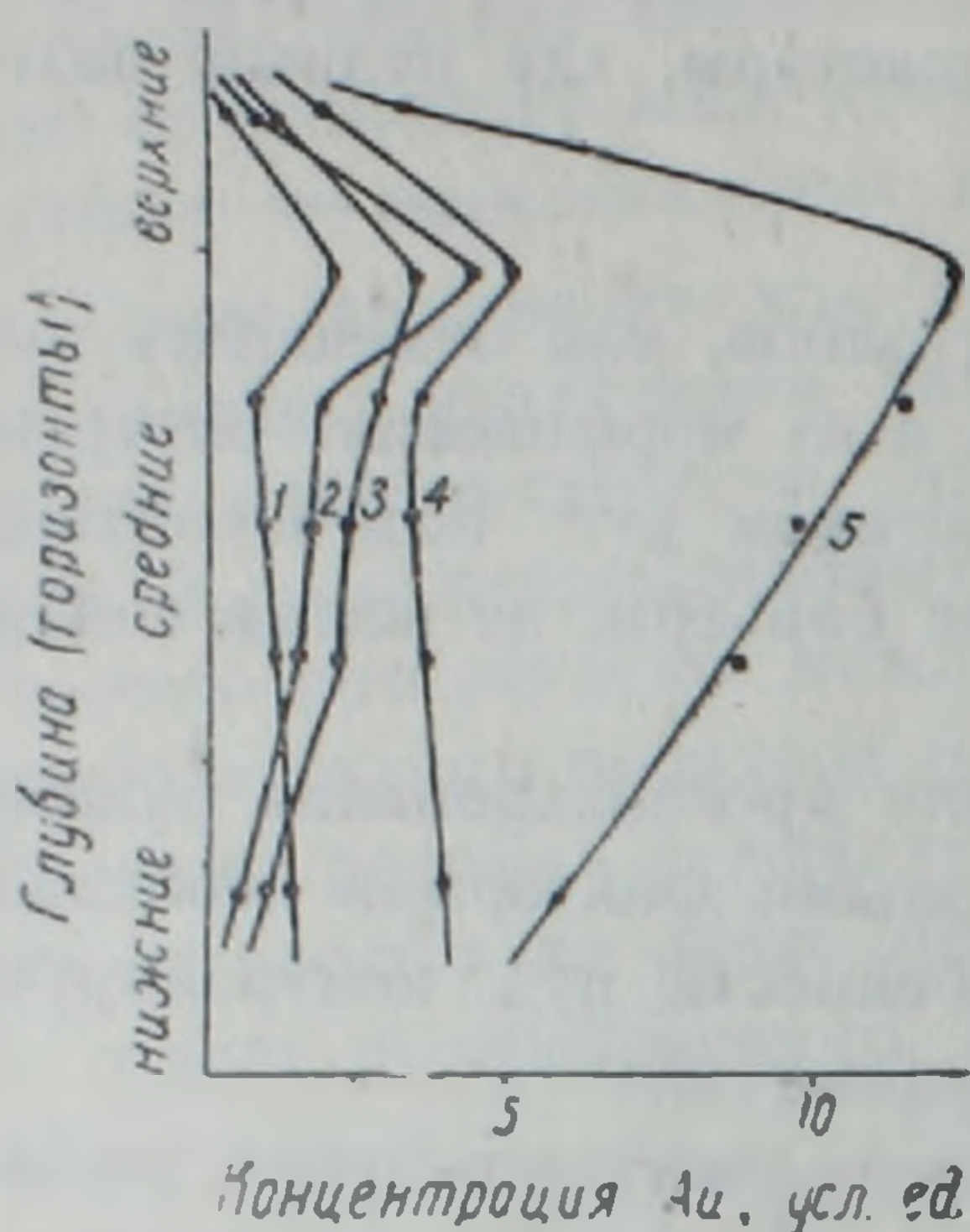


Рис. 3

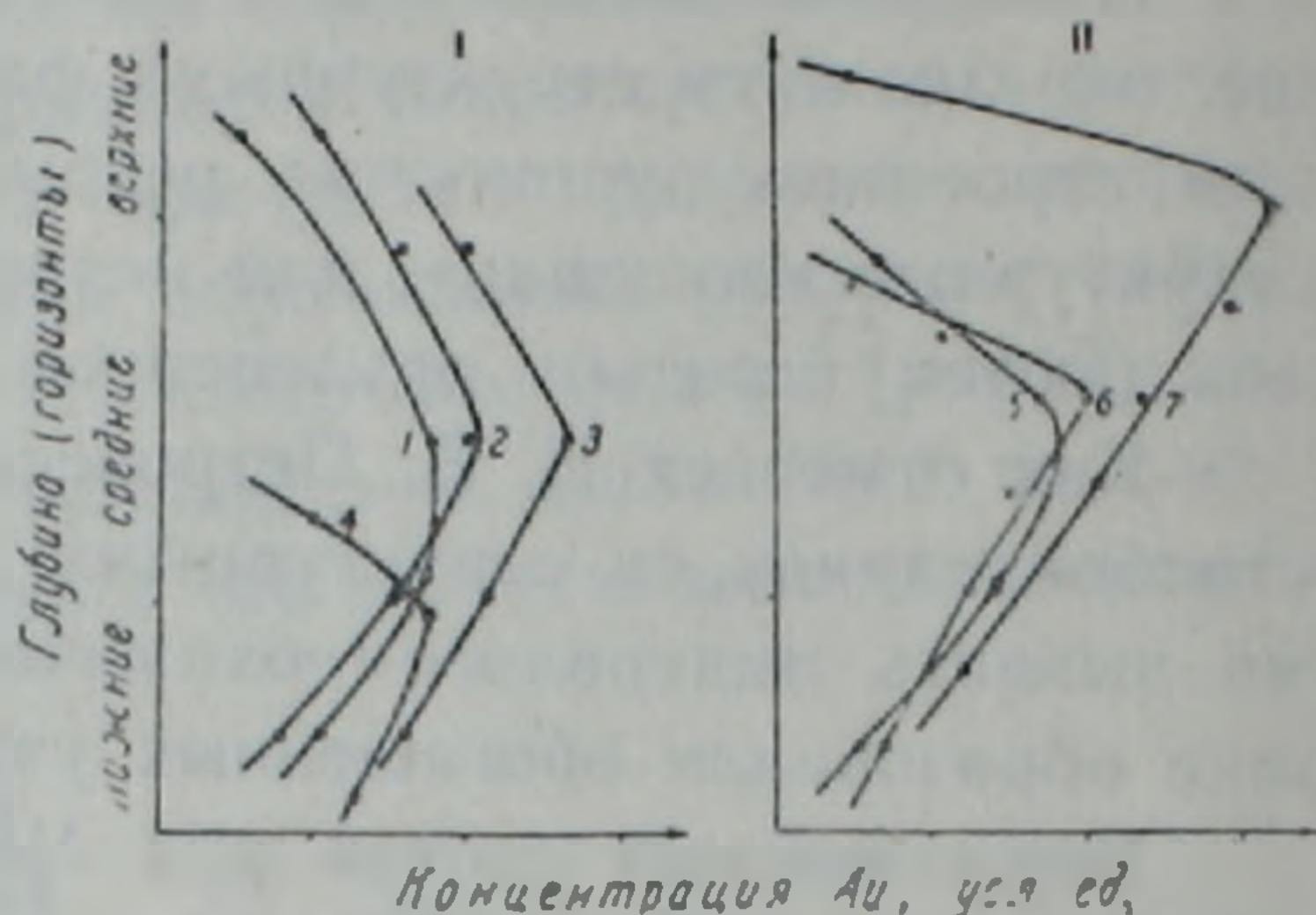


Рис. 4

Рис. 3. Изменение минерального состава руд и содержание золота по падению жилы 1. По вертикали глубина от поверхности, по горизонтали содержание минералов (в %).

1. Халькопирит 2. Галенит. 3. Сфалерит. 4. Пирит. 5. Золото (усл. ед.).

Рис. 4.—Изменение средних содержаний золота (усл. ед.) в вертикальном разрезе рудных столбов. I—Западный участок. II—Центральный и восточный участки. 1, 2, 3. Жила 2 (с запада на восток). 4. Жила 9. 5. Жила 5. 6. «Слепая» жила. 7. Жила 1.

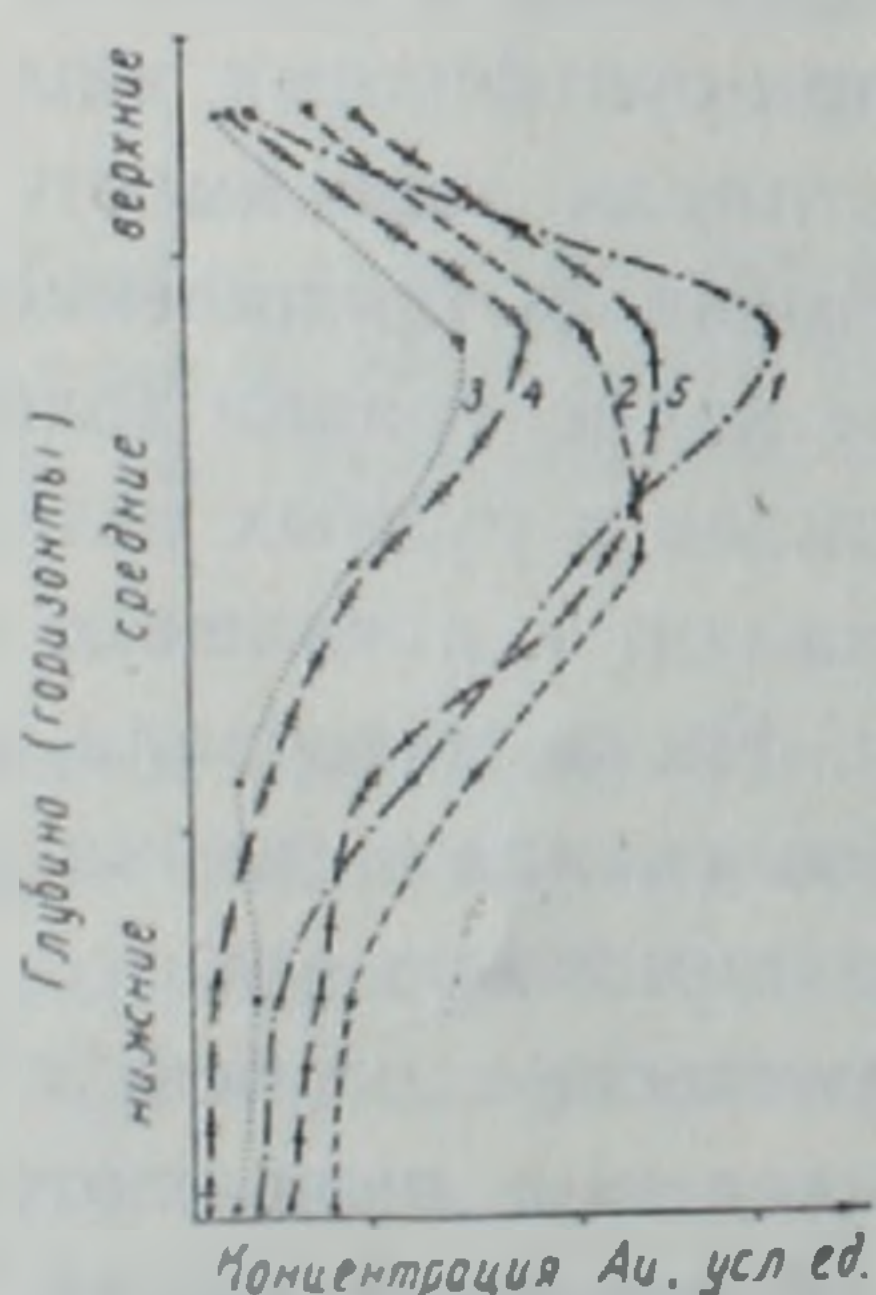


Рис. 5. Изменение концентрации золота в мономинералах по падению жилы 1. 1. Концентрат. (90—95% сульфидный концентрат, содержащий пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклую руду, теллуриды золота, серебра, свинца и висмута). 2. Пирит. 3. Халькопирит. 4. Сфалерит. 5. Галенит.

ралах. Однако, средние содержания на отдельных горизонтах близки. Нижние части рудных столбов, помимо снижения концентрации блеклых руд и в определенных зонах глубинности теллуридов, характеризуются отчетливым снижением золотоносности. Таким образом, зоне максимальной золотоносности соответствует наиболее сложный состав руд, упрощающийся в корневых частях рудных столбов.

На основании анализа вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. Наиболее богатые концентрации золота отмечаются в узлах пересечения трещиноватости северо-восточного и северо-западного простираний.

2. Меланократовые дайки повышенной основности играли важную экранирующую роль в локализации рудных столбов с повышенной концентрацией золота.

3. Содержание золота в рудных телах находится в прямой зависимости от количества и состава сульфидов. Руды с высокой концентрацией золота характеризуются сложным минеральным составом, повышенным содержанием сульфидов и широким развитием минералов продуктивной ассоциации.

4. Все известные рудные столбы генетически взаимосвязаны. Они являются результатом единого прерывисто-непрерывного процесса рудообразования. В их образовании важное место принадлежит структурным, минералого-геохимическим, а также физико-механическим и петрохимическим свойствам рудовмещающих пород.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 5. V. 1982.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Амирян Ш. О. К условиям образования Меградорского золоторудного месторождения. В кн. «Вопросы магматизма, рудообразования и минералогии Армянской ССР». Зап. Арм. отд. Всес. мин. общества, вып. 4, Изд. Гос. университета, Ереван, 1970.
2. Амирян Ш. О., Карапетян А. И. Минеральный состав руд Меградорского золоторудного месторождения. В кн. «Экспериментально-методические исследования рудных минералов». «Наука», М., 1965.
3. Багдасарян Г. П., Лукасян Р. А. и другие. Итоги определения абсолютного возраста отдельных магматических комплексов Армянской ССР. Тр. X сессии комиссии по опред. абсолют. возраста геол. формаций. Изд. АН СССР, М., 1962.
4. Бородаевский Н. И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценки месторождений золота. Тр. ЦНИГРИ, вып. 35, 1960.
5. Вольфсон Ф. И., Некрасов Е. М. Опыт систематики рудных столбов месторождений Кансайской группы, различных свинцово-цинковых месторождений Карамазара и других районов. В кн. «Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля». Недра, М., 1965.
6. Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.
7. Петровская Н. В. О некоторых закономерностях размещения рудных столбов и минералогических критериях поисков скрытых участков богатых руд (на примерах некоторых золоторудных районов). Сб. «Вопросы изучения и методики поисков скрытого оруденения». Госгеолтехиздат, 1963.
8. Тимофеевский Д. А. О структурно-морфологических типах рудных столбов в золоторудных месторождениях и соотношения их с зональностью. В кн. «Проблемы образования рудных столбов». «Наука», Новосибирск, 1972.

УДК 550.837.3

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. Б. ГАМОЯН, С. В. БАДАЛЯН, Г. В. АРУТЮНЯН, Е. М. ЛУЛЕЧЯН

СПОСОБ УЧЕТА КВАЗИСТАЦИОНАРНЫХ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПОМЕХ ПРИ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКЕ МЕТОДАМИ ПОСТОЯННОГО ТОКА

Интенсивность квазистационарных электрических помех на рудных месторождениях и в районах промышленных центров достигает десятков мВ/м , частота появления импульсов составляет $0,05\text{—}2 \text{ имп/сек}$, радиус распределения их полей достигает 10 и более км [2, 4, 6]. Представленные параметры помех указывают на их существенное влияние при работе электроразведочными методами [7]. Особенно велика их роль в распределении поля постоянного тока при работе методами сопротивлений, естественного электрического поля (ЕП), заряда и др.

