

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱ

ՀՀ ԳԱԱ ֆիզիկա-մաթեմատիկական և
տեխնիկական գիտությունների բաժանմունք

ՀՀ ԳԱԱ Ա. Նազարովի անվան երկրաֆիզիկայի
և ինժեներային սեյսմոլոգիայի ինստիտուտ

ՀՀ ԳԱԱ Ա. Նազարովի անվան երկրաֆիզիկայի
և ինժեներային սեյսմոլոգիայի ինստիտուտի
հիմնադրման 40-ամյակին նվիրված
նստաշրջանի

ԳԻՏԱԿԱՆ ԱՇԽԱՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԺՈՂՈՎԱԾՈՒ

(9-12 հոկտեմբերի, 2001 թ., ք. Գյումրի)

ՀՀ ԳԱԱ "ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆ" ՀՐԱՏԱՐԱԿՉՈՒԹՈՒՆ
Գյումրի – 2002

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱ

ՀՀ ԳԱԱ ֆիզիկա-մաթեմատիկական և
տեխնիկական գիտությունների բաժանմունք

ՀՀ ԳԱԱ Ա. Նազարովի անվան երկրաֆիզիկայի
և ինժեներային սեյսմոլոգիայի ինստիտուտ

ՀՀ ԳԱԱ Ա. Նազարովի անվան երկրաֆիզիկայի
և ինժեներային սեյսմոլոգիայի ինստիտուտի
հիմնադրման 40-ամյակին նվիրված
նստաշրջանի

ԳԻՏԱԿԱՆ ԱՇԽԱՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ
ԺՈՂՈՎԱԾՈՒ

(9-12 հոկտեմբերի, 2001 թ., ք. Գյումրի)

ՀՀ ԳԱԱ "ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆ" ՀՐԱՏԱՐԱԿՉՈՒԹՈՒՆ
Գյումրի – 2002



НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ

Отделение физико-математических и технических
наук НАН РА

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
им. А.Назарова НАН РА

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

**конференции, посвященной 40-летию
основания ИГИС им. А. Назарова НАН РА**

(9-12 октября 2001г., г. Гюмри)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ГИТУТЮН» НАН РА
Гюмри-2002

Рекомендовано к печати Ученым советом
Института геофизики и инженерной
сейсмологии им. А.Назарова НАН РА

Редакционная коллегия: Оганесян С.М. (редактор), Григорян
В.Г. (зам. редактора), Мкртчян М.Б. (отв.секретарь), Абрамян
Л.В., Гаспарян Р.К., Гедакян Э.Г., Карапетян С.С., Манукян
Л.А., Мурадян Э.К., Оганесян А.О., Тамразян А.А.

Технический редактор: Гаспарян В.Р.

Сборник научных трудов посвящен 40-летию основания
ИГИС им. А. Назарова НАН РА. В нем приводятся результаты
современных исследований в области геофизики, сейсмологии,
инженерной сейсмологии и сейсмостойкого строительства.
Обобщены результаты исследования последствий разруши-
тельных землетрясений, начиная с Спитакского 1988г.
Получены оригинальные результаты, которые могут иметь
важные перспективные научные значения в сейсмологии и
сейсмостойком строительстве.

Сборник предназначен научным работникам, аспиран-
там и студентам соответствующих специальностей.

ՀՀ ԳԱԱ Ա.Նազարովի անվան ԵԻՍԻ
հիմնադրման 40-ամյակին նվիրված
գիտական նստաշրջան, հոկտեմբեր 2001
Գիտական հոդվածների ժողովածու
ՀՀ ԳԱԱ, ՀՀ ԳԱԱ ՖՍՏԳ բաժանմունք,
ՀՀ ԳԱԱ Ա.Նազարովի անվ. ԵԻՍԻ
ՀՀ ԳԱԱ "Գիտություն" հրատարակչություն

NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES (NAS) OF
THE REPUBLIC OF ARMENIA

The NAS Department of Physical, Mathematical and
Technical Sciences

Name A.Nazarov Institute of Geophysics and
Engineering Seismology (IGES) of the NAS RA

COLLECTION OF SCIENTIFIC WORKS

**of the conference, Dedicated to 40th foundation of
Name A.Nazarov IGES NAS RA**

October 9-12, 2001, Giumry

**“Gitutun” NAS RA Publishing House
Giumry, 2002**

СОДЕРЖАНИЕ

ОГАНЕСЯН С.М., БАДАЛЯН С.В. (ИГИС НАН РА)
- К 40-летию ОРГАНИЗАЦИИ ИНСТИТУТА ГЕОФИЗИКИ И
ИНЖЕНЕРНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ им. акад.А.Г.НАЗАРОВА
НАН РА.....15

СЕКЦИЯ 1 – ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

АБОВЯН С. Б. (ИГН НАН РА) - СОСТАВЫ ХРОМШПИ-
НЕЛИДОВ-ИНДИКАТОРЫ ГЛУБИНЫ ЭРОЗИОННОГО
СРЕЗА И УСЛОВИЙ ЗАЛЕГАНИЯ УЛЬТРАМАФИТОВЫХ
МАССИВОВ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ АРМЯНСКОГО
НАГОРЬЯ.....21

АХВЕРДЯН Л.А., МАНУКЯН М.Р. (ГГО ИГИС НАН РА)
-ИЗУЧЕНИЕ АНОМАЛИЙ "ВЕКОВОГО ХОДА" ПО КОЛЬЦЕ-
ВОМУ ПРОФИЛЮ НА ГАРНИЙСКОМ СЕЙСМОПОЛИ-
ГОНЕ.....26

БАГРАМЯН А.Х., СИХАРУЛИДЗЕ Д.И. (ГПИ МВО РА, ИГ
АН ГРУЗИИ) - СЕЙСМОКИНЕМАТИКА ЮГО-ЗАПАДНОЙ
АЗИИ.....31

ВАРТАНЯН К.С. (ИГИС НАН РА) - ФОНОВЫЙ ТЕПЛОЙ
ПОТОК ВДОЛЬ ПРОФИЛЯ ГСЗ АРМАШ- БАВРА.....34

ДАВТЯН А.М., АХВЕРДЯН Л.А. (ГГО ИГИС НАН РА)
-ДИНАМИЧЕСКАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ СФЕРИЧЕСКОЙ
ЛИТОСФЕРНОЙ ОБОЛОЧКИ.....39

ДАВТЯН А.М., АХВЕРДЯН Л.А. (ГГО ИГИС НАН РА)
-ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДИНАМИЧЕСКОЙ НЕУСТОЙЧИВОСТИ
СФЕРИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТЫ.....44

КАРАХАНЯН А.К., МИНАСЯН ДЖ. О., ВАРДАНЯН А.А. (ИГИС НАН РА) - НЕКОТОРЫЕ МАГНИТНЫЕ И ПЕТРО- МАГНИТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГОРНЫХ ПОРОД АРМЕНИИ.....	54
ՍԱՆՈՒԿՅԱՆ Ա., ՆԻԿՈՂՈՍՅԱՆ Գ. (ԳՄԻ) - ԼԵՃԱՆԴՐԻ ԿԻՑ ԲԱԶՄԱՆԴԱՄՆԵՐՈՎ ԻՆՏԵԳՐԱԼՆԵՐԻ ՀԱՇՎՈՒՄԸ.....	61
МАНУКЯН А.Г., ОГАНЕСЯН Л.Г. (ГПИ, ИГИС НАН РА) -ПРИМЕНЕНИЕ КУБАТУРНЫХ ПРОЦЕССОВ В ГЕОФИЗИ- ЧЕСКИХ ЗАДАЧАХ.....	67
МЕЛИКЯН Л.С. (ИГН НАН РА) - ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИ- ЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СКВОЗНЫХ СИСТЕМ НАРУШЕНИЙ.....	74
МКРТЧЯН М.Б. (ИГИС НАН РА) - К ВОПРОСУ ОБ ОПРЕДЕ- ЛЕНИИ МЕХАНИЗМА ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ.....	80
ОГАНЕСЯН А.О. (ИГИС НАН РА) - ПРИРОДА НЕПРИЛИВ- НЫХ ИЗМЕНЕНИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ НА ПРИМЕРЕ ЗАНГЕЗУРСКОЙ СЕЙСМОАКТИВНОЙ ЗОНЫ.....	84
ОГАНЕСЯН А.О., ГАСПАРЯН Г.С., ФИДАНЯН Ф.М. (ИГИС НАН РА) - СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ.....	94
ОГАНЕСЯН С.Р., МУГДУСЯН А.М. (СД НССЗ РА) - АНОМА- ЛИЯ ВЕКОВОГО ХОДА ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ.....	103
СИМОНЯН А.О. (ИГИС НАН РА) - ДЖЕРКИ В РОЛИ КВАНТОВ ИЗМЕНЯЕМОСТИ В ВЫСОКОЧАСТОТНОЙ ОБЛАСТИ ДИНАМИКИ ГЛАВНОГО ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ.....	109

СИРУНЯН Т. А., ОГАНЕСЯН С. Р. (СД НССЗ РА) - ПАЛЕО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ КАВКАЗА В МЕЗО-КАЙНОЗОЕ.....126

ТАТЕВОСЯН Л.К., ГЕВОРКЯН К.М. (ЕГУ) - ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛЬНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ ВТОРОГО ПОРЯДКА НА ТЕРРИТОРИИ АРАРАТСКОЙ КОТЛОВИНЫ АРМЕНИИ.....134

ТУМАНЯН Г.А., ГРИГОРЯН А.А. (ГГО ИГИС НАН РА, "Геокомплекс " ЗОА) - ОСОБЕННОСТИ БЛОКОВОГО СТРОЕНИЯ АЛАВЕРДСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ138

ТУМАНЯН Г.А., ГРИГОРЯН А.А. (ГГО ИГИС НАН РА, "Геокомплекс " ЗОА) - ОБЪЕМНОЕ КОМПЛЕКСНОЕ ДОИЗУЧЕНИЕ (КАРТИРОВАНИЕ) СТРОЕНИЯ АРМЕНИИ.....145

ХАЧАТРЯН Д.А., АХВЕРДЯН Л.А. (ГГО ИГИС НАН РА) - ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ЭВМ ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ КРИВЫХ ВЭЗ, ПОЛУЧЕННЫХ В СЛОЖНЫХ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ АРМЕНИИ.....151

ШИРИНЯН К. Г. (ИГН НАН РА) - СВЯЗЬ СЕЙСМИЧНОСТИ И ВУЛКАНИЗМА С РАЗЛИЧНЫМИ ТИПАМИ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМЛИ И ВОПРОСЫ СЕЙСМОРАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ.....157

СЕКЦИЯ 2 – СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ И РИСК

АНАНЯН А.Л., ПАШАЯН Р.А. (ГГО ИГИС НАН РА) -ПРОДОЛЖЕНИЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ГАРНИЙСКОМ СЕЙСМОПОЛИГОНЕ162

ГЕДАКЯН Э.Г. (ИГИС НАН РА) - ОБ УЧЕТЕ СЕЙСМОГЕННЫХ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ОЦЕНКЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ.....167

ГЕДАКЯН Э.Г. (ИГИС НАН РА) - НАВЕДЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ В РАЙОНЕ АХУРЯНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА175