На ряде месторождений, как например Зодском кварц-сульфидном, Алавердском медном, Дастакертском медно-молибденовом Армянской ССР, квазистационарные помехи наблюдаются в течение одной или двух смен работы рудников. На Кафанском, Шамлугском, Шаумянском и других рудниках, где горно-добывающие работы производятся круглосуточно, а также в районах городов, электрифицированных железных дорог и других промышленных центров электрические помехи наблюдаются постоянно [2].

Из изложенного следует, что во многих районах проведение электроразведочных работ на постоянном токе крайне затруднено. Ввиду этого представляет особую важность разработка методики подавления или учета рассмотренных помех.

В литературе известен компенсационный способ подавления нестационарных электрических помех с использованием дополнительной мостиковой схемы [1]. Однако, предложенная методика применима лишь при синхронном изменении помех на базовом и полевых пунктах. Вместе с тем разработка такой схемы чрезмерно трудно осуществима в связи с необходимостью повышения коэффициента усиления измерительных приборов на порядок 10^6 .

Известно, что на рудниках основными источниками квазистационарных электрических помех являются электрифицированные железнодорожные линии в подземных горных выработках [2, 3, 7]. Они характеризуются изменением интенсивности генерации тока в земле. Разработаны электротехническое подобие и математическая модель такого («линейно-двухполюсного») источника. Потенциал поля прямого «линейно-двухполюсного» источника, с расположением полюсов в концах его, на поверхности земли определяется формулой [4, 5]:

$$U = \frac{I\rho\Delta K'}{2\pi} \left[\sum_{i=1}^n \frac{(1 - \Delta K)^{i-1}}{\gamma_i} - \sum_{j=n+1}^{2n} \frac{(1 - \Delta K)^{2n-j}}{\gamma_j} \right], \quad (1)$$

где I — величина тока, подаваемого в землю через источник (рельсы); ρ — удельное электрическое сопротивление среды; $\Delta K = \Delta R_p / (\Delta R_p + \Delta R_k)$; ΔR_p — электрическое сопротивление Δl отрезка рельса; $\gamma_{i(j)}$ — расстояние точки наблюдения от i (j)-го отрезка рельса; $2n$ — количество Δl отрезков; $\Delta K'$ — коэффициент, определяющийся расположением электродов.

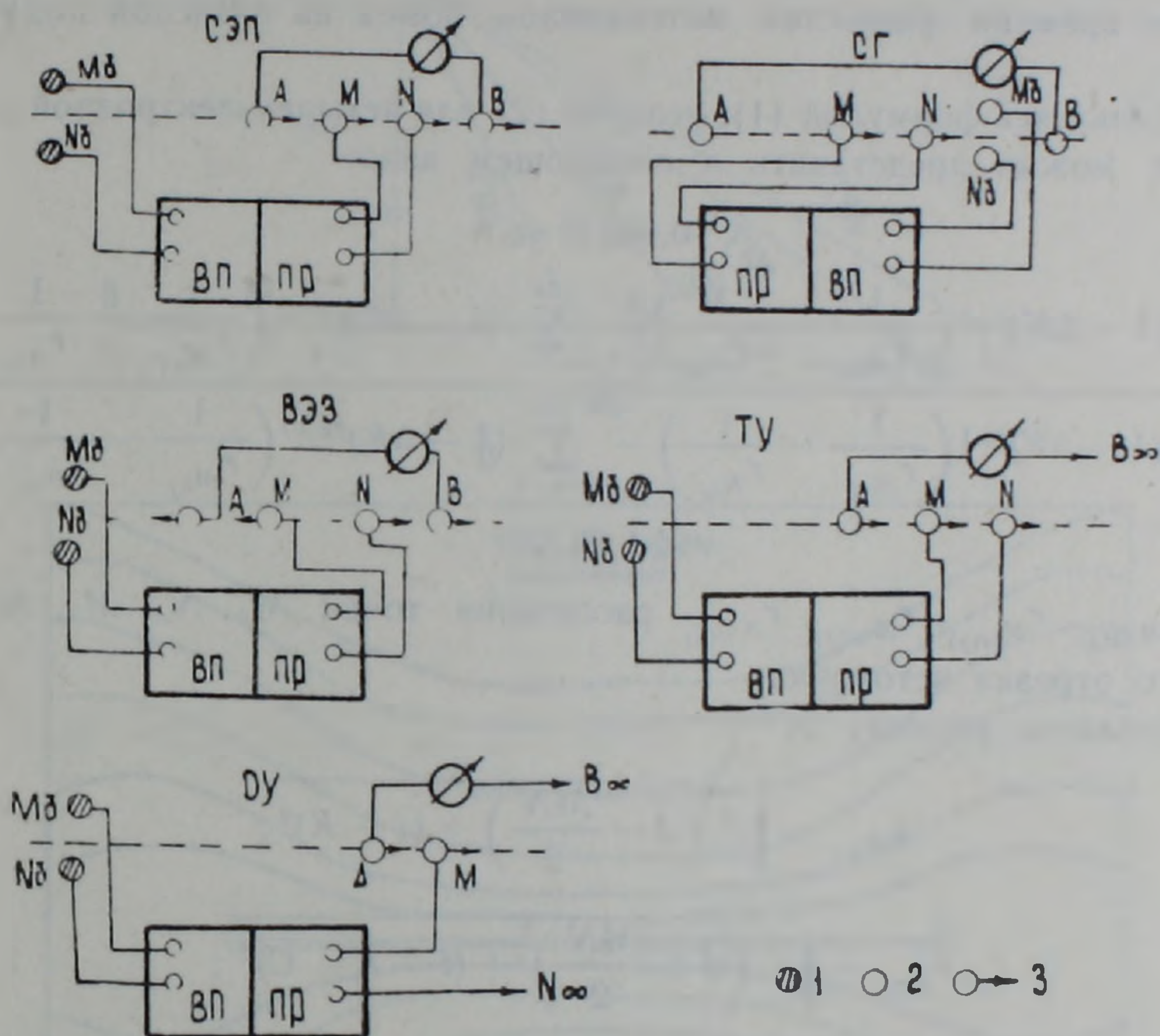


Рис. 1. Установки наблюдений методами сопротивлений (модификации симметричного электропрофилирования — СЭП, срединного градиента — СГ, вертикального электрического зондирования — ВЭЗ и заряда (градиентный — ТУ и потенциальный — ДУ варианты) при наличии квазистационарных электрических помех. 1 — базисные электроды; 2 — неподвижные рабочие электроды; 3 — подвижные рабочие электроды.

В методе сопротивлений широко применяются способы вертикального электрического зондирования (ВЭЗ), срединного градиента (СГ), а также четырехэлектродной симметричной (СЭП), трехэлектродной (ТУ) и двухэлектродной (ДУ) установок [7]. Нами предлагаются аналоги перечисленных установок (рис. 1), разрешающие учет влияния квазистационарных электрических помех.

Отличительной чертой предложенных установок по сравнению с существующими является использование двухбазисной (M_δ, N_δ) и полевой (M_n, N_n) приемных подустановок. Причем базисная подустановка ориентируется перпендикулярно к профилю наблюдений таким образом, чтобы разность потенциалов между точками M_δ и N_δ поля, задаваемого

для геофизических работ, равнялась нулю. Этого можно добиться путем перемещения электродов базисной подустановки.

Предельное расстояние между приемными установками исходит из условия

$$\frac{\delta \Delta U_n}{\delta \Delta U_0} \approx D, \quad (2)$$

где D — некоторая постоянная; $\delta \Delta U_n$ — приращение во времени разностей потенциалов помех на полевой подустановке; $\delta \Delta U_0$ — приращение во времени разностей потенциалов помех на базисной подустановке.

Пользуясь формулой (1), условие (2) для четырехэлектродной установки можно представить в следующем виде:

$$\begin{aligned} & 0,956 D \leq \\ & \leq \frac{\sum_{i=1}^{n+1} (1 - \Delta K)^{i-1} \left(\frac{1}{r_{M_{ni}}} - \frac{1}{r_{N_{ni}}} \right) - \sum_{j=n+1}^{2n} (1 - \Delta K)^{2n-j} \left(\frac{1}{r_{M_{nj}}} - \frac{1}{r_{N_{nj}}} \right)}{\sum_{i=1}^{n+1} (1 - \Delta K)^{i-1} \left(\frac{1}{r_{M_{0i}}} - \frac{1}{r_{N_{0i}}} \right) - \sum_{j=n+1}^{2n} (1 - \Delta K)^{2n-j} \left(\frac{1}{r_{M_{0j}}} - \frac{1}{r_{N_{0j}}} \right)} \leq \\ & \leq 1,05 D, \end{aligned}$$

где $r_{M_{ni(j)}}$, $r_{N_{ni(j)}}$, $r_{M_{0i(j)}}$, $r_{N_{0i(j)}}$ — расстояния точек M_n , N_n , M_0 , N_0 от i (j)-го отрезка источника.

Согласно рисунку 2а

$$\begin{aligned} r_{M_{0i}} &= \sqrt{\left(d - \frac{MN}{2}\right)^2 + (i - K)^2}; \\ r_{N_{0i}} &= \sqrt{\left(d + \frac{MN}{2}\right)^2 + (i - K - C)^2}; \\ r_{M_{ni}} &= \sqrt{d^2 + (i - K - C)^2}; \quad r_{N_{ni}} = \sqrt{d^2 + (i - K - C - MN)^2}. \end{aligned}$$

Методика полевых работ при использовании предложенных установок заключается в следующем. Например, при четырехэлектродной симметричной установке питающие и полевые приемные электроды устанавливали в начале профиля. На расстоянии C от приемной подустановки, определенной по формуле (3), устанавливали базисную подустановку. Приемные подустановки присоединяли к входам «ПР» и «ВП» усилителя станции ВП-59. После компенсации постоянной составляющей естественных полей (для данного момента времени) производили одновременную запись изменения разностей потенциалов на полевой и базисной подустановках при отключенном состоянии питающей цепи. Включали ток в питающую цепь, продолжая регистрацию изменения разностей потенциалов. После исследования первой точки питающие и рабочие приемные электроды перемещали на вторую точку, оставляя базисную подустановку неподвижной. Базисную подустановку перемещали на вторую точку стояния после того, как исследован первый интервал профиля

длиной $2C$. Новую точку стояния базисной подустановки выбирали таким образом, чтобы с нее при данной величине D , вычисленной по формуле (3) (рис. 2б), можно было перекрыть три точки первого интервала. С нового базисного пункта снимали профиль по обе стороны от него. После окончания второго интервала переходили на третий и т. д.

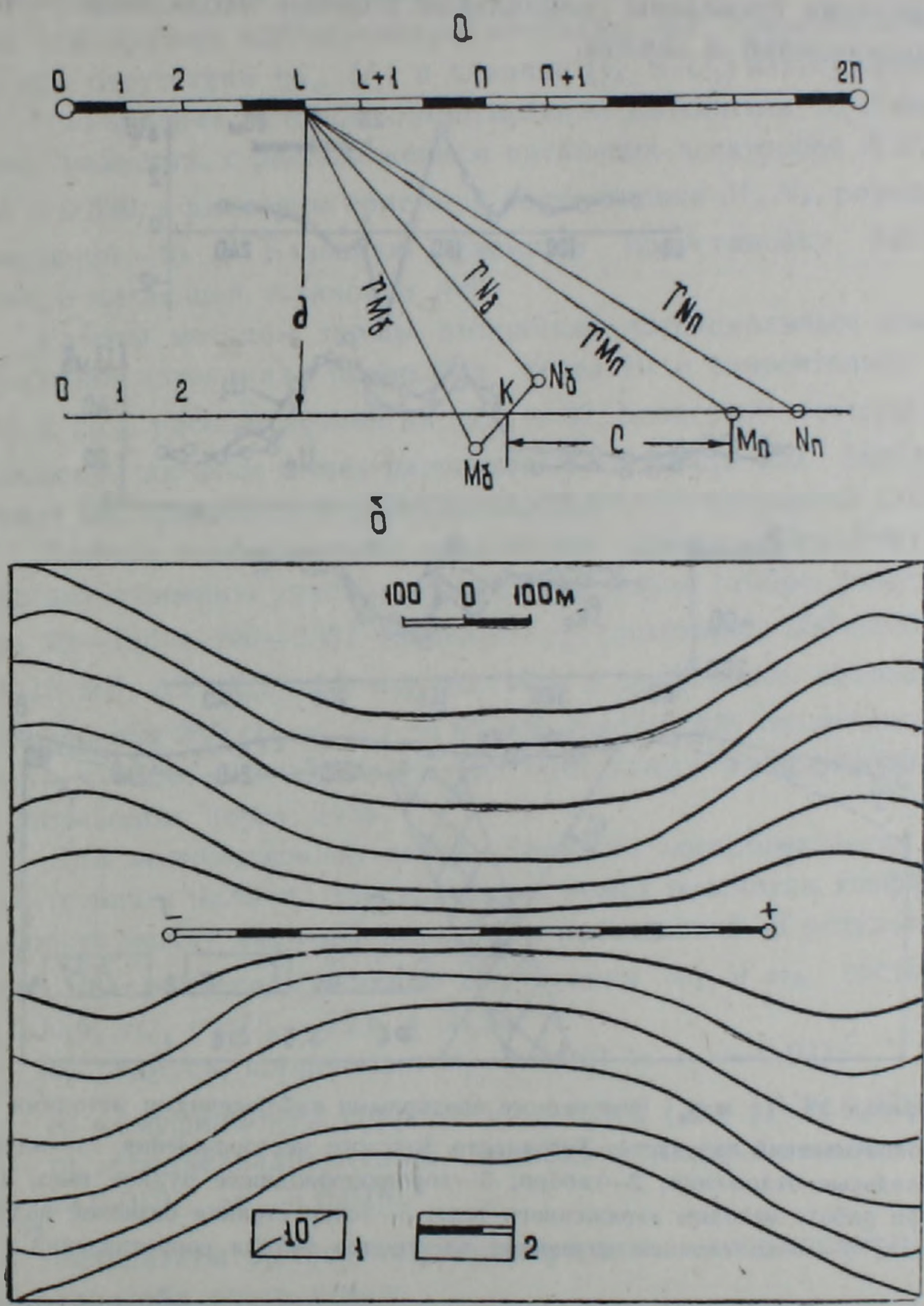


Рис. 2. Взаиморасположение «линейно-двухполюсного» источника и установки наблюдений схемой среднего градиента-- а и б—карта изолинии параметра C . 1—изолинии потенциала; 2—отрезок источника.

- Обработку фотозаписей производили следующим образом:
1. Вертикальными линиями отмечали амплитуды разностей потенциалов на базисной и полевой подустановках при отключенном ($\Delta U_{\delta, 0}$ и $\Delta U_{n, 0}$) и включенном ($\Delta U_{\delta, 0}$ и $\Delta U_{n, nр}$) токе в цепи AB .
 2. Определяли отношение $D = \Delta U_{n, 0} / \Delta U_{\delta, 0}$.

3. Определяли разность потенциалов заваемого поля (ΔU_0) на полевой установке формулой

$$\Delta U_0 = \Delta U_{n, np} - D \Delta U_{i, 0}.$$

Для проверки достоверности предложенного способа на Зодском месторождении проведены специальные полевые наблюдения методами БТ, сопротивлений и заряда.

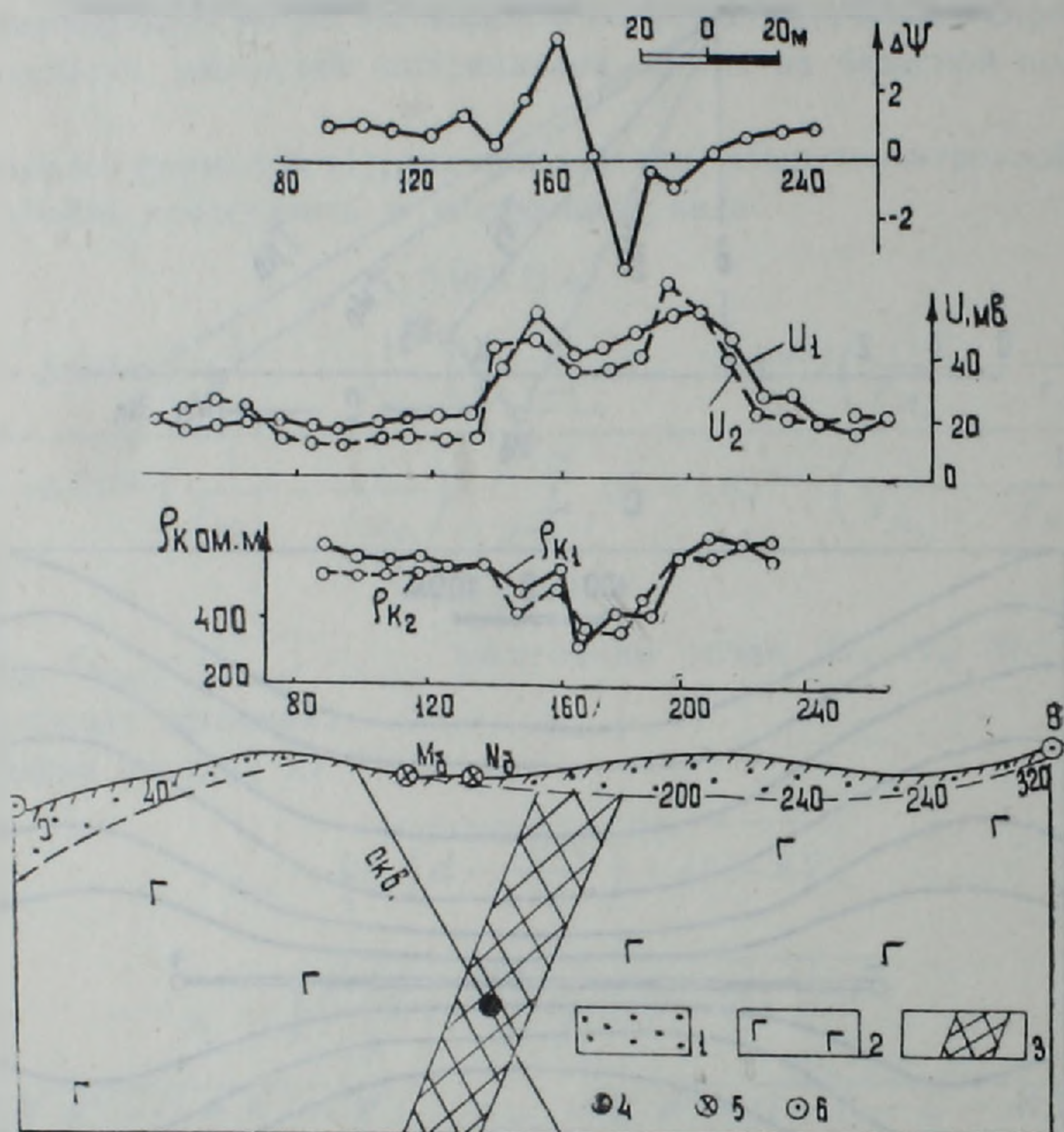


Рис. 3. Кривые $\Delta\Psi$, U и ρ_k , полученные повторными наблюдениями методами БТ, заряда и сопротивлений на участке Тигранасар Зодского месторождения. 1—аллювиально-делювиальные отложения; 2—габбро; 3—хорошопроводящее рудное тело; 4—точка заряда при работе методом заряженного тела; 5—точки стояния базисной подстанции; 6—точки стояния питающих электродов метода сопротивлений.

Профиль работ был выбран на заранее изученном геологической разведкой участке. Расстояние выбранного профиля от рудника составляет 1800 м. Для такого расстояния, с учетом расположения и протяженности транспортных горных выработок рудника, вычислено допустимое максимальное расстояние между базисной и полевой подстанциями (электродами—при работе методом заряда)—380 м.

Изучаемый геологический разрез представлен аллювиально-делювиальными отложениями, породами габбро и зоной гидротермально измененных пород.

Параметрическими наблюдениями установлено, что среднее удельное электрическое сопротивление аллювиально-делювиальных отложений составляет 21 Ом·м; габбро—620 Ом·м; пород рудной зоны—83 Ом·м.

На рис. 3 представлены кривые $\Delta\psi$, U_1 , U_2 , ρ_k и ρ_{k_2} , полученные повторными наблюдениями методами БТ, сопротивлений и заряда при отсутствии (ρ_k , U_1) и наличии (ρ_k и U_2) электрических помех.

Наблюдения методом сопротивлений выполняли со схемой среднего градиента, с расположением питающих электродов А и В на пикетах 0 и 320, с размером приемной подустановки $M_n N_n$, равным шагу наблюдений—10 м. Базисную приемную подустановку располагали в центре питающей установки АВ.

Работы методом заряда выполняли потенциальным способом. Наблюдения потенциала проводили через 10 м относительно «нулевой» точки (N), расположенной на пикете 80. Базисный электрод M_0 при наблюдении на фоне помех располагали на пикете 120. Наблюдения методом БТ проводили четырехэлектродной потенциальной схемой.

Кривые геофизических параметров хорошо соответствуют геологическому строению участка. В пределах пород габбро (интервалы пикетов 70÷120 и 200÷230) значения ρ_k составляют 550÷600 Ом·м, U —5÷15 мВ, $\Delta\psi=0,5÷1,2$ единиц. Над рудной зоной кривые ρ_k падают до значения 300 Ом·м, U —до 60 мВ. Кривая $\Delta\psi$ характеризуется двумя экстремумами разных знаков над контактами хорошо проводящего тела и переходом через нуль.

Для количественной оценки точности воспроизводства работ при отсутствии и наличии электрических помех рассчитан коэффициент корреляции между данными повторных наблюдений. В результате установлено: а) среднеквадратичные отклонения $\sigma\rho_k$ и $\sigma\rho_{k_2}$ составляют 101,5 и 100,6; σU_1 и σU_2 —32,6 и 33,96;

б) радиусы корреляции $r_{\rho_k}=0,961$ и $r_U=0,941$;

в) коэффициенты корреляции—0,962 (для ρ_k) и 0,975, (для U);

г) среднеквадратичные ошибки коэффициентов корреляции $\sigma r_{\rho_k}=0,019$, $\sigma r_U=0,018$.

Результаты вычислений подтверждают достоверность предложенного способа учета помех.

Ордена Трудового Красного Знамени
Институт геофизики и инженерной сейсмологии
Академии наук Армянской ССР

Поступила 17. II. 1982

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. М. Компенсационный способ подавления нестационарных электрических помех при работах методами постоянного тока и вызванных потенциалов. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 2, 1980.

2. Бадалян С. В., Газарян Г. О., Гамоян В. Б. Подземная электроразведка на рудных месторождениях Армении. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1980.
3. Березин Г. И., Семенов М. В. Об использовании полей блуждающих токов для электроразведки флангов разрабатываемых месторождений. В сб. «Методика и техника разведки», № 86, Л., 1975.
4. Гамоян В. Б., Лулечян Е. М., Симомян С. С. Характер блуждающих токов на Зодском месторождении и возможности их применения с целью разведки. В материалах республиканской конференции молодых геофизиков, посвященной 60-летию Великого Октября, Ленинакан, 1977.
5. Гамоян В. Б. Поле блуждающих токов при наличии плоской вертикальной границы раздела разнородных пород. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 3, 1979.
6. Путилова И. Н., Марченко А. Ф., Никольский К. К., Райкин Г. А., Разумов Л. Д. Коррозия и защита металлических сооружений средств связи. Гос. изд. по вопросам связи и радио, М., 1963.
7. Якубовский Ю. В., Ляхов Л. Л. Электроразведка. Госгеолтехиздат, М., 1966.

УДК 550.380(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

С. Р. ОГАНЕСЯН, А. О. СИМОНЯН

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ПО ПРОФИЛЮ с. ГЕГАРД-ОЗ. СЕВАН

При выявлении предвестников сильных землетрясений немаловажное место занимает изучение изменения геомагнитного поля (ГМП) во времени.

Для выявления локальных аномалий, связанных с активизацией тектонических процессов, происходящих в земной коре, и с конечной целью обнаружения геомагнитных предвестников изучалось изменение ГМП на профиле с. Гегард-оз. Севан (центральная часть Армянской ССР). Этот профиль выбран не случайно—учитывались, в первую очередь, геолого-тектонические и сейсмологические особенности района.

Профиль пересекает Гегамский вулканический комплекс с юго-запада на северо-восток, где обнажаются в основном четвертичные и неогеновые вулканические образования. По данным геологов, в конце верхнего плиоцена в этом районе имели место интенсивные резко дифференцированные тектонические движения. Начальный вулканизм этого времени контролировался глубокими тектоническими расколами-трещинами растяжения. Первостепенные значения при этом имели зоны разломов и трещин поперечного, антикавказского направления [2]. Неогеновые образования представлены андезито-базальтами, андезитами, дацитами, туфобрекчиями, туфоконгломератами цахкуняцкой и вохчабердской свит, которые в основном характеризуются высокими магнитными свойствами. Широко развиты также нижне-среднечетвертичные вулканические образования, которые представлены андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами. Профиль пересекает ряд зон разломов, в том числе Ани-Ордубадскую и Анкаван-Зангезурскую зоны глубинных разломов [1].

По профилю измерялся модуль полного вектора напряженности ГМП в пунктах, расположенных друг от друга на расстоянии 4—5 км. Все измерения проводились по методике синхронных замеров [3]. Сущность этого метода заключается в следующем: берется разность значений полного вектора (ΔT) ГМП между рядовыми (T_p) и опорным ($T_{оп}$) пунктами для данного момента времени (t)

$$T_p(t) - T_{оп}(t) = \Delta T.$$

Имея значение ΔT_1 первого цикла измерений и значение ΔT_2 следующего цикла, получаем разность

$$\Delta T_2 - \Delta T_1 = \Delta T',$$

которая представляет ход (обычно годовой) с первым приближением, связанный в основном с внутренними источниками земной коры в данной точке. При этом предполагается, что суточная вариация ГМП одинакова на рядовом и опорном пунктах.

Измерение полного вектора ГМП производилось один раз в год в период 1975—1981 гг. с помощью польских протонных магнитометров типа РМР-2А, точность единичного отсчета которых равна $\pm 0,5$ нТл.