ՋԱՂՈՅԱՆ Պ. (Հայաստանում հսկողության վարչություն) - ՍԵՅՍՄԻԿ ԱՆՎՏԱՆԳՈՒԹՅԱՆ ՎԵՐԱԳՆԱՀԱՏՈՒՄԸ ՀԱՆԿ-Ի 2-րդ ԷՆԵՐԳՈՒՐԼՈՎՈՒՄ.....181

КАРАПЕТЯН Б.К., КАРАПЕТЯН К.Б. (НАН РА) - ПРЕДЛОЖЕНИЯ ДЛЯ ВКЛЮЧЕНИЯ В ШКАЛУ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ.....192

МАНАСЕРЯН Г. П. (ГГО ИГИС НАН РА) - ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА СКОРОСТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ЗЕМНОЙ КОРЫ АРАРАТСКОГО СЕЙСМОПРОГНОСТИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА.....197

МАНАСЕРЯН Г. П. (ГГО ИГИС НАН РА) - ВЫБОР МЕТОДА ВЫЧИСЛЕНИЯ V_p/V_s ДЛЯ АРАРАТСКОГО СЕЙСМОПОЛИГОНА.....204

НАЗАРЕТЯН С. Н., КИРАКОСЯН А. А., СТЕПАНЯН Р.М. (СД НССЗ РА) - НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ.....208

САРГСЯН Г. В., ГАСПАРЯН В.Р (СД НССЗ РА) - ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧНОСТИ КАВКАЗА ПОСЛЕ СПИТАКСКОГО РАЗРУШИТЕЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ.....214

СИМОНЯН Г.П., НАЗАРЯН Л.С., САРГСЯН О.О. (ЕГУ) -СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ СЕЙСМИЧНОСТИ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ.....230

ХАЛАТЯН Э.С. (ИГН НАН РА) - ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД АРМЕНИИ.....235

СЕКЦИЯ 3 – РАЗВЕДОЧНАЯ ГЕОФИЗИКА

- АРУТЮНЯН Р.А. (ЕГУ) - ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПРИАРАКСИНСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА.....240
- АСЛАНЯН С.Р. (СД НССЗ РА) - РЕАКЦИЯ ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ АРМЕНИИ НА ИЗМИТСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 1999г.246
- ГАСПАРЯН Р.К., ОГАНЕСЯН Т.О., ГАСПАРЯН В.Р. (ИГИС НАН РА, ЦМОС) - МОНИТОРИНГ АТМОСФЕРНОГО ВОЗДУХА ТЕРРИТОРИИ г. ГЮМРИ.....251
- КАРАПЕТЯН К.А., АВЕТИСЯН С.М. (ИГИС НАН РА, СД НССЗ РА) - О ВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ.....254
- МАТЕВОСЯН А.К. (ИГН НАН РА) ЛАБОРАТОРНАЯ УСТАНОВКА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ УДЕЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ И ПОЛЯРИЗУЕМОСТИ МОДЕЛЕЙ И ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД И РУД.....258
- МИРЗОЯН Г.Г., ЗОГРАБЯН С.А., САРКИСЯН Р.А. (ИГН НАН РА) - ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ БАРЦРАВАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ, МЕТОДИКА И НАПРАВЛЕНИЕ ДАЛЬНЕЙШИХ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ.....264
- ФИДАНЯН Ф.М. (ИГИС НАН РА) - УЧЕТ ВЛИЯНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ФАКТОРОВ ПРИ ВЫДЕЛЕНИИ ЛОКАЛЬНОЙ АНОМАЛИИ НА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АРМЕНИИ.....270

СЕКЦИЯ 4 – ИНЖЕНЕРНАЯ СЕЙСМОЛОГИЯ И СЕЙСМОСТОЙКОЕ СТРОИТЕЛЬСТВО

АБРААМЯН Г. , МКРТЧЯН Г. (ИГИС НАН РА) - ОЦЕНКА ОЖИДАЕМОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ г. ГЮМРИ ПО ДАННЫМ ВЫСОКОЧАСТОТНЫХ МИКРОСЕЙСМ278

БАБАЯН Т. О. (ИГИС НАН РА) - НОВЫЙ ПОДХОД К ОЦЕНКЕ МАКСИМАЛЬНО ВОЗМОЖНОЙ ИСХОДНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ285

БАБАЯН Т. О., КАРАПЕТЯН С. С., МКРТЧЯН Г. А. (ИГИС НАН РА) - НАТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛЯНЫХ ПЛОТИН В АРМЕНИИ.....290

БАЙБУРДЦЯН Г., ГАСПАРЯН А., САРГСЯН К. (СОКТИ НАН РА) - СКВАЖИННЫЙ АКСЕЛЕРОМЕТР С - 062 ДЛЯ ЗЕМЛЯНЫХ ПЛОТИН295

БАЙБУРДЦЯН Г., САРГСЯН К. (СОКТИ НАН РА) - БЛОК КОММУТАЦИИ И КАЛИБРОВКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ КАНАЛОВ297

ГЕДАКЯН Э.Г. (ИГИС НАН РА) - СПЕКТРАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОЧАГОВЫХ ИЗЛУЧЕНИЙ СПИТАКСКОЙ СЕЙСМОГЕННОЙ ЗОНЫ.....299

ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ Վ. Գ. (ՀՀ ԱՍ ԵԻՍԻ) - ԿՐԿԻՆ ԳՐՈՒԽՏՆԵՐԻ ՍՐՈՎԱՅՈՒՄՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ.....311

ГРИГОРЯН В.Г. , ОГАНЕСЯН С.М., ГРИГОРЯН А.В. (ИГИС НАН РА) - ПОДБОР АКСЕЛЕРОГРАММ - АНАЛОГОВ ДЛЯ УЧАСТКОВ НЕКОТОРЫХ ОТВЕТСТВЕННЫХ ОБЪЕКТОВ.....317

ԶԱՂՈՅԱՆ Պ. (Հայպետատոմիսկողություն վարչություն)
-ԳՐՈՒՆՏԱՅԻՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԻ ԵՎ ՀԱՎԱԶՂԵՑՈՒԹՅԱՆ ՀԱՐՑԻ
ՇՈՒՋ324

МАНУКЯН Л. А. (ИГИС НАН РА) - К ВОПРОСУ ОПРЕДЕ-
ЛЕНИЯ ЧАСТОТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ГИДРОТЕХНИ-
ЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ ПРИ ВЗРЫВАХ.....337

МАНУКЯН Л. А. (ИГИС НАН РА) - МОДЕЛИРОВАНИЕ
УСКОРЕНИЙ СИЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ
НА ОСНОВЕ ЗАПИСЕЙ СЛАБЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ342

МАРКАРЯН Т.Г., ДАВИДЯН Л.А., МАРКАРЯН А.Т.
МЕЛИКСЕТАН А.М. (АРМНИИСС И ЗС, ООО "ВЕРАКАНГ-
НУМ) - ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВ-
НОСТИ ПРИМЕНЯЕМЫХ СПОСОБОВ ВОССТАНОВЛЕНИЯ
И УСИЛЕНИЯ СТЕНОВЫХ КОНСТРУКЦИЙ ИЗ МЕСТНЫХ
ТИПОВ КЛАДОК.....349

ՄԿՐՏԿՅԱՆ Կ.Տ. (ԻԳԻՏ ՆԱՆ ՐԱ) - Օ ՎՅՆՈՋԸՆՆԱԿ
ԿՈԼԵԲԱՆԻՅԱԿ ՄՐԱՄՈՍԿՈՒՄԻ ՍԵՐՏԻՆԻ ՍԵՐՏԻՆԻ
ՎՐԱՇՏԱԾԵԼՆՈՒԹՅԱՆ.....354

ՄԽԻՏԱՐՅԱՆ Դ.Ա. (ԻԳԻՏ ՆԱՆ ՐԱ) - ԷԿՎԻՎԱԼԵՆՏՆՈՒ
ՄՈԴԵԼԻՐՈՎԱՆԻ ԶԵԼԵԶՈԲԵՏՈՆՆԱԿ ԿՈՆՏՐՈՒ
ԿՑԻՅԻ.....361

ՕԳԱՆԵՏՅԱՆ Ս.Մ. (ԻԳԻՏ ՆԱՆ ՐԱ) - Օ ՆԵՕԲՈՒԾԻՄՈՒ
ԻՄԵՆԵՆԻ ՐԱՏԿԵՏՈՒՄԻ ՍԽԵՄԱ ԿՈԼԵԲԱՆԻ ԼԻՆԵԻ-
ՆՈՒ ՕՏԿԻԼԼՅԱՏՈՐԱ ՄԻ ԿԻՆԵՄԱՏԻԿԵՍԿՈՒ ՎՈՅԲՈՋ-
ԸՆԴԵՆԻ.....368

ՕԳԱՆԵՏՅԱՆ Ս.Մ., ՄՐԱԴՅԱՆ Ա.Ր., ՕԳԱՆԵՏՅԱՆ Ա.Տ (ԻԳԻՏ
ՆԱՆ ՐԱ) - ԵՇԸ ՐԱԶ Օ ՐԵԱԼՆՈՒՄԻ ՏԻԼՅԱ ԻՆԵՐՑԻՅԱ
ԴԱԼԱՄԲԵՐԱ Ի ԵԵ ՏՈՒԿԻ ՄԻՐՈՋԵՆԻՅԱ.....380

ОГАНЕСЯН С.М., САРКИСЯН Р.Е., КОЧАРЯН Х.А. (ИГИС, СОКТИ НАН РА) - РЕЗУЛЬТАТЫ НЕКОТОРЫХ ОПЫТОВ С ЛИНЕЙНЫМ ОСЦИЛЛЯТОРОМ ПРИ КИНЕМАТИЧЕСКОМ ВОЗБУЖДЕНИИ.....385

ՊԵՏՐՈՍՅԱՆ Գ. Ռ. (ԵՊՀ) - ԳՈՒՆԱՎՈՐ ՊԵՏՐԻԻ ՑԱՆՑԵՐԻ ԼՎԱՐԱՐՈՒԹՅՈՒՆԸ.....388

ՊԵՏՐՈՍՅԱՆ Գ. Ռ. (ԵՊՀ) - ԳՈՒՆԱՎՈՐ ՊԵՏՐԻԻ ՑԱՆՑԵՐԸ ՈՐՊԵՍ ՄՈԴԵԼԱՎՈՐՄԱ Ը ԴՋՈՐ ՄԵԽԱՆԻԶՄ.....392

САРКИСЯН О.А., МУРАДЯН К.М. (ЕГУ) - К ВОПРОСУ О СЕЙСМИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ397

САРКИСЯН Р., КАРАПЕТЯН С., САРГСЯН К. (СОКТИ, ИГИС НАН РА) - СИСТЕМА СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ ДЛЯ ЗЕМЛЯНЫХ ПЛОТИН.....401

ШАГИНЯН С.Г. (НТЦ «Стройиндустрия») - ИССЛЕДОВАНИЕ СЕЙСМОСТОЙКОСТИ Ж/Б МОНОЛИТНЫХ ДОМОВ НА СЕЙСМОВЗРЫВНОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ.....406

К 40-летию ОРГАНИЗАЦИИ ИНСТИТУТА ГЕОФИЗИКИ И ИНЖЕНЕРНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ им. акад. А.Г. НАЗАРОВА НАН РА

**ОГАНЕСЯН С.М., БАДАЛЯН С.В.
(ИГИС НАН РА)**

Из немногочисленных институтов системы НАН РА, расположенных вне г. Еревана, самым старшим является Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А.Г. Назарова в г. Гюмри.

Институт был организован по инициативе Президента АН Арм.ССР, академика В.А.Амбарцумяна на базе сектора геофизики ИГН АН Арм.ССР и сектора инженерной сейсмологии АИСМ (ныне - Институт сейсмостойкого строительства и защиты сооружений). Директором института был назначен академик АН Арм.ССР А.Г.Назаров (Постановление СМ Арм.ССР от 17.06.61 за № 292). Основными задачами института являлись:

- а) изучение глубинного геологического строения территории республики геофизическими методами;
- б) систематическое изучение физических свойств горных пород;
- в) сейсмическое районирование и микрорайонирование территории республики;
- г) изучение геофизическими методами рудных месторождений полезных ископаемых;
- д) изучение последствий сейсмического воздействия (землетрясений) на здания и сооружения.

Организация института в г. Ленинакане (ныне г.Гюмри) соответствовала директивным указаниям руководства республики о создании (децентрализации) научных и учебных организаций в крупных городах Армянской ССР.

У истоков развития Института во главе с академиком А.Г. Назаровым были Б.К.Карапетян, Ц.Г.Акопян, Ш.С.Оганесян, С.В. Бадалян, С.С.Дарбинян, Н.К.Карапетян, Г.О. Газарян, С.А.Пирузян и др.

В научную работу были вовлечены молодые местные кадры, инженеры - строители, физики - математики с педагогическим образованием, которые стали костяком Института.

За 40 лет существования ИГИС научные исследования выполнялись:

I. В области геофизики и разведочной геофизики:

- сейсмология;
- региональная геофизика;
- палеомагнетизм;
- рудная геофизика;
- математическая геофизика;

II. В области защиты от воздействия землетрясений:

- инженерная сейсмология;
- сейсмостойкое строительство;
- сейсмическое моделирование

В их развитии в ИГИС определенную роль сыграли фундаментальные труды ведущих ученых и их энтузиазм. Большая их заслуга в создании новых научных направлений и школ.

По ряду направлений - изучению строения земной коры и верхней мантии Малого Кавказа, палеомагнетизму, решению обратных задач гравиметрии и магнитометрии, рудной геофизике, количественной оценке сейсмической интенсивности, сейсмостойкости атомных электростанций, изучению глубинной ползучести склонов и др., достижения ИГИС признаны в стране. Институту принадлежит приоритет создания адекватной теории подобия твердых деформируемых тел, введения понятия новой модели массы и др.

Наряду с развитием теории и методологии фундаментальных исследований, институт отвечал нуждам и потребностям народного хозяйства республики. Он содействовал решению ряда прикладных задач: палеомагнитно - стратиграфи-

ческая корреляция «немых толщ»; повышение эффективности геологоразведочных работ; выяснение инженерно-геологических, гидрогеологических, горнотехнических и сейсмических условий строительных площадок; моделирование результатов сейсмического воздействия на подземные, атомные, гидротехнические сооружения; уточнение теории сейсмостойкого строительства; составлению строительных норм (СНиП) для Армении.

После Спитакского землетрясения сотрудниками института, испытавшими на себе боль и потери последствий землетрясения проведены большого масштаба работы по изучению последствий землетрясения, выяснению степени повреждений и разрушений зданий и сооружений в различных городах эпицентральной зоны, проведению их инженерного анализа. Оценена интенсивность землетрясения в городах и населенных пунктах, кардинально пересмотрены оценки сейсмической опасности территории республики.

Институт продолжает сотрудничать с крупными научными организациями РФ (Москва, Санкт-Петербург, Екатеринбург), Украины, Грузии, Польши и других стран.

За 40-летний период научной деятельности 89 сотрудников защитили диссертации (в том числе 11 докторских); сотрудниками ИГИС опубликовано 75 монографий и сборников статей. С 1964 года периодически издается «Бюллетень по инженерной сейсмологии». Сотрудниками института запатентовано более 30 научных изобретений. За этот же период ИГИС в г. Ленинакане (Гюмри) организовано около 45 всесоюзных, закавказских и республиканских научных сессий, совещаний, конференций, семинаров и школ по различным вопросам геофизики и инженерной сейсмологии.

Институт награжден орденом Трудового Красного Знамени. Успехи института отмечены также дипломами торгового - промышленной палаты СССР, ВДНХ республики.



Институт стал основой для организации на его базе новых научных институтов и организаций. В 1976 году на базе ОКБ ИГИС создан второй в Ленинкане академический очаг науки: Специальный опытно-конструкторский технологический институт НАН РА. С 1981г. действует Гарнийская геофизическая обсерватория института. В 1992 году, находящаяся на самостоятельном балансе (с 1979 года) опытно-методическая сейсмопрогностическая экспедиция ИГИС, в результате реорганизации сети сейсмических и геофизических наблюдений республики, преобразовалась в Северный департамент Национальной службы сейсмической защиты (НССЗ).

Основные научные и научно-организационные достижения ИГИС НАН РА за последние 10 лет (1991-2000гг.).

1. Введение понятия «новая модель массы»;
2. Истолкование известных динамических задач, парадоксов с кинематическими возбуждениями и трех новых экспериментов с точки зрения «новой модели массы» приводят к следующему заключению: любое равномерное перемещение материальной точки является движением по инерции.
3. Составлен комплекс машинных программ определения параметров гипоцентров землетрясений, скоростей распространения упругих сейсмических волн. Методом сейсмической томографии построены карты сейсмических неоднородностей земной коры территории РА.
- 4а. Разработана методика трехмерного гравитационного моделирования. По этой методике построены карты масштабов 1:200000 глубинных границ земной коры территории Армении и построена карта разломно-блокового строения ее территории.
- 4б. Выявлено, что для территории Армении характерными геодинамическими критериями являются закоперенность геодинамических параметров, аномальные их значения, максимальное значение градиентов изменения скоростей сейсмических волн.

5. Составлена карта сейсмического районирования территории Республики Армения в масштабе 1:200000, на которой выделены зоны сейсмической опасности, рассчитанные по ускорениям грунтов. Впервые выделены зоны с ускорением 0,6 g.
6. Для оценки кинематических характеристик колебаний грунтов изучаемых территорий (сейсмограммы, акселерограммы) разработаны новые методические принципы.
- 7а. Определены динамические параметры сильных землетрясений Армянского нагорья (механизм очага землетрясения, размеры и направление разрывообразования при землетрясении).
- 7б. Изучено напряженно-деформационное состояние земной коры Тавро-Кавказского региона на основе тензорного анализа сейсмического момента сильных землетрясений региона. Показано, что ориентация главных осей тензора деформации в проекции на земную поверхность в различных областях региона - различна, что свидетельствует о сложном геодинамическом строении региона.
- 7в. На основе структурно-динамической модели строения земной коры территории Армении по комплексу сейсмологических, геолого-геофизических данных выделены зоны ВОЗ. Оценены максимально возможные величины магнитуд и приведены вероятные оценки их проявления во времени, служащие основой для оценки сейсмической опасности и сейсмического риска.
8. Для территории Армении составлены схематические карты распределения петромагнитных параметров в масштабе 1:500000.
9. Разработаны теоретические и методические основы опробования разносоставной руды рентгенорадиометрическим методом.
10. Изучены вековые вариации главного магнитного поля Земли в диапазоне высоких частот. Развита гипотеза о геомагнитных джерках.

11. В упругом теле (стержень, пластинка и др.) получены колебания нового типа и выявлены дополнительные резонансные частоты.
12. С помощью гомоморфных методов обработки сигналов исследованы некоторые обратные задачи теории сейсмостойкости, разработан метод определения функции Грина сложного строения.
13. На договорных началах выполнены работы по оценке сейсмической опасности территории 10 водохранилищ.
14. Выполнено сейсмическое микрорайонирование территории г. Гюмри в масштабе 1:10000.
В указанный период были защищены две докторские и три кандидатские диссертации.
В настоящее время в Институте выполняются 9 научных тем, 2 работы по гранту. Институт получил 1 грант Международного фонда Сороса.

СЕКЦИЯ 1 – ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

СОСТАВЫ ХРОМШПИНЕЛИДОВ-ИНДИКАТОРЫ ГЛУБИНЫ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА И УСЛОВИЙ ЗАЛЕГАНИЯ УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАССИВОВ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ

АБОВЯН С. Б.
(ИГН НАН РА)

На территории Армянского нагорья ультрамафиты входят в состав габбро-перидотитовых комплексов Севано-Акеринского и Вединского офиолитовых поясов. Последние на СЗ продолжают в Турцию (Анатолиды и Тавриды) и на ЮВ в Иран (Эльбурс и Загрос) и представляют собой участки проявления офиолитового магматизма обширной Средиземноморской складчатой области, расположенной между Афро-Аравийской и Евро-Азиатской платформами. (Абовян, 1981).

Ультрамафиты слагают нижние части или слои Мумухан-Красарского, Шоржинского, Джил-Сатанахачского, Караиман-Зод-Гейдаринского, Левчайского, Джомартского и Ипякского габбро-перидотитовых массивов и характеризуются дифференцированностью наличием скрытой расслоенности. Средние части массивов, представленные габбро-норитами и габбро и верхние части-кварцевыми диоритами, сохранились не во всех массивах. В переходных частях между слоями развита ритмичная расслоенность с широким развитием пород кумулятивной серии. Указанные массивы имеют линзо и пластообразные формы с первоначальным горизонтальным залеганием расслоенных пород. В дальнейшем, в связи с преобладанием процессов сжатия, расслоенные интрузивы были вовлечены в процессы складчатости, в результате чего срываются контакты интрузивов с вмещающими породами, они протрузивно внедряются в стратиграфически более верхние горизонты мела и эоцена. В результате этих же процессов расслоенные интрузивы

были деформированы, разбиты на отдельные блоки, смещены, а иногда разобщены друг от друга. В некоторых случаях, верхние части слоев оказались внизу, а нижние части - наверху (перевернутое залегание). В связи с этим затрудняется геологическое картирование-восстановление первоначального строения расслоенных интрузивов.

В ненарушенных (эталонных) слабо серпентинизированных массивах ультрамафитовый слой представлен в нижней части гарцбургитами, в средней части-лерцолитами, в верхней-верлитами. Последние выше переходят в полевошпатовые перидотиты, троктолиты и оливиновые габбро ритмично расслоенного слоя, расположенного между ультрамафитовым и мафитовым слоями. Со всеми разновидностями перидотитов связаны узкие чередующиеся слои дунитов, к которым приурочены рудные тела хромитов.

Такая расслоенность обусловлена процессами кристаллизационной дифференциации, выраженной в раннем осаждении тяжелых минералов и их скоплением в нижней части ультрамафитового слоя и более поздним выделением относительно легких минералов, слагающих верхние части слоя. При этом, снизу вверх по разрезу каждого слоя происходит закономерная смена высокотемпературных минералов низкотемпературными. В частности, для ультрамафитового слоя характерно широкое развитие в нем оливина с железистостью от 6 до 12%, причем снизу вверх происходит возрастание железистости. Таким образом, по составу породообразующих минералов возможно определить положение пород в общем разрезе ультрамафитового массива.

Однако, в большинстве случаев, в результате мощного развития процесса массовой серпентинизации ультрамафитовых пород, грань между отдельными разновидностями перидотитов стирается и становится невозможным определить в какой части разреза массива мы находимся, т.к. все породы представлены серпентинитами. То же самое относится и к полосам (слоям) перемежающихся с перидотитами дунитов. Таким образом, при полной серпентинизации пород ультрамафитовых массивов, по составу породообразующих минералов невозможно определить

состав первоначальных пород массива, а следовательно, глубину эрозионного среза.