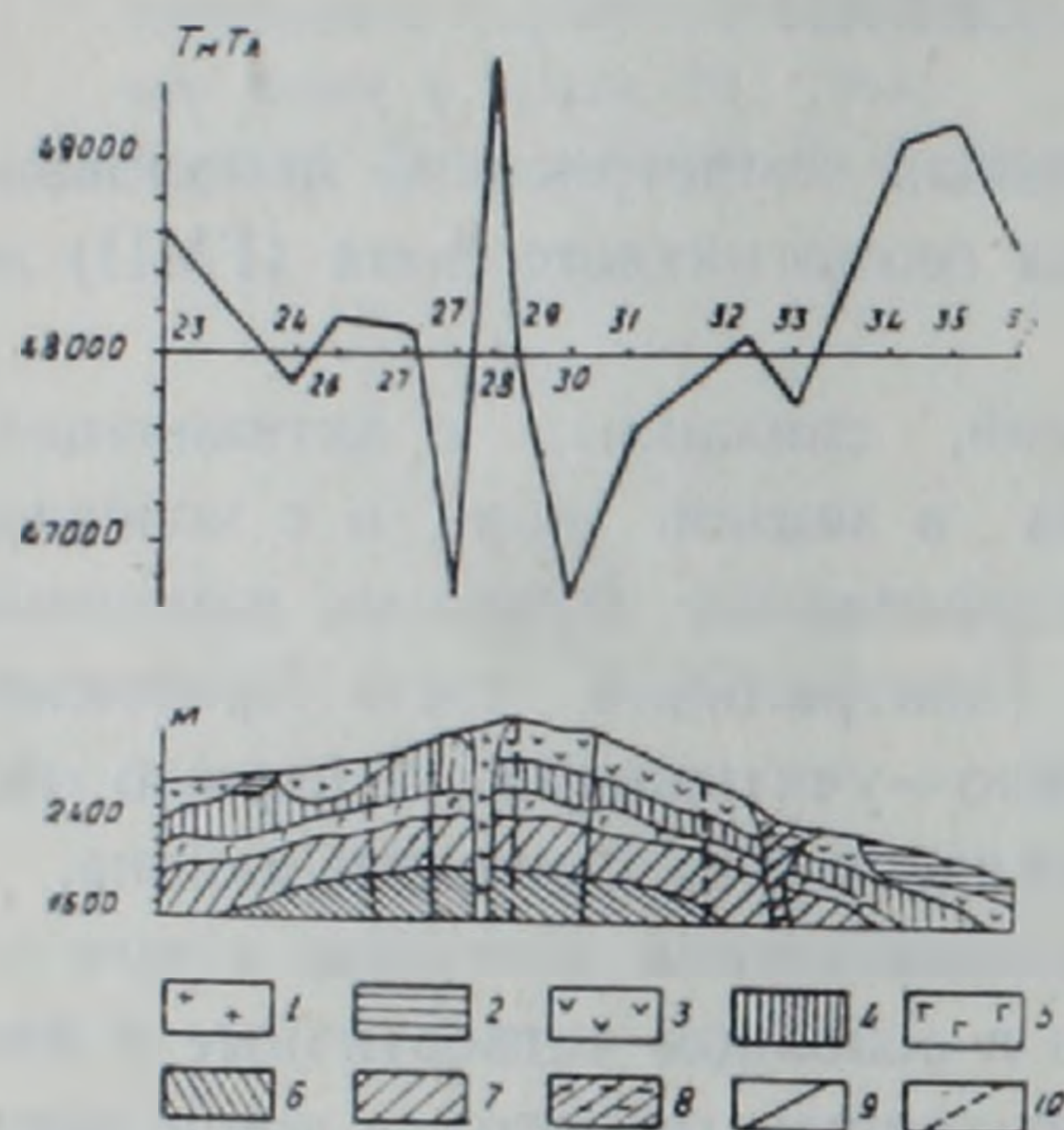


Рис. 1

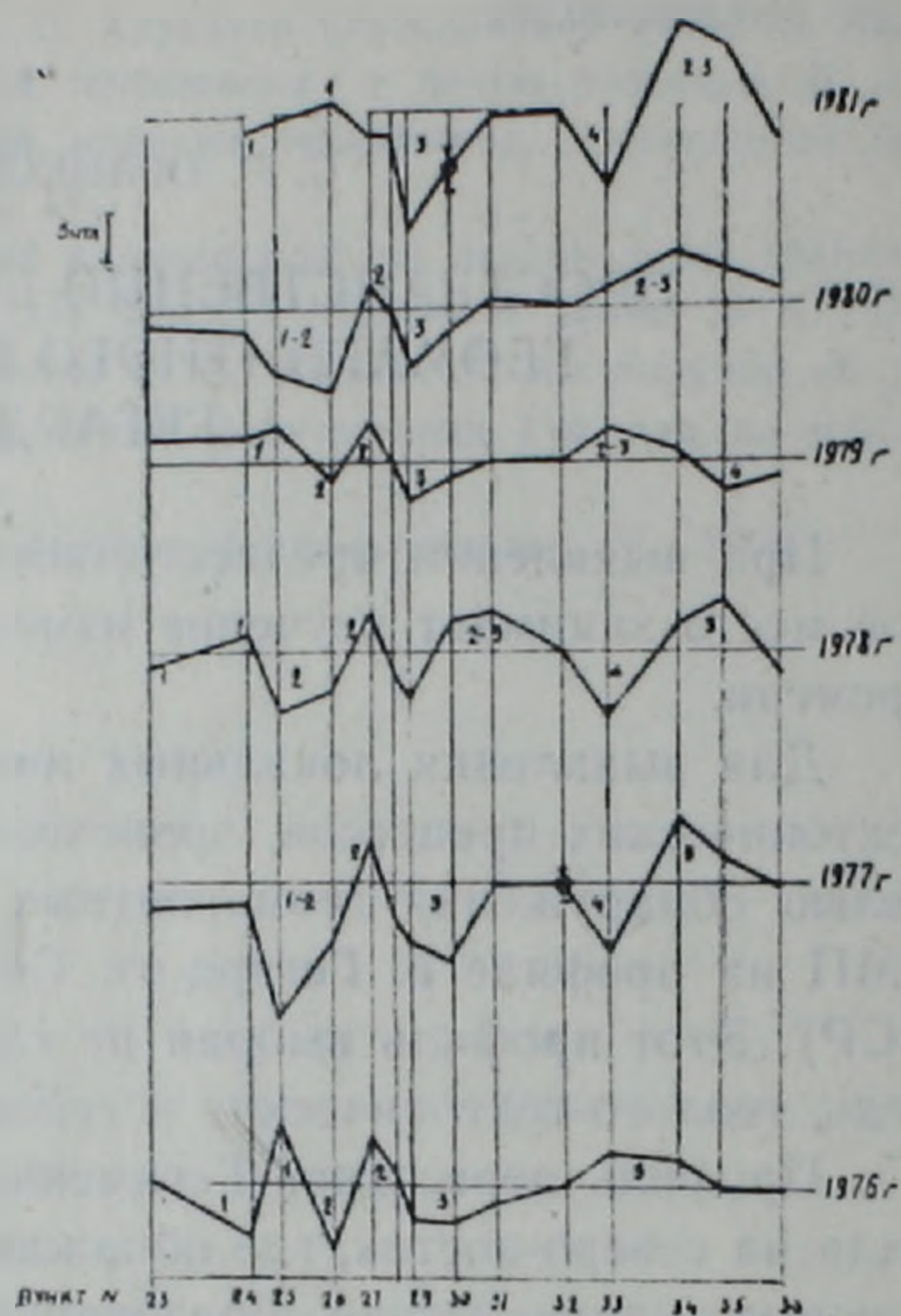


Рис. 2

Рис. 1. Геологический разрез и график изменения полного вектора геомагнитного поля по профилю с. Гегард-оз. Севан: 1—раннеледниковые лавы типа Е; 2—предледниковые лавы типа А; 3—олигоцен, туфобрекчии, прослой андезитов и андезито-дацитов; 4—средний-нижний олигоцен, туфобрекчия; 5—нижний олигоцен, лагунная фация, глины, песчаники, шлаки и другие; 6—сенон и верхний турон, местами нижний эоцен, мергелистые известняки; 7—средний эоцен, туфы, туфобрекчии, разные песчаники и редко известняки, 8—старо-ледниковые лавы типа В; 9—разломы; 10—предполагаемые разломы.

Рис. 2. Пространственные распределения ГМП на профиле с. Гегард—оз. Севан в период 1975—1981 гг. (на графиках ГМП показан предел дисперсионной ошибки).

Измерения производились на двух высотах от земной поверхности (0,8 м и 1,6 м), которые дают возможность судить об изменениях вертикального градиента и уточнить полученный годовой ход ГМП.

Геомагнитное поле на исследуемом участке имеет сложный, резко дифференцированный характер (рис. 1), знак аномалий иногда меняется даже на расстоянии 5 км. Это обусловлено в основном эффузивными породами, естественная остаточная намагниченность которых имеет высокое значение (порядка 10^{-3} — 10^{-2} СГС). Абсолютный максимум поля имеет величину до 49500 нТл, а минимум—46600 нТл. Такой разброс говорит о сложной структуре магнито-возмущающих источников, которые,

по всей вероятности, судя по размерам аномалии и грубым расчетам, находятся на глубине не более 2000 м.

Пространственно-временной анализ изменений полного вектора ГМП на тринадцати пунктах профиля показывает следующее.

Изменения ГМП за период 1975—1978 гг. по профилю имеют сложный характер и большие значения (на расстоянии всего нескольких км

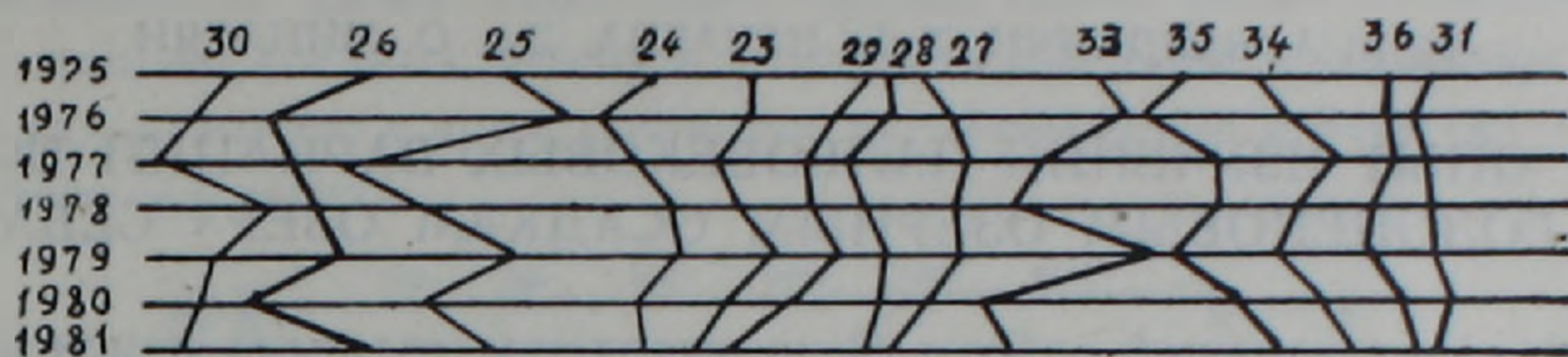


Рис. 3. Временные распределения изменения ГМП на профиле с. Гегард—оз. Севан в период 1975—1981 гг.

наблюдались изменения до 10 нТл). Наблюдаются аномалии, появляющиеся лишь один раз (например, положительная аномалия на точках №№ 30, 21 и др., рис. 2). Аномалии иногда меняют и свой знак, притом размеры аномалий почти не меняются. Изменения знака аномалий, видимо, происходят регулярно с интервалом 1—3 года.

Самые большие изменения наблюдаются на западном склоне Гегамского нагорья (пункт № 25) и на восточном склоне (пункт 33). Если рассмотреть весь спектр изменений ГМП, то получается такая картина, в которой эти пункты являются фокусами аномальных изменений ГМП (рис. 3).

На пунктах 27, 28 и 31 изменения ГМП становятся довольно гладкими и долгопериодными, причем они и расположены вблизи крупных разломов. Вероятно, незначительные изменения в этих зонах обусловлены наличием раздробленных горных пород. Из существующих зон разломов в локальных изменениях ГМП отражается разлом, расположенный у пункта № 29.

Пространственный анализ имеющегося материала дает основание предполагать, что полученные локальные изменения ГМП, вероятно, связаны с физико-механическими процессами, происходящими в приповерхностных слоях (50—200 м) вследствие тектонической активности. Как следует из рис. 1, на этих глубинах имеются вулканогенные породы (андезиты и базальты), которые, как известно, имеют высокие магнитные свойства. Подстилающие их породы представлены туфобрекчиями, песчаниками и известняками, у которых остаточная намагниченность, по крайней мере, меньше на два порядка (10^{-4} — 10^{-6} СГС).

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Арм.ССР

Поступила 24. III. 1982.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
2. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Сейсмоструктура Армянской ССР. Ереван, 1981.
3. Пушков А. Н., Ривин Ю. В., Храненко В. Н. О синхронных наблюдениях по профилю для выявления аномалий вековой вариации. Геомagnetизм и аэрономия. № 3, 1973.

Известия, XXXVIII, № 4—5

УДК 550.348.33

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

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

ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОВЕКОВЫХ ВАРИАЦИЙ ПО ГОЛОЦЕНОВЫМ ОЗЕРНЫМ ОСАДКАМ ОЗЕРА СЕВАН

Целью настоящей работы было выявление «записи» изменений геомагнитного поля (палеовековых вариаций—*PSV*) в осадочных породах Севанского бассейна, при условии, что эта «запись» сохранилась со времени образования этих пород. В качестве первого объекта исследований был выбран разрез озерных отложений у села Норашен, как наиболее изученный и датированный как абсолютным методом (C^{14}), так и с помощью многочисленных археологических находок, найденных в культурных горизонтах [1]. Коллекция образцов была отобрана равномерно из 40 горизонтальных слоев. Общая мощность слоев 4,5 м.

Если рассчитать среднюю скорость осадконакопления по абсолютным датам и в предположении равномерного процесса, то оказывается, что на каждый слой приходится примерно 50 лет.

Чтобы проверить пригодность отобранной коллекции для изучения *PSV*, необходимо было убедиться в том, что остаточная намагниченность (J_n) пород первична, то есть соответствует времени формирования осадков, или иными словами—имеет ориентационную природу. Применение одного из наиболее достоверных методов—проверки ориентационной природы намагниченности—переосаждения—в данном случае затруднено, поскольку разрез очень неоднороден по составу, породы содержат многочисленные остатки ракушек, растений, костей животных, а средние его горизонты представлены культурным слоем. Поэтому задача сводилась к тому, чтобы определить с каким ферромагнетиком связана J_n .

Прежде всего, на всех образцах коллекции была измерена относительная вязкость. У большинства образцов J_{rv} не превышает 20%, что делает их пригодными для решения палеомагнитных задач, однако коллекция требует лабораторной чистки.

Дифференциальный терромагнитный анализ (ДТМА) [2], проведенный для выборки из 11 образцов, позволил выделить 2 основных типа осадка по составу магнитной фракции. Первый тип (рис. 1а), к которому относятся в основном более молодые породы из верхней части разреза, характеризуется присутствием магнетита (T_c около 600°). Разрушающие поля (H'_{cs}) образцов этой группы оказались около 800 э, что характерно для магнетита с мелким зерном.

Четко выраженный максимум на первой $\frac{\partial J_n}{\partial T}$ при повторном на-

греве свидетельствует об интенсивном образовании в процессе нагрева новой магнетитовой фазы из какого-то неустойчивого к нагреву ферромагнетика, вероятнее всего — титаномагнетита или набора слабых сульфидов.

Второй тип осадков (рис. 1б) имеет более устойчивый состав, хотя в ряде случаев наблюдается рост нового магнетита на фоне парамагнитной компоненты. Точка Кюри этой группы также нигде не превышает 600° , разрушающее поле лежит в интервале $500\text{—}900$ э. Наиболее вероятным для этого типа представляется предположение о наличии мелкозернистого магнетита.

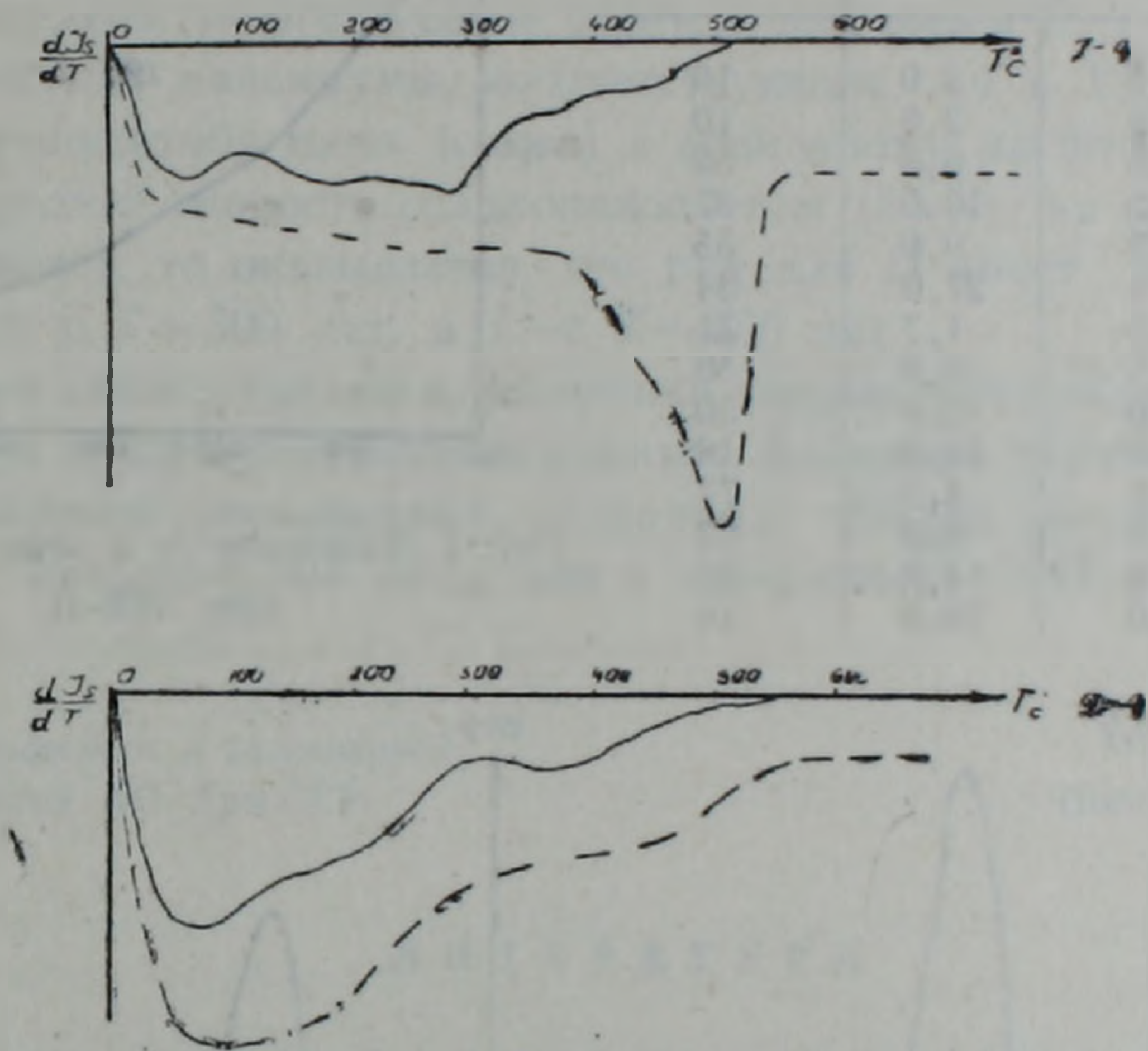


Рис. 1. Кривые ДТМП для образцов разных типов: а) обр. 7—4 (тип I), б) обр. 9—4 (тип II).