В этом отношении весьма показательны составы хромшпинелидов, как рудообразующих, так и аксессуарных, которые сохраняют свой первоначальный состав при процессах серпентинизации. Хромшпинелиды имеют магматическое происхождение, представляют собой продукт кристаллизации определенных петрографических разновидностей ультрамафитовых пород и являются составной частью их дифференциационного ряда. Поэтому, условия образования хромшпинелидов связаны с условиями образования отдельных разновидностей ультрамафитовых пород.

Рудообразующие хромшпинелиды слагают тела линзо, жило, реже гнездообразной формы различных размеров, которые совместно с полосами вмещающих их дунитов, ориентированы согласно с общим простираем перидотитового слоя. Установлено, что составы рудообразующих и аксессуарных хромшпинелидов из вмещающих их дунитов одинаковые и находятся в зависимости от их положения в теле ультрамафитового слоя. Снизу вверх их состав закономерно меняется от богатых хромом и магнием и бедных алюминием разновидностей магнохромитов (гарцбургиты и приуроченные к ним дунитовые полосы) в нижней части до бедных хромом и магнием и богатых алюминием хромпикотитов и алюмохромитов (лерцолиты и верлиты и приуроченные к ним дунитовые полосы) в верхней части, что указывает на процессы дифференциации в ультрамафитовом слое. Высококачественные и более крупные рудные тела хромитов расположены в нижней части ультрамафитового слоя. К средним частям слоя приурочены рудообразующие и аксессуарные хромшпинелиды примерно с равными соотношениями магния и алюминия.

Анализ составов хромшпинелидов показывает, что увеличение количества Al^{3+} компенсируется уменьшением количества Mg^{2+} и Cr^{3+} и наоборот, содержание Mg^{2+} и, в особенности Cr^{3+} , возрастает с уменьшением содержания Al^{3+} . Такое расхождение в составах хромшпинелидов объясняется фракционной дифференциацией ультрамафитовой магмы, при

которой большие содержания Mg^{2+} ранее удалялись при кристаллизации оловина. Почти одновременно, под воздействием гравитационных сил, из расплава удалялся и Cr^{3+} , в результате чего в остаточной жидкости, все еще содержащей Cr^{3+} , возрастает соотношение Al_2O_3 к MgO и FeO к MgO , а сама жидкость обогащается Al^{3+} . Из этой жидкости в верхних частях ультрамафитовых массивов образуются тела, относительно богатые Al^{3+} (хромпикотиты, алюмохромиты), по сравнению с рудными телами, обрзовавшимися ранее в нижних частях массивов (магнохромитами).

Таким образом, при оценке хромитовых месторождений важно установить с какой частью эрозионного среза ультрамафитового массива, в пределах которого располагаются рудные тела, мы сталкиваемся.

Микроскопические исследования рудообразующих и аксессуарных хромшпинелидов в проходящем свете установили наличие четкой разницы в их составе. Так, магнохромиты характеризуются темными оттенками буро-красного цвета, а хромпикотиты и алюмохромиты - светлыми оттенками буро-красного или буро-малинового цвета. При этом принадлежность хромшпинелидов к магнохромитам, хромпикотитам и алюмохромитам подтверждено данными химического анализа (Абовян, 1957). Таким образом, на основании микроскопического изучения хромшпинелидов можно установить их примерный состав, а следовательно их положение в теле ультрамафитового слоя и глубину эрозионного среза.

Наличие пострудных тектонических подвижек и широкое развитие катакластических структур в хромитовых рудах указывают на мощные тектонические движения и деформации, которым подверглись они, совместно с вмещающими их ультрамафитами. Различия в составах хромшпинелидов из нижних и верхних частей ультрамафитовых массивов дают возможность расшифровать сложные проблемы, связанные с тектоническими перемещениями ультрамафитов, деформированных, а иногда разобщенных друг от друга.

Исходя из изложенного, интересна реконструкция истории геолого- тектонического становления мафит-ультрамафитовых массивов.

Учитывая наличие магматической слоистости (расслоенности) в массивах мафит-ультрамафитовых пород, эндо и экзоконтактных явлений в их обрамлении и наличие тектонических контактов с вмещающими породами мы допускаем, что рассматриваемые массивы являются реликтами или отторженцами древних (возможно, варисских ?) более крупных пластообразных тел стратиформного типа. Они в течении альпийского орогенеза были раздроблены и отдельные их фрагменты уже в твердом состоянии приподняты в верхние горизонты земной коры.

Нижняя граница или подошва ультрамафитового слоя определяется на основании региональных геофизических данных. По данным А.Г. Бабаджяна (1988) количественная интерпретация результатов полевых комплексных гравиметрических и магнитометрических исследований в пределах Джил-Сатанахачского интрузива позволили определить глубину залегания его подошвы или нижней кромки равную 2500 м ниже уровня моря. Общая мощность всех слоев массива составляет около 5500м, из которых мощность нижнего ультрамафитового слоя - около 4000 м .

Таким образом, изучение составов и закономерностей распределения рудообразующих и аксессуарных хромшпинелидов дает возможность установить уровень эрозионного среза и условия залегания ультрамафитовых массивов, что важно при оценке хромитовых месторождений и геологическом картировании ультрамафитовых массивов.

Литература

1. Абовян С.Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. Изд. АН Арм ССР, 1981, 306 с.
2. Абовян С.Б. О некоторых физических свойствах хромшпинелидов Армении. Изв. АН Арм ССР, сер. геол. и геогр. наук. 1957, т. 10, N3, с.21-29.

3. Бабаджанян А.Г. Глубинное строение и геодинамика бассейна озера Севан по геофизическим данным. Изд. АН Арм ССР 1988, 136с.

ИЗУЧЕНИЕ АНОМАЛИЙ "ВЕКОВОГО ХОДА" ПО КОЛЬЦЕВОМУ ПРОФИЛЮ НА ГАРНИЙСКОМ СЕЙСМОПОЛИГОНЕ

АХВЕРДЯН Л.А., МАНУКЯН М.Р.
(ГТО ИГИС НАН РА)

Предположим, что древние и современные землетрясения в районе Араратского сейсмопрогностического полигона связаны с тектоническими подвижками блоков и перераспределением упругих напряжений в зоне между основными разломами, расположенными в пределах этого района, схематически показанного на рис. 1

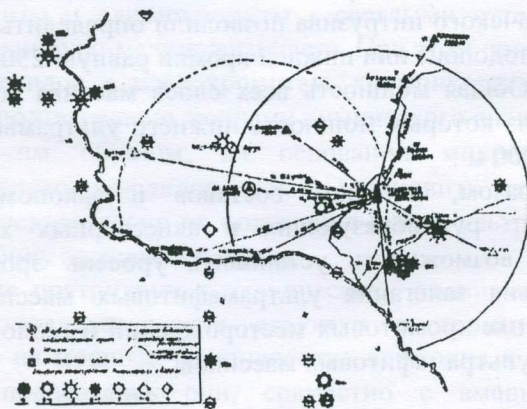


Рис. 1 Схематическая карта Араратского сейсмопрогностического полигона.

В пределах сейсмополигона расположены, в основном, Ани-Ордубадский, Базум-Севанский, Анкаван-Сюникский, и Ереванский разломы (рис.2) [1,2].

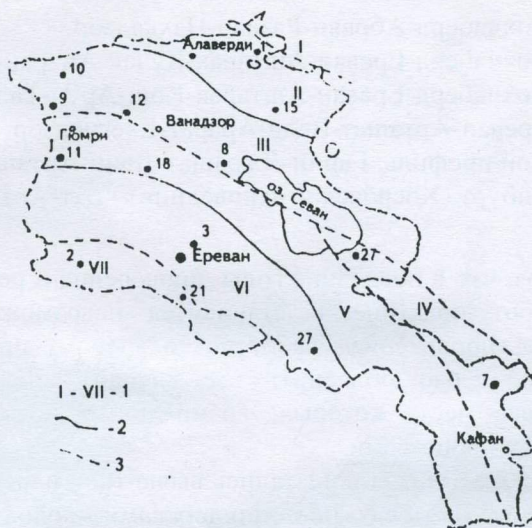


Рис.2. Схема тектонической зональности Армении, составленная А.Т.Асланяном.

1 - номера зон; 2 - границы оротектонических поясов;
3 - границы тектонических зон.

Можно предположить, что медленные временные изменения магнитного поля в очаговых зонах землетрясений (Двин 893г., 1890г.), Арарат (1840г.), Гарни (1679г., 1994г.), Паракар (1937г., 1999г.), Цахкадзор (853г., 1827г.), Талиш (1840г.), Талин (1840г.), Апаран (1827г.) должны отличаться от временных изменений магнитного поля на достаточном удалении от разломов.

Для выяснения особенностей поведения магнитного поля во времени и в пространстве в зонах предполагаемых очагов землетрясений, по сравнению с прилегающими сравнительно

менее сейсмоактивными зонами, в пределах Араратского сейсмополигона проложены локальные маршрутные профили:

- I - Гарни-Вохчаберд-Ереван-Эчмиадзин-Мецамор-Армавир-Аракс.
- II - Гарни-Вохчаберд-Абовян-Раздан-Цахкадзор.
- III - Гарни-Вохчаберд-Ереван-Аштарак-Кучак-Апаран-Арагац.
- IV - Гарни-Вохчаберд-Ереван-Аштарак-Кош-Аруч-Талин.
- V - Гарни-Ереван-Арташат-Веди-Арарат-Ехегнадзор.
- VII- Кольцевой профиль: Гарни-Джрашат-Двин-Арташат-Веди-Байбурт (Хосровский заповедник)-Гохт-Артиз-Гарни.

Учитывая, что в последние годы проведение и реализация подобных работ практически становится невозможной, мы ограничивались проведением работ по кольцевому профилю и не задавались целью объяснить все случаи "аномального" поведения поля, часть которых, возможно, и не связана с тектоническими процессами.

В связи с этим, мы попытались выявить изменения поля, которые должны быть связаны с подвижками блоков и могут быть использованы в качестве магнитных предвестников землетрясений.

Методика измерений

При проведении маршрутных съемок были использованы протонные магнитометры типа ПМП-203. Как известно, они являются портативными приборами и предназначены для абсолютных измерений модуля полного вектора DT в полевых и обсерваторных условиях.

По кольцевому профилю было проложено 15 точек. Закрепленные реперы устанавливались в местах, где отсутствовали большие пространственные градиенты, помехи от линий электропередач (ЛЭП) и сильно намагниченных пород в виде скоплений обломочного материала. В этот период обеспечивалась непрерывная работа в обсерватории Гарни и, как правило, при каждом замере брались 3-4 отсчета. Техника обработки предусматривала приведение всех значений поля за время измерений к базисному значению поля в обс.Гарни. Часы на профиле и в обс.Гарни проверялись ежечасно.

Для синхронизации замеров время при измерениях проверялось ежедневно. Через каждые три точки проводились контрольные замеры, а обработка результатов проводилась согласно [3].

Таблица 1

Пространственные градиенты Н и Z, по X, Y, Z направлениям на участке кольцевого профиля в нТл/м.

№	$\frac{\Delta H}{\Delta Z}$	$\frac{\Delta H}{\Delta X}$	$\frac{\Delta H}{\Delta Y}$	$\frac{\Delta Z}{\Delta Z}$	$\frac{\Delta Z}{\Delta X}$	$\frac{\Delta Z}{\Delta Y}$
1	70	10	10	20	20	10
2	100	70	70	80	60	10
3	40	30	0	50	30	30
4	40	35	35	40	30	15
5	15	40	25	65	35	30
6	30	20	60	35	25	15
7	15	30	10	20	35	15
8	130	25	20	40	0	0
9	50	65	25	80	45	40
10	70	15	30	10	20	30
11	10	10	70	0	40	30
12	70	80	40	0	0	25
13	100	120	130	30	80	170

Повторные наблюдения проводились с целью обнаружения аномальных изменений за период от месяца до года. Маршрутные наблюдения на кольцевом профиле повторялись дважды в течение года.

Из-за больших пространственных градиентов, устанавливались новые реперы и, в результате, все точки на кольцевом профиле закреплялись в достаточно спокойном магнитном поле (табл. 1.), вследствие чего результаты измерений первых маршрутов оказались частично несопоставимыми с данными предыдущих измерений (рис.3).

Однако, на кольцевом профиле между разломами Веди-Ераносский и Ани-Ордубадский (точки 6-10) наблюдается аномалия векового хода.

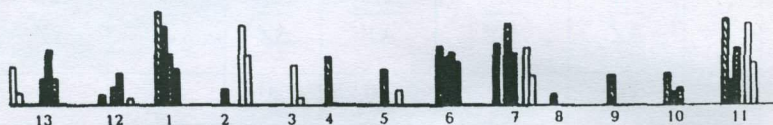


Рис 3. Результаты измерения DT на кольцевом профиле за период 1996-2000г.

Многолетние повторные измерения на кольцевом профиле путем изучения вековых вариаций, позволят прогнозировать активизацию тектонических процессов на Араратском сейсмопрогностическом полигоне, однако эти исследования требуют четкого проведения повторных наблюдений 2 раза в год.

Литература

1. Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1968.
2. Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сейсмоструктурная тектоника Армянской ССР. Изд. ЕГУ, Ереван, 1981.
3. Ахвердян Л.А., Нагапетян В.В. Тектономагнитные исследования на территории Армянской ССР. Изд. «Гитутюн», Ереван, 1985.

СЕЙСМОКИНЕМАТИКА ЮГО-ЗАПАДНОЙ АЗИИ

БАГРАМЯН А. Х. , СИХАРУЛИДЗЕ Д. И.
(ГПИ МВОН РА, ИГ АН ГРУЗИИ)

Изучение внутреннего строения и динамического состояния Земли является актуальной проблемой современной геологии и геофизики. Ее решение позволит изучить эволюцию Земли, установить размещение полезных ископаемых, выявить предвестники сильных землетрясений и др. На основе проведенных геолого-геофизических исследований получены важные результаты в области изучения тектоники литосферных плит. Исследования совокупности данных о механизмах и динамических параметрах очагов землетрясений позволяют определить движения литосферных плит и блоков, а также характер поля упругих напряжений на их границах.

Для решения проблемы прогноза землетрясений на Кавказе, помимо радиально-материально неоднородного строения литосферы, следует изучить геодинамические процессы, как в локальном, так и региональном аспектах.

Изучены условия сейсмичности, напряженно-деформированное состояние и блоковое строение литосферы впадин Черного и Каспийского морей, Анатолии, Ирана, Кавказа и Аравийского региона, с целью установления границ литосферных плит и блоков, динамического состояния и причин возникновения землетрясений в Анатолийско-Кавказско-Иранском регионе. Исследовано пространственное расположение эпицентров сильных землетрясений указанного региона [1,2]. Проведенные исследования показали, что эпицентры сильных землетрясений группируются по отдельным зонам, являющимся границами литосферных плит и макроплит этого региона.

Система сейсмоактивных разломов Загросской зоны является границей между Аравийской и Иранской плитами, которая протягивается от Восточной Анатолии до Омана, и является одним из основных структурных элементов в тектонике Альпийско-Гималайского пояса. Самое плотное сгу-

шение эпицентров наблюдается на ее юго-восточном участке в районе Лир-Бендер-Аббас, где литосфера в восточной части Персидского залива субдуцирует под Ираном, где и наблюдаются подкоровые очаги, характеризующиеся самой высокой сейсмичностью. Сейсмичность северо-западной части Загроса уменьшается, а в сейсмогенном узле Восточной Анатолии сейсмоактивность опять повышается, как место столкновения нескольких литосферных плит.

Исследованы сейсмичность и напряженно-деформированное состояние Черного моря и обрамляющей ее территории, характеризующаяся более высокой сейсмичностью, чем впадина этого моря. В бассейне Черного моря происходят внутриплитовые землетрясения, совокупностями их гипоцентров Черноморская плита разделяется на несколько литосферных блоков, некоторые границы этих блоков просвечиваются отраженными поверхностными волнами [3]. Пересечение Северо и Восточно-Анатолийского, Арсиано-Казбегского и Загросского сейсмогенных разломов в районе озера Ван образует крупный сейсмогенный узел.

Исследованы механизмы очагов, пространственное распределение сильных землетрясений и блоковое строение впадин Каспийского моря и окружающих его областей. По этим данным в бассейне моря выделяется Южнокаспийская плита, которая ограничена со всех сторон активными сейсмогенными разломами. Это: Апшерон-Копетдагский, Копетдагско-Эльбурсо-Ванский и Талышско-Махачкалинский сейсмогенные разломы, имеющие глубину залегания до 80-100 км. По механизмам очагов относительное движение Южнокаспийской плиты имеет северо-западное направление. Пересечение указанных сейсмоактивных разломов образует сейсмогенные узлы, самыми крупными из которых являются Ашхабадский и Шемахинский.

Исследование механизмов и пространственного распределения очагов сильных землетрясений различных групп и типов отраженных поверхностных волн в Анатолийско-Кавказско-Иранском регионе дало возможность выделить Кавказский литосферный мегаблок. Этот мегаблок со всех сторон ограничен крупными сейсмогенными разрывными зонами, являющимися границами между Кавказским литосферным мегаблоком

и Черноморской, Южнокаспийской, Иранской, Анатолийской и Аравийской литосферными плитами, а также Евразийской плитой.

Кавказский литосферный мегаблок ограничен следующими крупными сейсмогенными разломами: Арсиано-Казбекским, Терско-Кумским, Эльбурс-Ванским, Талыш-Махачкалинским. Направления движения вышеуказанных плит имеют различную ориентацию относительно Кавказского литосферного мегаблока. В связи с этим рассматриваемый мегаблок находится в условиях статического сжатия, поэтому его территория характеризуется рассеянной сейсмичностью. Он раздроблен на мелкие литосферные блоки, на границах которых возникают землетрясения сравнительно менее сильные, чем вдоль отмеченных выше сейсмогенных разрывных зон. Внутри рассмотренного мегаблока выделяются два крупных, по сравнению с другими, сейсмогенных разрыва: Транскавказский субмеридиональный сейсмогенный разрыв, проходящий к востоку от озера Ван через вулканические гряды Арарат-Арагац и направленный в сторону Джавахетского нагорья, а также Вандамский сейсмогенный разрыв, проходящий вдоль южного склона Большого Кавказа.

Проведенные сейсмологические исследования Аравийско-Анатолийско-Кавказско-Иранского региона позволили выявить причины возникновения сильных землетрясений на Кавказе.

Литература

1. Бюллетень международного сейсмологического центра. 1961-1980гг.
2. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. - М., Наука, 1977, с. 535.
3. Сихарулидзе Д.И., Тутберидзе Н.П., Баграмян А.Х. и др. Строение, напряженно-деформированное состояние и условия сейсмичности литосферы Малого Кавказа. Тбилиси, Мецниереба, 1983, 123 с.

ФОНОВЫЙ ТЕПЛОВЫЙ ПОТОК ВДОЛЬ ПРОФИЛЯ ГСЗ АРМАШ-БАВРА

ВАРТАНЯН К.С.
(ИГИС НАН РА)

В целом для территории Армении определен фоновый (стационарный) тепловой поток (ТП_ф) и осреднен по трем основным тектоническим зонам [1]. Однако, следует отметить, что эти расчеты были выполнены на уровне геофизических исследований сейсмогеологических разрезов, построенных методом обменных волн, возбуждаемых землетрясениями (МОВЗ) [2,3,4], где отражены только гипотетичные “базальтовый” и “гранитный” слои, и достоверны лишь граница Мохоровичича и подошва осадочного слоя.

Требования современной науки изменились, и в настоящее время основой для построения любой геофизической модели служат профили ГСЗ со значениями скоростей распространения сейсмических волн и разнородными границами в земной коре.

К сожалению, на территории Армении до 1990 года не было профилей ГСЗ, кроме небольшого южного окончания профиля Волгоград-Нахичеван.

Появление профиля ГСЗ Армаш-Аспиндза (на территории Армении - Армаш-Бавра) предоставило возможность на основе экспериментальных данных (распределение V_p в земной коре) выполнить расчеты ТП_ф, что явилось основой для дальнейшего анализа теплового поля вдоль указанного профиля, а также для построения тепловой и комплексной геофизических моделей.

Профиль ГСЗ Армаш-Аспиндза проведен в 1990 г., с целью изучения очаговой зоны Спитакского катастрофического землетрясения 1988 г. НПО “Нефтегеофизика”, Мингео СССР.

С юго-востока на северо-запад профиль пересекает следующие геологические структуры, такие как: Южно-Армянская зона, Вединская офиолитовая зона, Центрально-Армянская зона, Ширакская зона (где расположен эпицентр Спитакского землетрясения), Севано-Акеринская зона, Сомхето-Карабахская зона и далее, уже за пределами Армении, область

Ахалкалакского вулканического нагорья и наконец Аджаро-Триалетская складчатая зона.

Каждая из указанных зон характеризуется особенностями в истории геологического развития, в каждой зоне имеются своеобразные соотношения геологических и сейсмических структур, что особо важно для интерпретации геофизических полей.

На разрезе Армаш-Бавра (поскольку мы не располагаем данными на территории Грузии, будем рассматривать только ту часть профиля, которая находится на территории Армении) проведены линии равных скоростей V_p , подошва осадочного чехла, границы Мохоровичича и Конрада, а также ряд границ в земной коре. Как и следовало ожидать, интервал глубин 10-23 км отличается наличием локальных замкнутых скоростных аномалий разных знаков, что весьма интересно для дальнейшей интерпретации.

При построении соответствующих моделей земной коры значения V_p как более достоверный, экспериментальный материал, успешно используются для перехода к другим параметрам - плотности (σ) и теплогенерации (ТГ) [5,6]. Иными словами, вместо того чтобы приписывать к гипотетическим "базальтовому" и "гранитному" слоям какие-то значения ТГ и рассчитывать $ТП_\phi$, осуществляется переход, основанный на статистически значимом экспериментальном материале

$$ТГ = 1.4 \exp B(6 - V_p),$$

причем, при наличии необходимого материала, коэффициент B ($B = 1.25 - 1.5$) можно подбирать для данного региона [7]. Для территории Армении мы использовали значение $B = 1.25$. Такой переход осуществляется только для консолидированной коры, а для пород осадочного чехла, физические свойства которых детально изучены, принято значение ТГ из литературных данных равное 1.35 мкВт/м^3 . Следует отметить, что этот вопрос освещается в литературе достаточно подробно и имеются осредненные данные как для отдельных регионов, так и для отдельных комплексов пород [5,8], которыми мы пользовались. Значениям $ТП$, образуящегося в результате радиоактивного распада в породах всей толщи земной коры, добавляется еще и

тепловой поток, поступающий из мантии. Для территории Армении, как активного региона, этот поток принят равным 16 мВт/м^2 .