Поведение J_n в переменном поле было исследовано для 8 образцов (типичный пример приведен на рис. 2). Оно оказалось типичным для довольно мягкого ферромагнетика с единственной компонентой намагниченности, т. к. направление при этом практически не менялось. Об этом же свидетельствуют коэрцитивные спектры по постоянному полю, максимум которых во всех исследованных случаях (около 10) лежит в области $200\text{—}250$ э.

Параметры насыщения (намагниченность J_s и разрушающее поле H_{cs}) изменяются в процессе нагрева не более, чем на 10%, что не противоречит сделанным предположениям.

Таким образом, основными ферромагнетиками в исследованных породах являются, вероятно, магнетит и титаномагнетит, которые чаще всего бывают в осадке первичными. Однако, необходимо было убедиться в том, что J_n связана именно с магнетитом. Для этого на выборке для 14 образцов было исследовано поведение J_n в изотропной точке (т. е. при температуре жидкого азота), где магнетит испытывает превращение. Результаты, приведенные в таблице 1, показали, что J_n всех

Таблица			
№ обр.	$J_n \cdot 10^{-6}$ СГС	J_n низ. T	$\frac{\Delta J_n}{J_n} \cdot 100\%$
2-6	3,6	3,0	16
3-4	2,9	2,6	10
4А-3	14,0	6,3	55
6-2	19,0	10,0	37
7Б-2	20,0	9,0	55
8Б-3	41,0	27,0	34
11-3	2,9	1,7	31
12-5	2,5	0,4	80
14-2	5,0	2,6	50
16Г-3	17,0	14,0	18
17Б-3	18,0	4,2	77
18А-3	18,0	6,0	67
19Б-2	20,0	14,8	25
20-5	34,0	28,0	18

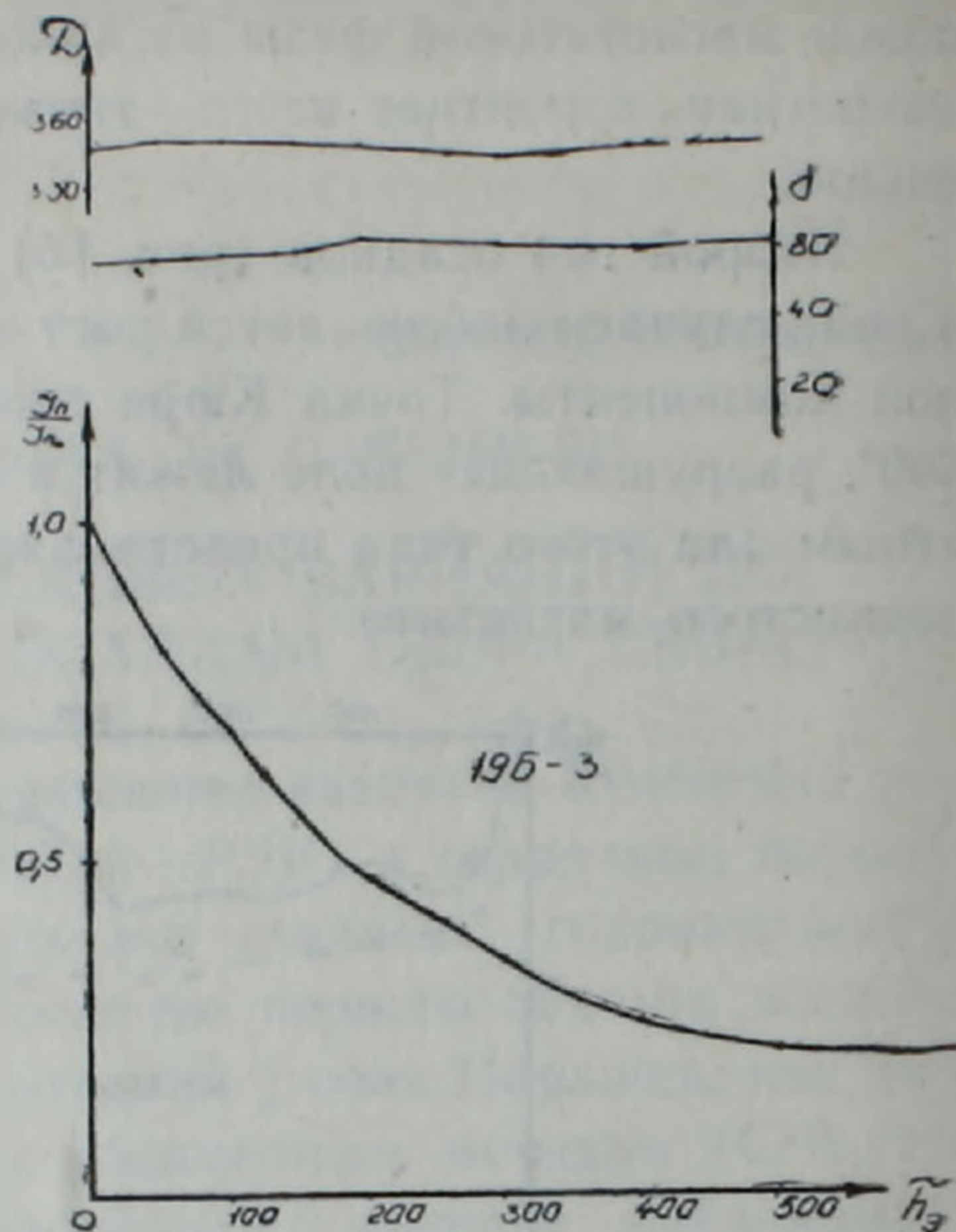


Рис. 2. Поведение J_n в переменном поле (обр. 19Б-3).

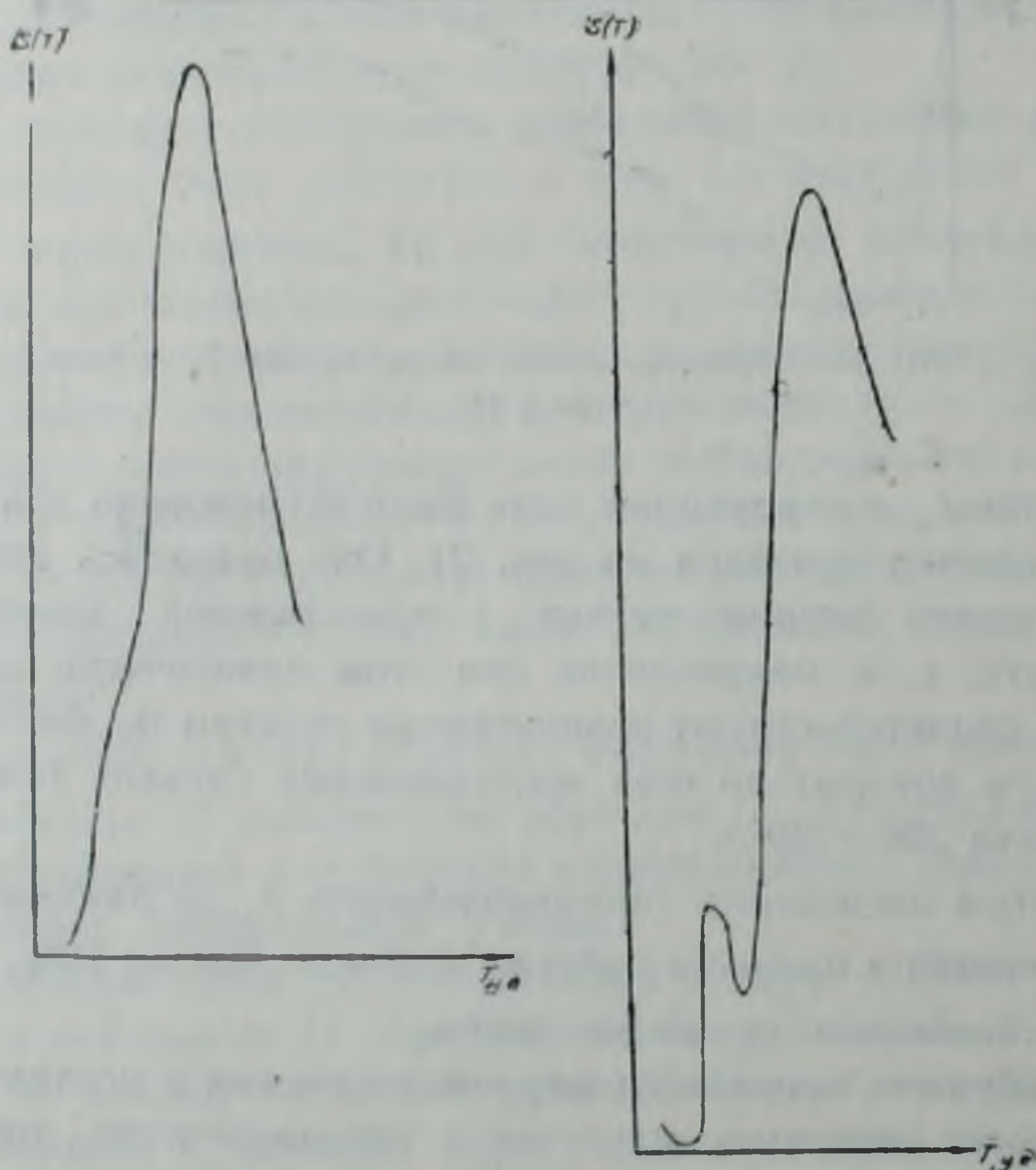


Рис. 3. Спектральный анализ направлений J_n : а) спектр D , б) спектр J .

образцов уменьшается, в среднем на 41%, что свидетельствует о том, что намагниченность магнетита вносит существенный вклад в J_n .

Получив ряд доводов в пользу того, что J_n связана с первичным магнетитом, можно было приступить к попытке выявления вариаций. Для этого по 2 образца из каждого слоя были подвергнуты термочистке при $T=200^\circ$ (при такой чистке снимается минимальная часть вязкой намагниченности и остается значительная часть J_n связанная с магнетитом). Полученные средние значения D , I и J_n были сглажены по трем точкам (результаты показаны на рис. 1 пунктиром) и подвергнуты спектральному анализу по методу Биэкмена и Тьюски [3]. На рис. 3 приведены энергетические спектры для рядов D , I , имеющие достаточно четкие максимумы, соответствующие 10 и 12 точкам. Если перейти от масштаба точек (слоев) к временному масштабу, рассчитанному по средней скорости осадконакопления (50 лет на слой, как было сказано выше), то оказывается, что ряд для D имеет периодическую компоненту с $T \sim 500$ лет, а I — с $T \sim 600$ лет.

Именно такие периоды в изменении направления поля наблюдается повсеместно по археомагнитным данным. Вариации такого порядка считаются наиболее доказанными, их природу обычно связывают с дипольными компонентами поля или с генерацией МАК-волн в земном ядре [4].

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Арм.ССР

Поступила 7. IX. 1982.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Саядян Ю. Б., Алашанская З. В., Ханзадян Э. В. Последнедикие отложения и археология побережья озера Севан. Геология четвертичного периода. Изд. АН Арм.ССР, 1977.
2. Брагинский С. И. О спектре колебаний гидромагнитного динамо Земли. Геомагнетизм и аэрономия, т. 10. № 2, 1970.
3. Буров Б. В., Ясонов П. Г. Введение и дифференциальный анализ горных пород. Каз. гос. ун-т, 1979.
4. Blachman R. B., Tekey J. W. The measurement of power spectra—New York, Dover Publ. Inc. 1959, 250 p.

УДК 550.834

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

С. Р. ПАЙЛЕВАНЯН

РЕЗУЛЬТАТЫ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ОЦЕНКЕ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ МАССИВА В РАЗЛИЧНЫХ ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Из геофизических методов исследований состояния и свойств горных пород в массиве большое распространение получили сейсмический и сейсмоакустический.

Обладая такими существенными преимуществами как высокая оперативность измерений на участках большой протяженности, малая трудоемкость, возможность исследований без остановки горных работ, эти методы находят все более широкое применение при исследовании состояния и свойств горных пород в сложных условиях подземных работ.

Существуют два направления применения сейсмоакустики в изучении напряженного состояния массива горных пород [2]:

1 Исследование относительного распределения напряжений в горном массиве.

2. Исследование изменения абсолютных величин напряжений.

Обоснованием применения характеристик упругого поля для определения действующих в массиве напряжений является известная из теории упругости зависимость величин скоростей упругих волн от давления.

Изучение напряженного состояния горных пород в массиве целесообразно начинать с предварительной оценки возможных параметров поля напряжений. В породах кристаллического фундамента и складчатого чехла платформ, как правило, существенно проявляются тектонические силы и горизонтальные сжимающие напряжения, которые могут в несколько раз превосходить вертикальные [3]. В слабометаморфизованных породах тектонические напряжения обычно отсутствуют или проявляются незначительно. Поле напряжений в неметаморфизованных осадочных породах определяется лишь действием гравитационных сил, то есть весом налегающих толщ пород.

В качестве примера комплексного изучения состояния массива рассмотрим результаты визуальных и сейсмоакустических наблюдений на трех объектах исследований, отличающихся друг от друга характером действующих напряжений.

1. Гарнийская подземная обсерватория. Подземная геофизическая обсерватория расположена в районе распространения андезитовых туфобрекчий верхнего миоцена (вохчабердская толща). Детальные геологические исследования в этом районе [1] показывают, что андези-

товые туфобрекчии вихчабердской толщи залегают на песчано-глинистых отложениях без каких-либо видимых признаков тектонического несогласия. На рис. 1 приведена блок-диаграмма массива расположения подземной обсерватории по данным инженерно-геофизических исследований. Характерной особенностью массива является наличие пластов полускальных и осадочных пород складчатой структуры с относительно пологими крыльями и сильно сжатыми ядрами.

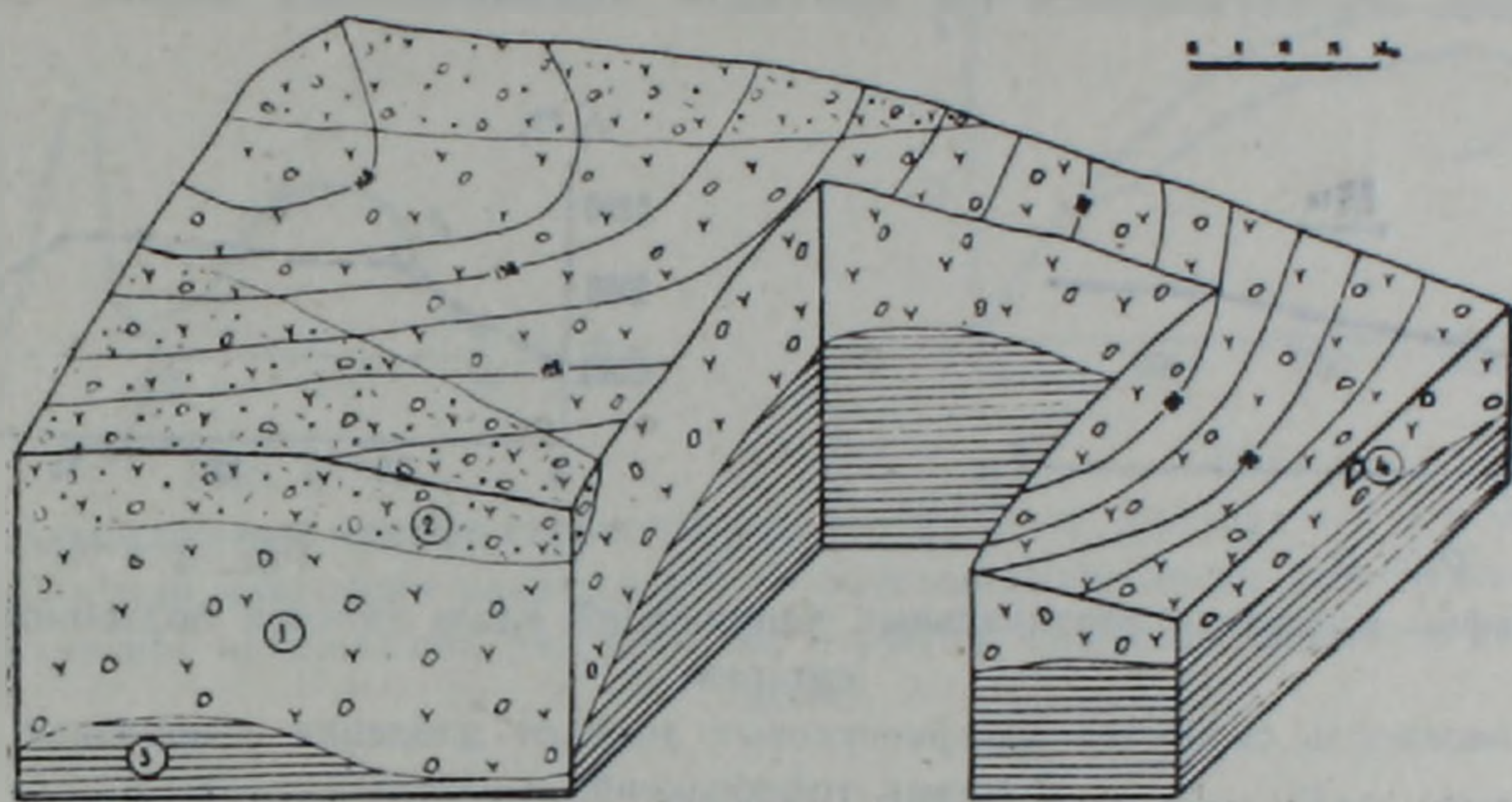


Рис. 1. Блок-диаграмма массива расположения подземной обсерватории. 1—андезитовые туфобрекчии; 2—те же трещиноватые; 3—глины, 4—вход в подземную обсерваторию.

Геоморфологическое строение и рельеф местности позволяют предопределить характер действующих в массиве напряжений. Так как участок расположения подземной обсерватории находится значительно выше местных базисов эрозии, действующие в массиве напряжения будут обусловлены в основном действием гравитационных сил [3]. К аналогичным заключениям приводят также результаты визуальных наблюдений за естественной трещиноватостью вдоль стенок и кровли, различно ориентированных в плане подземных галерей обсерватории.

Предварительная оценка характера действующих напряжений обусловила ход дальнейших изыскательских работ. Было установлено, что в среднем объёмный вес андезитовых туфобрекчий, слагающих массив, составляет около $2,5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$. Абсолютные вариации величины объёмного веса составляют $\sim 3\%$ от ее среднего. После дальнейшего уточнения линии рельефа по оси трассы подземной галереи были рассчитаны величины вертикальных напряжений через трёхметровый интервал по формуле [2]:

$$\Sigma_H = \gamma \cdot H,$$

где γ —объёмный вес породы, H —глубина от поверхности земли.

График изменения расчетных величин напряжений вдоль основной галереи приведен на рис. 2.

Следующим этапом исследований являются непрерывные сейсмические зондирования по различно ориентированным в плане галереям подземной обсерватории.

Сейсморазведочные исследования проводились методом преломленных волн со встречными и нагоняющими системами наблюдений. На сейсмограммах прослеживались в основном продольные преломленные волны, образующиеся на контакте неизмененных пород. Сейсмо-

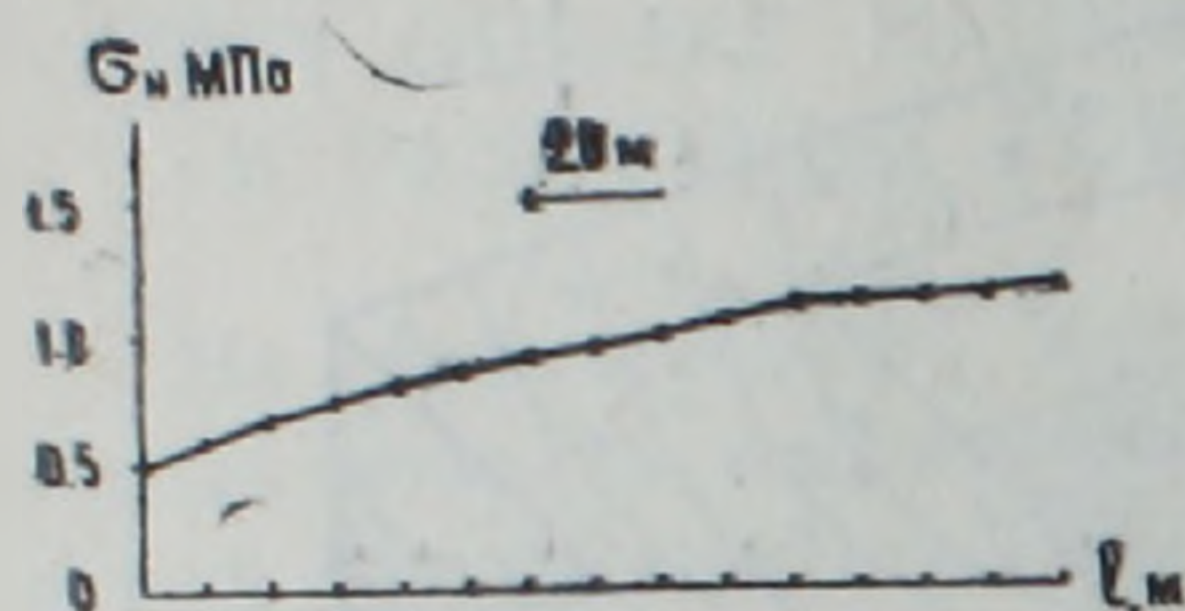


Рис. 2

Рис. 2. График изменений вертикальных напряжений вдоль галереи подземной обсерватории.

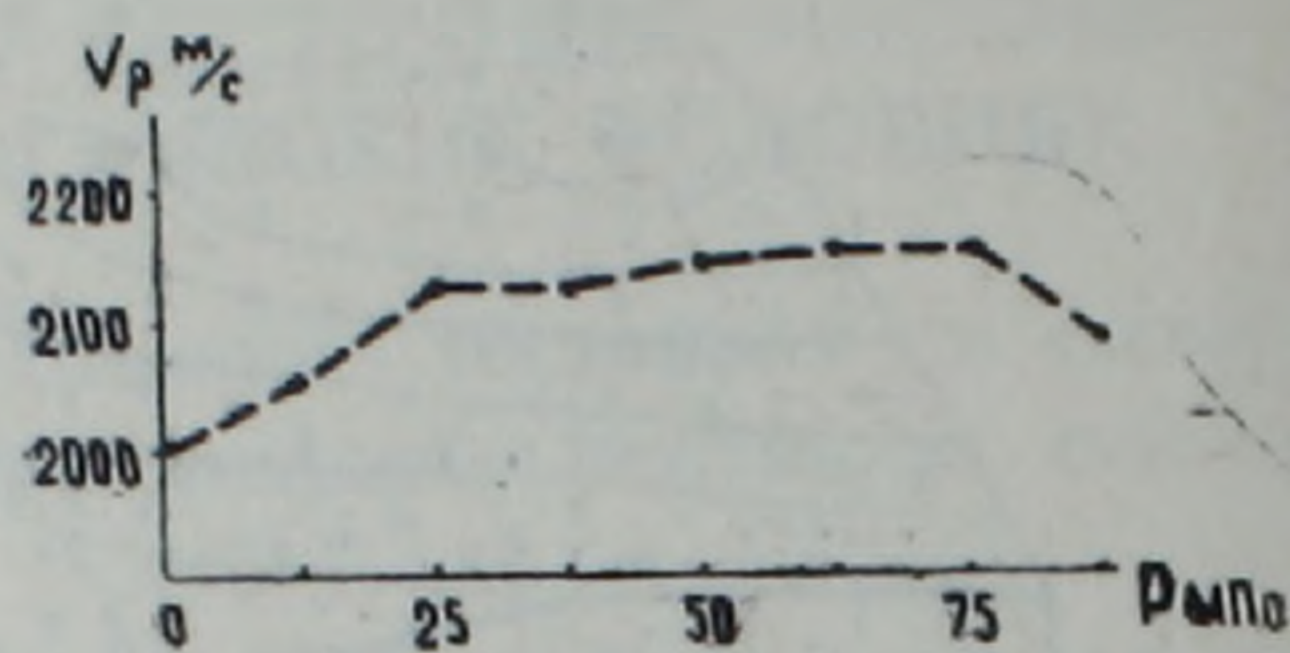


Рис. 3

Рис. 3. Зависимость скоростей ультразвуковых волн от давления в образцах андезитовых туфобрекций.

зондирование вдоль различно ориентированных галерей обсерватории позволило получить полярную диаграмму скоростей в плане для изучаемого горизонта.

С целью выявления корреляционной зависимости между величинами скоростей продольных волн и действующих напряжений были проведены лабораторные ультразвуковые исследования на образцах андезитовых туфобрекций под давлением. Измерения скоростей упругих волн производились под плавно меняющейся нагрузкой, величина которой достигала значений, превосходящих предел прочности андезитовых туфобрекций. Это позволило помимо определения величины предела прочности на сжатие также контролировать процесс трещинообразования в образце. График изменения скоростей продольных ультразвуковых волн от давления приведен на рис. 3.

Прирост скорости продольных волн в образцах при одноосном их нагружении составляет около 10%. Величина предела прочности андезитовых туфобрекций была оценена около 90 ($\pm 6\%$) МПа. Значения скоростей упругих волн в двух взаимно перпендикулярных направлениях составляют 2100 ($\pm 2\%$) м/с и 2000 ($\pm 2\%$) м/с. При этом скоростная анизотропия в образцах не превышает 5%. Результаты лабораторных и натурных определений значений скоростей в андезитовых туфобрекциях приведены в виде вариационных кривых на рис. 4.

Из приведенных графиков видно, что скорости в массиве превышают скорости в образцах в среднем на 16% в том случае, когда при лабораторных испытаниях максимальный прирост скоростей в образцах при их нагружении вплоть до разрушающих напряжений составил всего лишь 10% от величин скоростей при нормальном давлении. С целью выяснения возможных причин полученных расхождений лабораторные испытания повторялись. Сначала проводились измерения

скоростей продольных волн в разных диапазонах частот (от 25 кГц до 150 кГц) при одноосном сжатии образцов.

Установлено, что существует расхождение значений скоростей в зависимости от частоты, которая составляет около 3%. В связи с этим был сделан вывод, что натурные условия в образцах не соблюдены, и в лабораторных испытаниях имеет место масштабный эффект. Далее

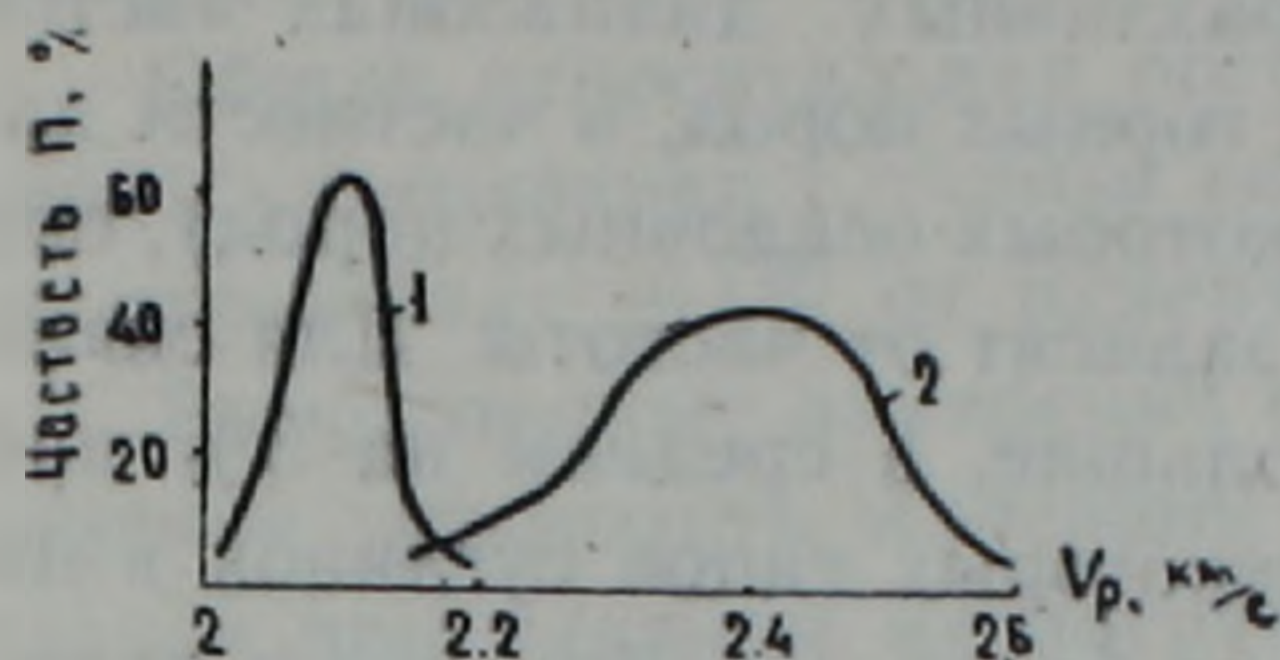


Рис. 4

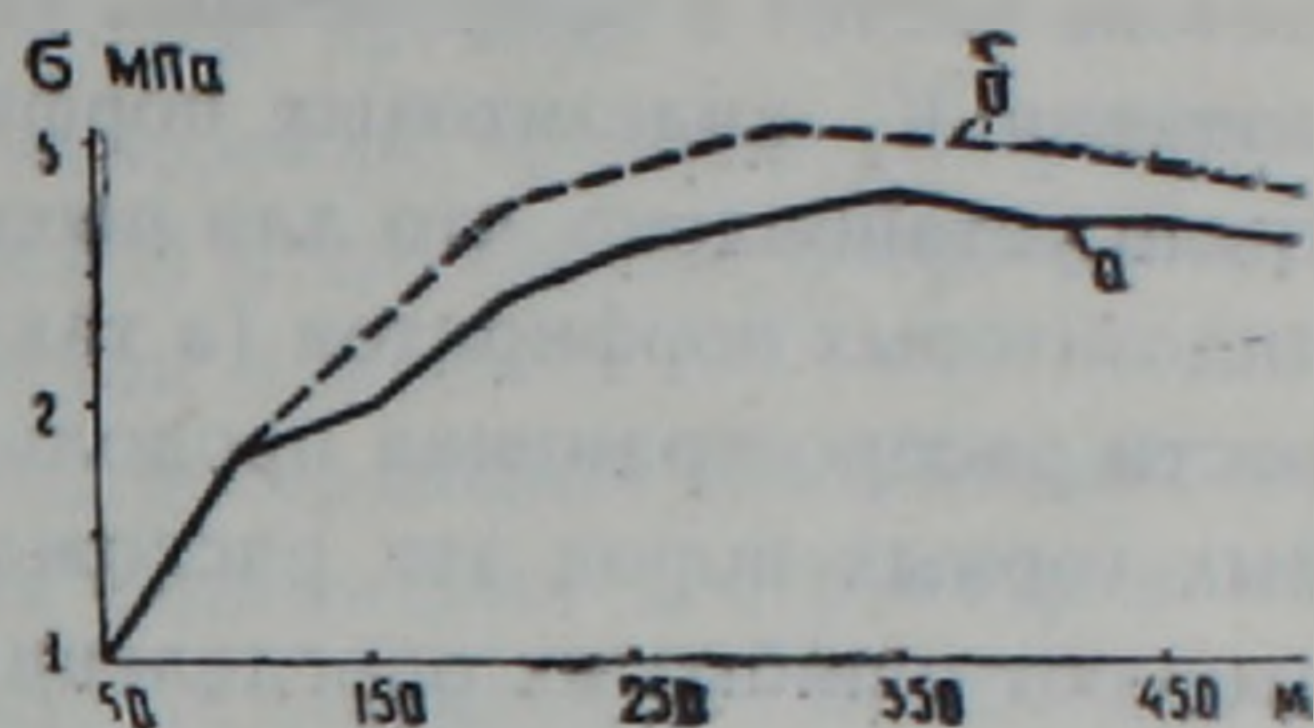


Рис. 5

Рис. 4. Вариационные кривые скоростей упругих волн на образцах (1) и в массиве (2).