Для исследуемого профиля нами были рассчитаны ТП_ϕ в 19 пунктах с шагом 10 км.

В результате получены значения ТП_ϕ , варьирующие от 42 до 54 мВт/м^2 (рис.1). На построенной кривой намечается небольшой минимум в центральной части профиля, который на наш взгляд обусловлен неоднородностями в промежуточном слое исследуемого разреза. Так, именно в этой части разреза изолиния скорости $V_p=6.6 \text{ км/с}$ резко поднимается ближе к поверхности, что может быть обусловлено изменением состава пород, возможно, привлечшего за собой понижение радиогенной теплогенерации. Пространственно этот минимум соответствует максимуму на кривой наблюдаемых ТП , построенных по карте тепловых потоков территории Армении [9].

Разброс между значениями ТП_n и ТП_ϕ в аномальной области составляет $30\text{-}35 \text{ мВт/м}^2$, что достаточно значительная величина, а из анализа структуры земной коры следует, что имеющиеся неоднородности не способны создать аномалию указанной величины.

Так, выполненные ранее [1] оценочные расчеты показали, что при изменении мощности «базальтового» слоя более чем в два раза: вместо 16 км - 6 км (что маловероятно), получают изменения ТП до 6 мВт/м^2 . А при увеличении «гранитного» слоя, теплогенерации пород нижних горизонтов уменьшаются и резкой границы при переходе к «базальтовому» слою не будет.

Таким образом, можно еще раз подтвердить сделанные ранее выводы о нестационарности и глубинности наблюдаемой аномалии ТП [1]. Цель настоящей работы - создание основы для построения тепловой, а в дальнейшем и комплексной геофизической модели земной коры вдоль исследуемого профиля.

В настоящее время существует всеобщее стремление достичь трехмерности решаемых задач. Для построения трехмерной тепловой модели, необходима площадная сеть профилей ГСЗ, не существующая на территории Армении.

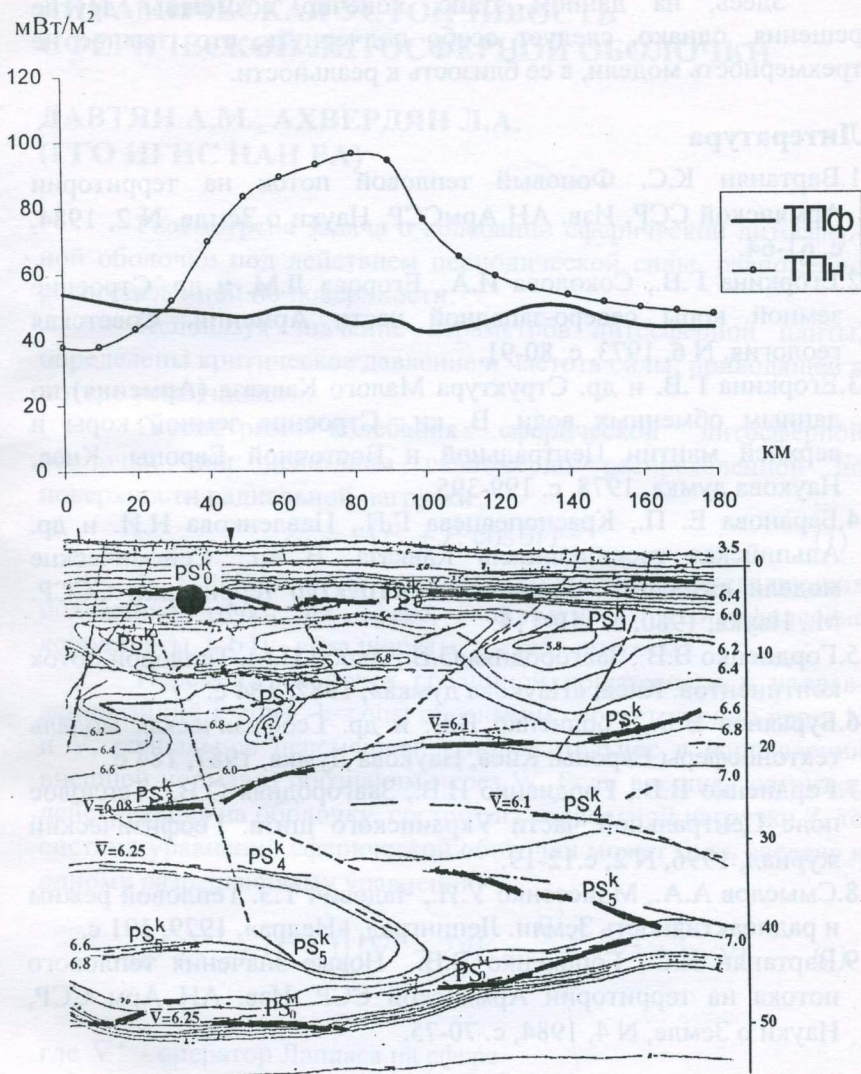


Рис. 1. Кривые фонового и наблюдаемого тепловых потоков вдоль профиля ГСЗ Армаш-Бавра

Здесь, на данном этапе, конечно возможны другие решения, однако, следует особо подчеркнуть, что главное не трехмерность модели, а ее близость к реальности.

Литература

1. Вартанян К.С. Фоновый тепловой поток на территории Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, N 2, 1984, с. 61-64.
2. Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М. и др. Строение земной коры северо-западной части Армении. Советская геология, N 6, 1973, с. 80-91.
3. Егоркина Г.В. и др. Структура Малого Кавказа (Армения) по данным обменных волн. В. кн.: Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев, Наукова думка, 1978, с. 199-395.
4. Баранова Е. П., Краснопецева Г.П., Павленкова Н.И. и др. Альпийская геосинклиналь Кавказа. В кн.: Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М., Наука, 1980, с. 110-116.
5. Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Якоби Н.М. Тепловой поток континентов. Киев, «Наукова думка», 1982, 184 с.
6. Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В. и др. Геофизическая модель тектоносферы Европы. Киев, Наукова Думка, 1987, 184 с.
7. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. Тепловое поле Центральной части Украинского щита. Геофизический журнал, 1996, N 2, с.12-19.
8. Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Ленинград, «Недра», 1979, 191 с.
9. Вартанян К.С., Гордиенко В.В. Новые значения теплового потока на территории Армянской ССР. Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, N 4, 1984, с. 70-75.

ДИНАМИЧЕСКАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ СФЕРИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ ОБОЛОЧКИ

ДАВТЯН А.М., АХВЕРДЯН Л.А.
(ГГО ИГИС НАН РА)

Рассмотрена задача о колебании сферической литосферной оболочки под действием периодической силы, равномерно распределенной по поверхности.

Используя значение параметров литосферной плиты, определены критическое давление и частота силы, приводящей к потере устойчивости.

Рассмотрим колебания сферической литосферной оболочки под действием равномерно распределенной по поверхности радиальной нагрузки

$$Z_0 = -(P_0 + P_t \cos \theta t) \quad (1)$$

В качестве ортогональных координат, определяющих положение точки на сфере, примем географические координаты j, b (j - угол широты, b - угол долготы).

Перемещение точек срединной поверхности в направлении линий $j=\text{const}, b=\text{const}$ обозначим соответственно через U и V , радиальное перемещение (положительное в направлении внешней нормали) обозначим через W . Если внешняя нагрузка, действующая на оболочку, состоит из радиальной нагрузки Z , то система уравнений сферической оболочки может быть сведена к одному разрешающему уравнению

$$\left[c^2 (\nabla^2 + 1)^2 + 1 \right] (\nabla^2 + 2)W = \frac{R^2 Z}{Eh} (\nabla^2 + 1 - \nu) \quad (2)$$

где ∇^2 - оператор Лапласа на сфере

$$\nabla^2 = \frac{1}{\sin \varphi} \left[\frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\sin \varphi \frac{\partial}{\partial \varphi} \right) + \frac{1}{\sin^2 \varphi} \frac{\partial^2}{\partial \beta^2} \right] \quad (3)$$

$$c^2 = \frac{h^2}{12R^2(1-\nu^2)}$$

R - радиус Земли, h - толщина литосферной плиты, ν - коэффициент Пуассона, E - модуль Юнга.

В состоянии без момента внутренние силы оболочки сводятся к сжимающимся усилиям

$$N_1 = N_2 = \frac{1}{2} R(P_0 + P_t \cos \theta t) \quad (4)$$

В случае сферической оболочки дополнительная кривизна имеет вид

$$\chi_1 = -\frac{1}{R^2} \left(W + \frac{\partial^2 W}{\partial \varphi^2} \right) \quad (5)$$

$$\chi_2 = -\frac{1}{R^2} \left(W - \frac{1}{\sin^2 \varphi} \frac{\partial^2 W}{\partial \beta^2} - ctg \varphi \frac{\partial W}{\partial \varphi} \right)$$

Дополнительная приведенная нагрузка, возникающая при отклонении оболочки в отсутствие момента силы

$$\Delta Z = \frac{1}{2} R(P_0 + P_t \cos \theta t)(\chi_1 + \chi_2)$$

откуда

$$\Delta Z = -\frac{1}{2R} (P_0 + P_t \cos \theta t)(\nabla^2 + 2)\omega \quad (6)$$

Составляющие DX и DY очевидно равны нулю.

Помимо внешнего давления (1) и приведенной нагрузки (6), на оболочку действуют силы инерции

$$-\rho h \frac{\partial^2 U}{\partial t^2}; \quad -\rho h \frac{\partial^2 V}{\partial t^2}; \quad -\rho h \frac{\partial^2 W}{\partial t^2}$$

Пренебрегая тангенциальными составляющими сил инерции, находим, что силы, действующие на оболочку, сводятся к радиальной нагрузке

$$\Delta Z = -\frac{1}{2R}(P_0 + P_t \cos \theta t)(\nabla^2 + 2)$$

$$Z = -(P_0 + P_t \cos \theta t) - \frac{P}{2R}(P_0 + P_t \cos \theta t)(\nabla^2 + 2)W - \rho h \frac{\partial^2 W}{\partial t^2} \quad (7)$$

Первое слагаемое дает равномерное сжатие оболочки и может быть отброшено, если под $\omega(\varphi, \beta, t)$ понимать отклонение от невозмущенного состояния. Уравнение (2) принимает вид

$$\left[c^2(\nabla^2 + 1)^2 + 1 \right] (\nabla^2 + 2)W + \frac{(P_0 + P_t \cos \theta t)R}{2Eh} (\nabla^2 + 1 - \nu) (\nabla^2 + 2)W + \frac{\rho R^2}{Eh} (\nabla^2 + 1 - \nu) \frac{\partial^2 W}{\partial t^2} = 0 \quad (8)$$