Рис. 5. Графики изменения напряжений: а — обусловленное весом вышележащих пород; б — действующие напряжения, рассчитанные с учетом изменений скоростей сейсмических волн.

эти же образцы подверглись всестороннему сжатию. При этом величина предела прочности на всестороннее сжатие на 40% превышала значения предела прочности на одноосное сжатие и составила около $(125 \pm 5\%)$ МПа. Это указывает на то обстоятельство, что при лабораторных испытаниях сказывается отсутствие влияния всестороннего давления, которое, видимо, усиливает эффект прироста скорости с увеличением давления.

Сравнение расчетных величин скоростей, полученных в различно ориентированных выработках обсерватории, указывает на отсутствие скоростной анизотропии на данном горизонте. Этот факт подтверждает наши предположения о гидростатическом распределении напряжений в массиве.

2. Севанский автодорожный туннель. Трасса Севанского автодорожного туннеля расположена в районе распространения андезитовых порфиритов и пересекается сериями тектонических трещин, которые в итоге составляют довольно широкую зону тектонического дробления.

Для предварительной оценки величины действующих в массиве напряжений с учетом плотностных свойств андезитовых порфиритов ($\gamma = 2,66$ т/м³) был проведен расчет величины вертикальных напряжений, график которого приведен на рис. 5, а.

С целью изучения состояния массива околывыработочного пространства были проведены подземные сейсмозондирования методом преломленных волн. Преломляющим горизонтом послужила зона неизмененных пород, с которой совпадает область концентрации напряжений. Если изменения значений V_p (скоростей продольных волн) в ослабленных породах были связаны с различной степенью их трещиноватости, то в нетронутом массиве их изменения связаны в основном с изменениями действующих напряжений.

Результаты ультразвуковых измерений на образцах андезитовых порфиритов под давлением в пределах напрузок (1÷3) МПа, соответствующих по величине естественным распределениям напряжений (рис. 5), показывают, что значения скоростей продольных ультразвуковых волн отличаются в среднем на 10—15% от V_p , полученной в сейсмическом диапазоне частот в естественных условиях. В этой связи проводились исследования V_p андезитовых порфиритов в различных диапазонах частот. Было установлено, что для неоднородных горных пород, в частности для андезитовых порфиритов (а также для некоторых осадочных пород), скорости распространения продольных волн зависят от частоты. Для скальных горных пород эти расхождения небольшие, в среднем на 3% превышают ошибки их определения, а для некоторых типов суглинков в интервале частот 20÷60 кГц эти расхождения более существенны и достигают 15%. В данном случае разница в величинах скоростей упругих волн лабораторных и натурных измерений этим не объясняется. Завышенные значения скоростей упругих волн в массиве могут быть обусловлены дополнительными нагрузками, превышающими вес вышележащих пород. Используя результаты лабораторных испытаний образцов под давлением, проводились расчеты действующих напряжений по значениям скоростей прохождения сейсмических волн (рис. 5, 6).

Таблица 1

Средние показатели физических свойств пород Ереванского солерудника.

Наименование пород	$\gamma \cdot 10^3$ кг/м ³	$\Sigma_{сж}$ 10 ⁵ Па	Σ_p 10 ⁵ Па	$K_{xp} =$ $\Sigma_{сж}/\Sigma_p$	E 10 ¹⁰ Па	V_p км/с	V_s км/с	G 10 ¹⁰ Па
Базальт	2,68	1800	130	14	6,41	5,0	2,8	2,38
Глинистый сланец	2,41	350	46	7,61	1,2	1,4	0,9	—
Гипс	2,31	400	—	—	—	2,4	1,4	—
Каменная соль	2,12	260	—	—	2,9	4,0	2,3	1,5

Сравнивая графики *a* и *б* рис. 5, можно качественно оценить величину дополнительных напряжений, обусловленных тектоническими силами. В данном случае величина тектонических напряжений оценена около 300 КПа.

3. Ереванский солерудник. Месторождение каменной соли сверху покрыто различными базальтами плиоцена толщиной 80 м. Ниже базальтов до соленосной свиты чередуются пласты глинистых и горючих сланцев с незначительным содержанием гипса.

Первоочередной задачей при изучении напряженного состояния массива является определение физических свойств пород, слагающих горный массив. В этой связи проводились лабораторные испытания образцов вышеуказанных разновидностей пород, упругие и прочностные свойства которых представлены в таблице 1.

Помимо лабораторных испытаний проводились также натурные исследования. При этом предполагалось, что изучение горного массива с использованием сейсмоакустических методов и тарировочных исследова-

ний по известным методам разгрузки могут привести к упрощенным способам определения упругих и прочностных свойств пород, непосредственно зависящих от состояния горного массива.

Для определения упругих характеристик применялся ультразвуковой импульсный метод в методике прямого прозвучивания. В качестве измерительной аппаратуры использовался помехозащищенный макет прибора УК—11П с цифровым индикатором времени.

Общая относительная погрешность измерения времени распространения ультразвука с учетом систематической и случайной погрешностей не превышала $\pm 1\%$ от измеряемых величин времен.

Высокоточные измерения времени распространения ультразвука позволили установить малейшие изменения уплотнения в структурах образцов при плавном их нагружении. Было установлено, что для образцов из каменной соли существует линейная корреляционная зависимость между скоростью распространения продольных волн и пределом прочности на сжатие, которая описывается уравнением:

$$V_p = (0,26 \Sigma_{сж} + 4050) \text{ м/с.} \quad (1)$$

В уравнении (1) значения $\Sigma_{сж}$ в единицах МПа с пределом применимости

$$4000 \text{ м/с} < V_p < 4500 \text{ м/с.}$$

С целью применения величин скоростей, как показателей прочности, была получена формула, позволяющая по значениям скоростей оценить величину предела прочности на сжатие:

$$\Sigma_{сж} = (35,92 V_p - 145,4) \cdot 10^3 \text{ МПа}; \quad 7,5 \text{ МПа} < \Sigma_{сж} < 1500 \text{ МПа.}$$

Для базальтов, залегающих в верхней части разреза, было получено уравнение зависимости между пределом прочности на сжатие и величиной относительного изменения модуля Юнга:

$$\Sigma_{сж} = f(E/E_0),$$

где E_0 —значения модуля Юнга при давлении 1 атм.

Установлено, что между указанными величинами существует экспоненциальная зависимость, описываемая уравнением в виде:

$$\Sigma_{сж} = (E/E_0)^{7,44} \cdot e^{14,77}. \quad (2)$$

Пределы применимости формулы (2) с коэффициентом корреляции $R(\Sigma; E/E_0) = 0,97$, охватывают напряжения в диапазоне $10 \text{ Па} \div 2 \cdot 10^8 \text{ Па}$.

Полученные зависимости между упругими (V , E) и прочностными ($\Sigma_{сж}$) характеристиками использовались при оценке напряженного состояния на различных горизонтах солерудника. Установлено, что на горизонте 275 м ниже поверхности земли распределение напряжений геостатическое. Действующие напряжения достигают величины 70,3 КПа. На более глубоких горизонтах значения напряжений превосходят величину геостатического давления. Визуальные наблюдения за состоянием стенок и кровли различно ориентированных выработок показывают, что в

юго-восточном направлении наблюдается преимущественное разрушение стенок. При этом индикатором послужили глинистые прослойки, различная степень нарушения которых указывает направление главных напряжений. Было сделано предположение о наличии, наряду с гравитационными силами, больших по величине тектопических сил, действующих в близгоризонтальном направлении.

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

Поступила 7. XII. 1982

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
2. Савич А. И., Коптев В. И. и др., Сейсмоакустические методы изучения массивов скальных пород. Недра, М., 1969.
3. Техника контроля напряжений и деформаций в горных породах. Наука, Л., 1978.

УДК: 624.131.1 : 528.024

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. М. БАРХУДАРЯН, П. В. АМБАРЦУМЯН

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАМКНУТОЙ СИСТЕМЫ
ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО НИВЕЛИРОВАНИЯ

Метод гидродинамического нивелирования находит достаточно широкое применение в инженерной геодезии. Он используется при различных строительных работах, при монтаже крупногабаритного оборудования на атомных электростанциях и заводах, при наблюдениях за осадками и деформациями сооружений.

В практике геодезических измерений применяется как разомкнутая, так и замкнутая система гидродинамического нивелирования. Для разомкнутой системы теоретически исследованы как характер движения жидкости, вопросы времени стационаризации, так и стационарный режим движения в системе [1, 2].

При исследовании теории гидронивелирования [3] рассмотрен случай с симметричным расположением датчиков в замкнутой системе при одинаковой длине и диаметре соединяющих труб.

Теоретический и практический интерес представляет случай замкнутой системы при различных длинах отдельных участков соединительных труб.

Предположим замкнутая система (рис. 1) состоит из m датчиков и из уравнительного бака. Система залита токопроводящей жидкостью, которая в начале цикла измерения находится в равновесии. Для осуществления измерения уравнительный бак поднимают со скоростью U и жидкость перемещается к датчикам, непрерывно поднимая уровень жидкости в них. При непрерывном равномерном подъеме уравнительного бака движение жидкости в системе сначала носит неустойчивый (нестационарный) характер. Измерения можно производить лишь по истечении некоторого времени, когда движение в системе практически можно считать установившимся.

Целью настоящей статьи является исследование стационарного режима движения жидкости в замкнутой несимметричной системе гидродинамического нивелирования (рис. 1).

В замкнутой системе в общем случае имеется один граничный датчик, в который жидкость поступает с обеих сторон по трубам, соединенным с ним. Граничным датчиком замкнутая система делится на две ветви. Жидкость из уравнительного бака по обеим ветвям движется по направлению к граничному датчику, вызывая при этом изменение уровня жидкости в датчиках, установленных на этих ветвях.

В зависимости от числа датчиков в системе и параметров соединяющих труб, граничным может быть любой из датчиков. В частном случае в системе могут оказаться два граничных датчика причем они будут обязательно соседними и жидкость в соединяющем их участке трубопровода будет находиться в покое.

При стационарном режиме скорости поднятия уровня жидкости u в датчиках и в уравнительном баке будут одинаковыми [1, 2, 3] и равны:

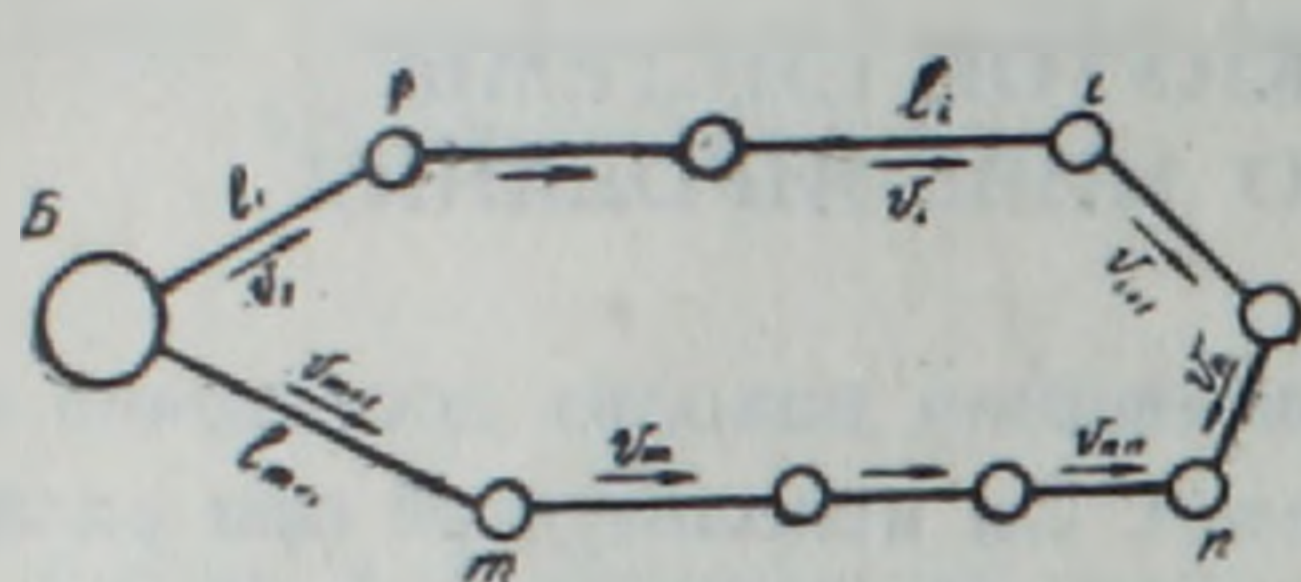


Рис. 1.

$$u = \frac{UF_0}{F_0 + mF}, \quad (1)$$

где F_0 — площадь свободной поверхности жидкости в уравнительном баке; F — площадь сечения датчика.

Объем жидкости, накапливаемой в каждом датчике за единицу времени, будет:

$$Q = uF = \frac{UF_0F}{F_0 + mF}. \quad (2)$$

Предположим, что граничным является n -ый датчик. Допустим, в граничный датчик η часть расхода Q поступает по ветви $B-1-n$, а $1-\eta$ часть — по ветви $B-m-n$. Тогда средние скорости движения жидкости v в отдельных участках ветви $B-1-n$, т. е. при $i \leq n$ будут:

$$\begin{aligned} v_1 &= u \frac{F}{\omega} (n - 1 + \eta) \\ &\dots \dots \dots \\ v_i &= u \frac{F}{\omega} (n - i + \eta) \\ &\dots \dots \dots \\ v_n &= u \frac{F}{\omega} \eta, \end{aligned} \quad (3)$$

а в участках ветви $B-m-n$, т. е. при $i > n$, будут:

$$\begin{aligned} v_{n+1} &= u \frac{F}{\omega} (1 - \eta) \\ &\dots \dots \dots \\ v_i &= u \frac{F}{\omega} (i - n - \eta) \\ &\dots \dots \dots \\ v_{m+1} &= u \frac{F}{\omega} (m - n + 1 - \eta), \end{aligned} \quad (4)$$

где ω — площадь сечения трубопровода.

Направления движения жидкости в отдельных участках трубопровода показаны на рис. 1.

При ламинарном режиме движения жидкости в системе гидродинамического нивелирования потери энергии в отдельных участках считают по формуле [1]:

$$h_i = k_i v_i, \quad (5)$$

где $k_i = (1 + \beta) \frac{32 \nu l_i}{g d^2}$, β — коэффициент, учитывающий местные сопротивления; ν — кинематический коэффициент вязкости жидкости; l_i — длина трубы i -го участка; d — диаметр трубопровода.