Отыскание общего решения уравнения (8) затруднительно. Поэтому ограничимся классом решений, имеющим определенный практический интерес. Будем искать решение (8) в виде

$$W(\varphi, \beta, t) = f(t)F(\varphi, \beta) \quad (9)$$

где $f(t)$ - неизвестная функция времени, $F(j, b)$ - решение дифференциального уравнения

$$\nabla^2 F + \lambda F = 0, \quad (10)$$

удовлетворяющее граничным условиям для W (т.е. условиям для непрерывности и однозначности на сфере). Подстановка в (8) дает:

$$\left[c^2(\lambda - 1)^2 + 1 \right] (\lambda - 2)f - \frac{(P_0 + P_t \cos \theta t)R}{2Eh} (\lambda - 1 + \nu)(\lambda - 2)f + \frac{\rho R^2}{E} (\lambda - 1 + \nu) \frac{\partial^2 f}{\partial t^2} = 0$$

Введем обозначения

$$\left. \begin{aligned} \frac{E}{\rho R^2} \frac{\lambda - 2}{\lambda - 1 + \nu} [c^2(\lambda - 1)^2 + 1] &= \omega^2 \\ \frac{2Eh}{R(\lambda - 1 + \nu)} [c^2(\lambda - 1)^2 + 1] &= P_* \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

Полученное уравнение принимает вид

$$\frac{\partial^2 f}{\partial t^2} + \omega^2 \left(1 - \frac{P_0 + P_t \cos \theta t}{P_*} \right) f = 0 \quad (12)$$

Формулы (11) дают собственные частоты и критические силы, зависящие от неизвестного еще параметра λ . Впрочем, практически важный вопрос может быть решен и без его предварительного определения. Границы главных областей неустойчивости могут быть найдены известными приближенными формулами. В частности, нижняя граница

$$\theta_*^2 = 4\omega^2 \left(1 - \frac{P_0 + 1/2P_t}{P_*} \right)$$

В дальнейшем обозначим

$$\theta_*^2 = \frac{4E}{\rho R^2} g(\lambda),$$

где

$$g(\lambda) = (\lambda - 2) \left[\frac{c^2(\lambda - 1)^2 + 1}{\lambda - 1 + \nu} - \frac{(P_0 + 1/2P_t)}{2Eh} \right] \quad (13)$$

Определяя сгибающую $\frac{dg}{d\lambda} = 0$, получим уравнение для λ .

Рассмотрим случай с достаточно большим значением $\lambda \gg 1$. Тогда

$$g(\lambda) \approx c^2 \lambda^2 = 1 - \frac{(P_0 + 1/2P_t)R\lambda}{2Eh} \quad (14)$$

откуда корень уравнения $\frac{dg}{d\lambda} = 0$

$$\lambda_* = \frac{(P_0 + 1/2P_t)R}{2Ehc^2}$$

и следовательно

$$\theta_*^2 = \frac{4E}{\rho R^2} \left[1 - \frac{(P_0 + 1/2P_t)R^2}{16E^2 h^2 c^2} \right] \quad (15)$$

Введем обозначение

$$\frac{4Ehc}{R} = P_{**} \quad \frac{E}{\rho R^2} = \omega_0^2$$

Формула (15) принимает вид

$$\theta_*^2 = 4\omega_0^2 \left[1 - \frac{(P_0 + 1/2P_t)^2}{P_{**}^2} \right] \quad (16)$$

Легко видеть, что P_{**} представляет собой приближенное (в смысле сделанных допущений) значение минимального критического давления.

Действительно, учитывая, что

$$c^2 = \frac{h^2}{12R^2(1-\nu^2)}$$

получим формулу

$$P_{**} = \frac{2Eh^2}{R^2} \frac{1}{\sqrt{3(1-\nu^2)}} \quad (17)$$

Используя значение параметров литосферной плиты $h=70$ км; $k=6400$ км, $E=1.6 \cdot 10^{11}$ Па, $\nu=0.28$, $\rho=3.3 \cdot 10^3$ кг/м., определим критическое давление и частоту

$$P_{**} = 0.25 \cdot 10^8 \text{ Па} \quad \omega_0 = 0.3 \text{ с}^{-1}$$

Литература

1. Власов В.З. Общая теория оболочек. Гостехиздат, 1949.
2. Власов В.З., Леонтьев Н.Н. Балки, плиты и оболочки на упругом основании. М., 1960.
3. Прочность. Устойчивость. Колебания. ТЗ. Справочник в трех томах. Машиностроение М., 1968.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДИНАМИЧЕСКОЙ НЕУСТОЙЧИВОСТИ СФЕРИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТЫ

ДАВТЯН А.М., АХВЕРДЯН Л.А.
(ГГО ИГИС НАН РА)

Допустим, что литосфера Земли лежит на сплошной упругой астеносфере и находится под действием периодической продольной силы в виде $P = P_0 + P_t \cos \theta \cdot t$.

Согласно [1] уравнение движения литосферной плиты имеет следующий вид:

$$D \frac{\partial^4 w}{\partial x^4} + (P_0 + P_t \cos \theta \cdot t) \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \rho_\Omega h \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} + \chi w = 0 \quad (1)$$

где $D = \frac{Eh^3}{12(1-\nu^2)}$ - жесткость плиты при изгибе, ρ_Ω - плотность литосферы Земли, β - коэффициент упругости основания.

Легко видеть, что выражение

$$W(x, t) = \sum_k f_k(t) \cdot \sin \frac{k\pi x}{l} \quad (k=1, 2, 3, \dots) \quad (2)$$

где $f_k(t)$ искомые функции времени, удовлетворяющие уравнению (1); l длина плиты.

Подстановка (2) в (1) приводит к уравнению

$$\frac{d^2 f_k}{dt^2} + wk^2 \left[1 - \frac{P_0 + P_t \cos \theta \cdot t}{P_k} \right] f_k = 0 \quad (k=1, 2, 3, \dots)$$

$$\text{где } w_k^2 = \frac{1}{\rho_\Omega h} \left[\frac{k^4 \pi^4 D}{l^4} + \beta \right] \quad (3)$$

$$P_k = \frac{k^2 \pi^2 D}{l^2} + \frac{\beta \cdot l^2}{k^2 \pi^2}$$

Аналогичные уравнения получим, рассматривая случай бесконечно длинной плиты. В этом случае уравнение (1) будет удовлетворено, если полагать, что

$$W(x, t) = f(t, \lambda) \cdot \sin \frac{\pi x}{\lambda} \quad (4)$$

где длина полуволны λ может принимать любые значения от нуля до бесконечности.

Подставляя (4) в (1) вновь получаем уравнение (3), в котором роль k выполняет уже величина λ ; где зависимость коэффициентов уравнений выражена в следующем виде:

$$w^2(\lambda) = \frac{1}{\rho_{\Omega} h} \left(\frac{\pi^4 D}{\lambda^4} + \beta \right) \quad P_*(\lambda) = \frac{\pi^4 D}{\lambda^4} + \frac{\beta \lambda^2}{\pi^2} \quad (5)$$

Для такой задачи собственные частоты и критические силы составляют сплошной спектр, изменяясь от минимальных значений

$$w_{\min} = \sqrt{\frac{\beta}{\rho_{\Omega} h}} \quad P_{*\min} = 2\sqrt{\beta \cdot D} \quad (6)$$

до бесконечности.

Представляется удобным уравнению (3) придать следующий вид

$$\frac{d^2 f_k}{dt^2} + \Omega_k^2 [1 - 2\mu_k \cos \theta \cdot t] f_k = 0 \quad (k=1, 2, 3) \quad (7)$$

где Ω_k - частота собственных колебаний литосферной плиты.

$$\Omega_k = w_k \sqrt{1 - \frac{P_0}{P_{*k}}} \quad (8)$$

а μ_k - коэффициент возбуждения.

$$\mu_k = \frac{P_t}{2(P_{*k} - P_0)} \quad (9)$$

Поскольку уравнение (7) идентично для всех форм колебаний, т.е. для всех k в дальнейшем будут опущены индек-

сы при Ω_k и μ_k , оно может быть представлено в следующем виде:

$$f'' + \Omega^2 [1 - 2\mu \cos\theta \cdot t] \cdot f = 0 \quad (10)$$

Уравнение (10) представляет собой известное уравнение Матье [2]. Одно из наиболее интересных свойств этого уравнения заключается в том, что при некоторых соотношениях между его коэффициентами оно имеет неограниченно возрастающие решения.

Часто для отыскания условий существования периодических решений поступают методом, описанным в [4]. Введя некоторый "малый параметр" (за такой параметр может быть принят, например, коэффициент возбуждения m , ищут решение уравнения (10) в виде ряда по степеням m

$$f = f_0 + \mu \cdot f_1 + \mu^2 f_2 + \dots$$

Здесь f_k - неизвестные пока функции времени. Подставляя это выражение в исходное уравнение и приравнивая коэффициенты при одинаковых μ_k , получаем систему дифференциальных уравнений с постоянными коэффициентами, которая может быть разрешена методом последовательных приближений. На найденные таким путем решения накладываются ограничения в виде требования отсутствия "вековых» членов" (т.е. требования периодичности решений).

Однако, условия существования периодических решений могут быть получены иначе, без применения заимствованного из нелинейной механики "метода малого параметра". Факт существования периодических решений и возможность их разложения в ряды Фурье являются заранее известными. Это позволяет искать периодические решения уравнения (10) непосредственно в виде тригонометрических рядов. Ищем периодическое решение с периодом $2T$ в виде

$$f(t) = \sum_{k=1,3,5}^n \left(a_k \sin \frac{k\theta \cdot t}{2} + b_k \cos \frac{k\theta \cdot t}{2} \right) \quad (11)$$

Подстановка ряда (11) в (10) после приравнивания коэффициентов при одинаковых $\sin \frac{k\theta \cdot t}{2}$ и $\cos \frac{k\theta \cdot t}{2}$ приводит к следующей системе линейных однородных алгебраических уравнений относительно a_k и b_k .

$$\begin{cases} \left(1 + \mu - \frac{\theta^2}{4\Omega^2}\right)a_1 - \mu a_3 = 0 \\ \left(1 - \frac{k^2\theta^2}{4\Omega^2}\right)a_k - \mu(a_{k-2} + a_{k+2}) = 0 \end{cases} \quad (k=3, 5, 7, \dots) \quad (12)$$

$$\begin{cases} \left(1 - \mu - \frac{\theta^2}{4\Omega^2}\right)b_1 - \mu b_3 = 0 \\ \left(1 - \frac{k^2\theta^2}{4\Omega^2}\right)b_k - \mu(b_{k-2} + b_{k+2}) = 0 \end{cases} \quad (k=3, 5, 7, \dots) \quad (13)$$

Первая система содержит только коэффициенты a_k , вторая - только b_k .

Как известно, система линейных однородных уравнений имеет отличные от нуля решения только в том случае, если равен нулю определитель, составленный из коэффициентов этой системы.