Написав уравнение Бернулли относительно уровней жидкости в уравнительном баке и в n -ом датчике и учитывая, что при стационарном режиме кинетические энергии одинаковы, получим:

$$\begin{aligned} z_0 - z_n &= \sum_{i=1}^n k_i v_i \quad \text{при } i < n \\ z_0 - z_n &= \sum_{i=n+1}^{m+1} k_i v_i \quad \text{при } i > n, \end{aligned} \quad (6)$$

где z_0 — высота уровня жидкости в уравнительном баке относительно плоскости сравнения; z_n — высота уровня жидкости в датчике относительно той же плоскости.

Так как разность уровней жидкости в уравнительном баке и в граничном датчике в обоих случаях (подсчитанные по двум ветвям) одна и та же величина, то из (6), учитывая (3), (4) и (5) получим:

$$\sum_{i=1}^n k_i (n - i + \eta) = \sum_{i=n+1}^{m+1} k_i (i - n - \eta), \quad (7)$$

или преобразовав

$$\sum_{i=1}^n k_i (n - i + \eta) + \sum_{i=n+1}^{m+1} k_i (n - i + \eta) = 0,$$

вместо уравнения (7) получим:

$$n \sum_{i=1}^{m+1} k_i - \sum_{i=1}^{m+1} i k_i + \eta \sum_{i=1}^{m+1} k_i = 0. \quad (8)$$

В уравнении (8) имеются две неизвестные — n и η . Однако вместе с этим имеются следующие ограничения:

а) n — натуральное число; б) $\eta \in [0; 1]$.

Ищем решение уравнения (8), удовлетворяющее указанным ограничениям.

Сначала рассматриваем дискретную функцию вида:

$$y_n = n \sum_{i=1}^{m+1} k_i - \sum_{i=1}^{m+1} i k_i. \quad (9)$$

Вводя обозначения $a = \sum_{i=1}^{m+1} k_i$, $b = \sum_{i=1}^{m+1} i k_i$, получим:

$$y_n = na - b. \quad (10)$$

Если считать n недискретным аргументом, то тогда y_n будет функцией непрерывного аргумента, притом линейна относительно независимой переменной, которая представляет прямую линию на плоскости noy . Отсюда можно сделать следующее заключение, что совокупность точек (n, y_n) находится на прямой, которая от оси y отсекает отрезок $-b$ и имеет угловой коэффициент a .

Если к этой дискретной функции добавить величину, зависящую от параметра η (который меняется в промежутке $[0; 1]$), то прямая, на которой находится наше множество

$$y_n = na - b + \eta a, \quad (11)$$

будет перемещаться по вертикали в полосе высотой a , притом точки нашего множества будут расположены на прямых, параллельных оси y . При этом нижняя граница этой полосы совпадает с прямой, на которой находится первоначальное множество (10).

Так как нас интересуют только те значения y_n множества (11), которые совпадают с значением $y=0$, то их получаем при сравнении множеств:

$$\begin{aligned} y_1 &\in [a - b; 2a - b] \\ y_2 &\in [2a - b; 3a - b] \\ &\dots \dots \dots \\ y_m &\in [ma - b; ma + a - b]. \end{aligned} \quad (14)$$

Сравнение показывает при каком значении n , значение $y=0$ принадлежит множеству:

$$y_n = \sum_{i=1}^{m+1} k_i (n - i + \eta).$$

Для наглядности наши рассуждения иллюстрируются графиком, построенным для решенного примера (рис. 2).

Имея значение n из уравнения

$$na - b + \eta a = 0$$

определяем значение η :

$$\eta = \frac{b - na}{a}.$$

Рассмотрим пример.

Предположим в замкнутой системе гидродинамического нивелирования установлены 10 датчиков с трубами одинакового диаметра, при следующих длинах отдельных участков:

$$\begin{aligned} l_1 &= l_2 = l_3 = 3l, \\ l_4 &= l_5 = l_6 = l_7 = l_8 = l_9 = l_{10} = l_{11} = l. \end{aligned}$$

Тогда

$$\begin{aligned} k_1 &= k_2 = k_3 = 3k, \\ k_4 &= k_5 = k_6 = k_7 = k_8 = k_9 = k_{10} = k_{11} = k. \end{aligned}$$

$$a = \sum_{i=1}^n k_i = 17k,$$

$$b = \sum_{i=1}^n ik_i = 78k,$$

$$y_n = k(17n - 78 \pm 17\eta).$$

Точки множества будут расположены на отрезках, параллельных оси y (рис. 2), причем совокупность точек (n, y_n) при $\eta=0$ находится на прямой 1, а при $\eta=1$ — на прямой 2.

Из графика видно, что граничным является 4-ый датчик и при этом $\eta=0.59$.

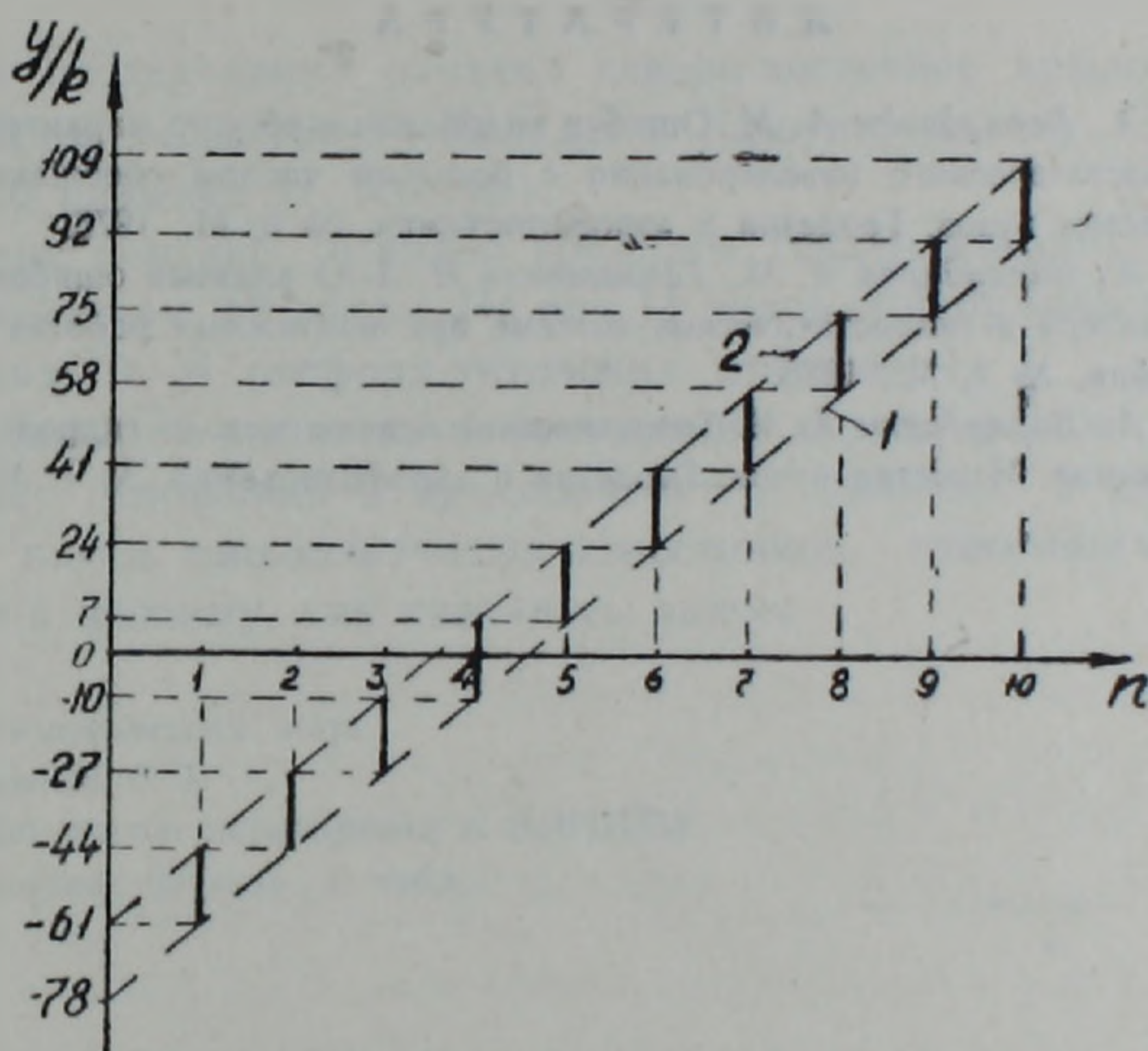


Рис. 2.

Такое же значение $n=4$ получается и из сравнений множеств (14):

$$\begin{aligned} y_1 &\in [-61k; -44k] \\ y_2 &\in [-44k; -27k] \\ y_3 &\in [-27k; -10k] \\ y_4 &\in [-10k; -7k] \\ y_5 &\in [7k; 24k] \\ y_6 &\in [24k; 41k] \\ y_7 &\in [41k; 58k] \\ y_8 &\in [58k; 75k] \\ y_9 &\in [75k; 92k] \\ y_{10} &\in [92k; 109k]. \end{aligned}$$

Легко определить, что значение $y=0$ принадлежит множеству J_4 , т. е. множеству $[-10k : 7k]$.

Проведенные теоретические исследования позволяют найти граничный датчик для любой замкнутой системы и определить доли расхода жидкости, поступающие в него по отдельным ветвям. Это даст возможность расчет замкнутой системы гидродинамического нивелирования вести как для отдельных разомкнутых систем.

Как замкнутые, так и разомкнутые системы гидродинамического нивелирования могут быть использованы также для определения деформации земной коры и оползневых масс.

Ереванский политехнический институт

Поступила 16. IV. 1982.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Мовсисян Р. А., Бархударян А. М. Ошибки гидродинамического характера в системе для гидростатического нивелирования с большим числом сообщающихся сосудов. Известия вузов. Геодезия и аэрофотосъемка, № 6, М., 1975.
2. Мовсисян Р. А., Бархударян А. М., Таплашвили И. А. О влиянии ошибок динамического характера в гидростатической системе при монтажных работах. Геодезия и картография, № 1, М., 1975.
3. Мовсисян Р. А., Бархударян А. М. Теоретические основы метода гидродинамического нивелирования. Известия вузов. Геодезия и аэрофотосъемка, № 1, М., 1976.

УДК 552.585 : 551.762

РЕФЕРАТЫ

А. С. ПАПОЯН

ПОЗДНЕЮРСКИЕ КОРАЛЛЫ ЗАНГЕЗУРА (АРМЯНСКАЯ ССР)

Приводится первое монографическое исследование коралловой фауны из позднеюрских отложений Зангезура, в результате которого проведена детализация стратиграфии мезозойских отложений указанного региона.

Район исследований охватил северо-восточное крыло Кафанского антиклинория (междуречье Халадж и Кашуни) и зону Зангезурского глубинного разлома (г. Хуступ).

Впервые описано 16 видов кораллов (склерактиний), принадлежащих 6 семействам, 12 родам. Из них 11 видов обнаружено в оксфорд-кимериджских, 5—в оксфорд-титонских отложениях.

На основании выделенной ассоциации кораллов уточняется возраст вмещающих отложений и предполагается наличие в низах разреза г. Хуступ пачки тонкоплитчатых известняков, относящихся к поздней юре, а не к неокому, как считалось ранее.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Полный текст статьи депонирован в ВИНТИ

29 с., библиограф. 30 назв., 6 табл.

УДК: 550.348

РЕФЕРАТЫ

Н. Е. САРАФЯН

О ПРОЦЕДУРАХ ИССЛЕДОВАНИИ ВОЗМУЩЕНИЙ,
ЦИРКУЛИРУЮЩИХ В ШАРЕ

Исследуются движения возмущений и их последствия в шаре, имеющем ту или иную особенность строения. В основу модели положены идеи непрерывных управляемых сред. Предполагается, что среда (шар S) обладает определенным свойством, в частности, точки S могут находиться в одном из четырех состояний: подпоровом, возбужденном, релаксации и покоя. Каждое из этих состояний характеризуется своим временем длительности σ , ν , τ , по истечении которого точка переходит в другое состояние. Совокупность точек, которые находятся в одном из первых трех вышеуказанных состояний, определяет само возмущение. Форма и величина возмущения в простейшем случае определяется следующими соотношениями:

$$\begin{aligned} L_r(\theta) &= f_1(k_r) \left[l \left(1 - \frac{r}{R} \right) \left(1 - \frac{\theta}{\theta^*} \right) + 0,5 \right], \\ A_r(\theta) &= f_2(k_r) \left[a \left(1 - \frac{r}{R} \right) \left(1 - \frac{\theta}{\theta^*} \right) + 0,5 \right] \end{aligned} \quad (1)$$

где $f_i(k_r)$ — характеристика среды, l — длина (ширина) возмущения на плоскости XOy , a — ее амплитуда. Переменные r и θ изменяются в пределах $[0, R]$, $[0, \theta^*]$ соответственно. Расчеты производятся следующим образом. при фиксированном $r \in [0, R]$ переменная θ изменяется на множестве $[0, \theta^*]$, определяя распределение возмущения на поверхности шара с радиусом r . Форма возмущения складывается постепенно из этих распределений и в итоге оно представляет «апельсиновый ломтик». Благодаря свойствам среды, возмущение последовательно двигается в шаре, делая один полный оборот в течение T единицы времени.

На ЭВМ, варьируя значениями переменных T , l , $V = \frac{T}{l}$, τ и др., генерированы возмущения с разными характеристиками. Если проследить циркуляцию одиночного возмущения, то можно оказать следующее. В среде, где отсутствует трение, изменение релаксации и другие процессы, требующие расхода энергии, возникающее однажды возмущение будет бесконечно циркулировать с одним и тем же периодом. При определенном значении параметра $K = \frac{\tau}{T}$ возмущения будут обходить участки

с повышенной релаксацией. Если же этими участками являются целые оболочки S , то каждая из них будет иметь свой релаксационный «хвост». В том случае, когда в среде происходят необратимые процессы передачи энергии возмущения точками S , она с некоторого момента может уменьшаться ниже подпороговой и станет уже неспособной вызывать последующие возмущения и передвигаться дальше. Таким образом, свободно циркулирующее возмущение при определенных условиях через некоторое время после его генерации затухает или циркулирует в S бесконечно. Пусть теперь возмущение генерируется регулярно через каждые T единиц времени и возможна потеря энергии, которая компенсируется притоком ее новых порций. Различим три возможных случая: 1. $T > l$, 2. $T = l$, 3. $T < l$. Первый из них совпадает с уже рассмотренным одиночным возмущением. Если же $T = l$, то фронт возмущения будет двигаться один непосредственно за границей релаксации другого. Все точки среды S «срабатывают» в максимально возможном ритме, т. к. волны двигаются одна за другой без пропуска. В среде (диаметром l) устанавливается определенный стационарный режим, и постепенно будет циркулировать возмущение независимо от того S проявляет диссипативность или нет.

Наиболее интересным и трудным является третий случай, т. е. когда распространение возмущения становится функцией частоты и энергии. В этом случае скорость движения фронта каждой последующей волны снижается, притом тем сильнее, чем ближе к предыдущему. Это существенно влияет на восстановительные процессы. Обычно, в релаксационной фазе в среде протекают процессы, связанные с освобождением энергии, обеспечивающей нормальное функциональное отправление среды. Поступающий в этой фазе новый фронт угнетает или усиливает их. Ход процессов контролируется различными механизмами, анализ которых затруднителен.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Полный текст статьи депонирован в ВИНТИ

19с.