Это положение справедливо и в том случае, когда система содержит бесконечное число неизвестных. Итак, условием существования периодических решений уравнения (10) является равенство нулю определителей полученных однородных систем. Объединяя оба условия под знаком \pm , получим следующее уравнение:

$$\begin{vmatrix} 1 \pm \mu - \frac{\theta^2}{4\Omega^2} & -\mu & 0 & \dots \\ -\mu & 1 - \frac{\theta^2}{4\Omega^2} & -\mu & \dots \\ 0 & -\mu & 1 - \frac{25\theta^2}{4\Omega^2} & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \end{vmatrix} = 0 \quad (14)$$

Это уравнение, связывающее частоты внешней нагрузки с собственной частотой пласта и величиной продольной силы, называют уравнением критических частот. Под критическим понимаем частоту внешней нагрузки q^* . Уравнение (14) позволяет найти те области неустойчивости, которые ограничены периодическими решениями с периодом $2T$. Чтобы определить области неустойчивости, ограниченные периодическими решениями с периодом T , поступим аналогичным образом. Подставив в уравнение (10) ряд

$$f(t) = b_0 + \sum_{k=2,4,6}^{\infty} \left(a_k \sin \frac{k\theta \cdot t}{2} + b_k \cos \frac{k\theta \cdot t}{2} \right) \quad (15)$$

получаем следующие системы алгебраических уравнений

$$\left(1 - \frac{\theta^2}{\Omega^2} \right) a_2 - \mu \cdot a_4 = 0$$

$$\left(1 - \frac{k^2\theta^2}{4\Omega^2} \right) a_k - \mu \cdot (a_{k-2} + a_{k+2}) = 0 \quad (k=4, 6, \dots)$$

$$b_0 - \mu \cdot b_2 = 0 \quad \left(1 - \frac{\theta^2}{\Omega^2} \right) b_2 - \mu \cdot (b_0 + b_4) = 0$$

$$\left(1 - \frac{k^2\theta^2}{4\Omega^2} \right) b_k - \mu \cdot (b_{k-2} + b_{k+2}) = 0 \quad (k=4, 6, \dots)$$

Приравнявая нулю определители полученных однородных систем, приходим к следующим уравнениям критических частот:

$$\begin{vmatrix} 1 - \frac{\theta^2}{\Omega^2} & -\mu & 0 & \dots \\ -\mu & 1 - \frac{4\theta^2}{\Omega^2} & -\mu & \dots \\ 0 & -\mu & 1 - \frac{16\theta^2}{\Omega^2} & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \end{vmatrix} = 0 \quad (16)$$

и соответственно

$$\begin{vmatrix} 1 & -\mu & 0 & 0 & \dots \\ -2\mu & 1 - \frac{\theta^2}{\Omega^2} & -\mu & 0 & \dots \\ 0 & -\mu & 1 - \frac{4\theta^2}{\Omega^2} & 0 & \dots \\ 0 & 0 & -\mu & 1 - \frac{16\theta^2}{\Omega^2} & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \end{vmatrix} = 0 \quad (17)$$

Полученные определители являются бесконечными, поэтому должен быть рассмотрен вопрос об их сходимости. Можно показать, что эти определители относятся к известному классу сходящихся определителей - к нормальным определителям.

Определитель

$$\Delta = \begin{vmatrix} 1+C_{11} & C_{12} & C_{13} & \dots \\ C_{21} & 1+C_{22} & C_{23} & \dots \\ C_{31} & C_{32} & 1+C_{33} & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \end{vmatrix} \quad (18)$$

называется нормальным, если сходится абсолютно двойной ряд

$$\sum_{i=1}^{\infty} \sum_{k=1}^{\infty} C_{ik} \quad (19)$$

Рассмотрим, например, определитель (14). Деля каждую его строку на $\frac{k^2\theta}{4\Omega^2}$, приведем его к виду (18), где

$$C'_{kk} = \begin{cases} -\frac{4\theta^2}{0^2} \frac{(1 \pm \mu)}{4\Omega^2} & (k=1) \\ -\frac{4\theta^2}{(2k-1)^2\theta^2} & (k \neq 1) \end{cases}$$

$$C'_{ik} = \begin{cases} -\frac{4\Omega^2}{(2k-1)^2\theta^2} \mu & (i = k \pm 1) \\ 0 & (i \neq k \pm 1) \end{cases}$$

Составив двойной ряд (19) убедимся, что он сходится абсолютно. В самом деле, имеет место неравенство

$$\sum_{i=1}^n \sum_{k=1}^n |C_{ik}| < \frac{4\Omega^2}{\theta^2} (1+2\mu) \sum_{k=1}^n \frac{1}{(2k-1)^2}$$

причем ряд, стоящий в правой части - сходящийся.

Аналогично доказывается сходимость остальных определителей.

Для выяснения общего характера расположения областей неустойчивости рассмотрим сначала случай, когда периодическая составляющая продольной силы весьма мала. Полагая в уравнения (14), (16) и (11) $m \ll \theta$, найдем, что при весьма малых значениях m решения с периодом $2T$ лежат попарно вблизи частот

$$\theta_* = \frac{2\Omega}{k} \quad (k=1, 3, 5 \dots)$$

а решения с периодом T - вблизи частот

$$\theta_* = \frac{2\Omega}{k} \quad (k=2, 4, 6, \dots)$$

Оба случая могут быть объединены в формуле

$$\theta_* = \frac{2\Omega}{k} \quad (k=1, 2, 3, \dots) \quad (20)$$

Формула (20) дает те соотношения между частотой внешней силы и частотой собственных колебаний литосферной плиты, вблизи которых возможно возникновение неограниченно возрастающих колебаний; именно около этих соотношений располагаются области динамической неустойчивости пласта.

В соответствии с числом k (20) будем различать первую, вторую, третью и т.д. области динамической неустойчивости. Область неустойчивости, лежащая вблизи $\theta_* = 2\Omega$, является наиболее опасной и называется также главной областью динамической неустойчивости.

Для определения границ главной области динамической неустойчивости следует рассмотреть уравнение (14). Удерживая в нем верхний диагональный элемент, определители первого порядка и приравнявая его к нулю

$$1 \pm \mu - \frac{\theta^2}{4\Omega^2} = 0$$

получаем следующую приближенную формулу для границ главной области:

$$\theta_* = 2\Omega\sqrt{1 \pm \mu} \quad (21)$$

Для того, чтобы оценить формулу (21) рассмотрим второе приближение

$$\begin{vmatrix} 1 \pm \mu - \frac{\theta^2}{4\Omega^2} & -\mu \\ -\mu & 1 - \frac{\theta^2}{4\Omega^2} \end{vmatrix} = 0 \quad (22)$$

Подставив приближенное значение критической частоты (21) в нижний диагональный элемент определителя (22), мало влияющий на окончательные результаты, и решив уравнение относительно q , получим формулу

$$\theta_* = 2\Omega\sqrt{1 \pm \mu + \frac{\mu^2}{8 \pm 9\mu}} \quad (23)$$

где последний член под радикалом учитывает поправку второго приближения. Эта поправка возрастает по мере увеличения m , но даже при $m=0.3$ не превышает одного процента.

Остановимся на одном истолковании, переписав формулу (21) в виде

$$\theta_* = 2\omega\sqrt{1 - \frac{P_0}{P_*} \pm \frac{P_l}{2P_*}}$$

Сопоставим ее с формулой (8) для определения собственной частоты пласта, нагруженного постоянной продольной силой.

$$\theta = \omega\sqrt{1 - \frac{P_0}{P_*}}$$

Сравнивая формулы, приходим к заключению, что частоты, соответствующие границам главной области динамической неустойчивости, в первом приближении, могут быть определены как удвоенные частоты собственных колебаний пласта, нагруженного постоянной продольной силой $P_0 + \frac{1}{2}P_i$ и $P_0 - \frac{1}{2}P_i$ соответственно.

Для отыскания границ второй области неустойчивости следует обратиться к уравнениям (16) и (17).

Ограничившись определителями второго порядка

$$\begin{vmatrix} 1 - \frac{\theta^2}{\Omega^2} & -\mu \\ -\mu & 1 - \frac{4\theta^2}{\Omega^2} \end{vmatrix} = 0 \qquad \begin{vmatrix} 1 & -\mu \\ -2\mu & 1 - \frac{\theta^2}{\Omega^2} \end{vmatrix} = 0$$

получим следующие приближенные формулы для критических частот

$$\theta_* = \Omega \sqrt{1 + \frac{1}{3}\mu^2} \quad \theta_* = \Omega \sqrt{1 - 2\mu^2} \quad (24)$$

Эти формулы можно уточнить, если рассмотреть определители более высокого порядка.

Для расчета третьей области неустойчивости нужно возвратиться к уравнению (14). Так, если исходить из определителя второго порядка (22) получим

$$\theta_* = \frac{2}{3}\Omega \sqrt{1 - \frac{9\mu^2}{8 \pm 9\mu}} \quad (25)$$

Сопоставляя формулы (21), (24), (25) видим, что ширина областей динамической неустойчивости быстро убывает с увеличением номера области

$$\frac{\Delta\theta}{\Omega} \approx \mu_1, \mu_2, \mu_3 \dots \quad (26)$$

Наибольшую ширину динамической неустойчивости имеет главная область литосферной плиты [3].

Литература

1. Стретт М.Д. Функция Ляме, родственные им в физике и технике. ДНГВУ, 1935.
2. Мак-Лахман И.В. Теория и приложения функций Матье И.Л. 1953.
3. Nakhverdyan L.A., Davtyan A.M. Determination of Areas Dynamic Instability Spherical Lithosphere of a Plate. ASC 2000. Abstracts. Third meeting of Asian Seismological Commission and Symposium on Seismology, Earthquake Hazard Assessment and Earth Interior Related Topic. October 10-12, 2000.

НЕКОТОРЫЕ МАГНИТНЫЕ И ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГОРНЫХ ПОРОД АРМЕНИИ

**КАРАХАНЯН А.К., МИНАСЯН ДЖ. О.,
ВАРДАНИЯН А.А.
(ИГИС НАН РА)**

При геолого-геофизических исследованиях первостепенное значение приобретают вопросы расчленения, картирования и корреляции осадочных, эффузивных и интрузивных образований, определение возраста и генезиса этих пород.

В настоящее время петромагнитные данные находят применение в стратиграфии, геодинамических реконструкциях, палеогеохимических построениях, палеоклиматологии и др. [2,5,6].

С этой точки зрения составление детальных петромагнитных разрезов отдельных формаций, петромагнитное и палеомагнитное картирование отдельных районов, в последующем и для

всей территории Армении, имеет не только теоретическое, но и практическое значение.

Объектами исследований послужили геологические формации Севано-Ширакского синклинория, где наиболее проявлен вулканизм палеогена и массива горы Арагац, который сложен неоген-четвертичными вулканическими породами. С этими районами связаны многие месторождения полезных ископаемых, медных и полиметаллических руд и строительных материалов.

В статье приводятся результаты исследований магнитных, петромагнитных и палеомагнитных характеристик более 100 разрезов, которые пересекают почти все возрастные подразделения (от юры до плейстоцена) и все типы пород, распространенных в этих районах.

Геологической основой исследований авторов послужили работы А.Т.Асланяна, В.М. Амаряна и О.А. Саркисяна [1,3,7].

Был проведен статистический анализ параметров J_n и χ , по методике [8].

Значения статистических параметров свидетельствуют о широком диапазоне вариаций магнитных параметров. Уровень намагниченности однотипных пород различен, что может быть обусловлено различным температурным режимом их образования, различной концентрацией и составом ферромагнитных минералов, а также может отражать вариации ферромагнитного состава.

Известно, что температура природных геологических процессов - один из существенных факторов, от которых зависит ферромагнитный состав горной породы. Нижний предел температуры образования породы - это та температура, от которой намагничиваются ферромагнитные минералы. Эта температура (точка Кюри T_c) является основной характеристикой, отражающей состав ферромагнитной фракции.

Точка Кюри T_c для эффузивных пород была определена по кривым $J_{rs}(t)$ и $J_s(t)$ (рис.1). Результаты термомагнитного анализа дополнены кривыми коэрцитивных спектров $J_n(H)$, а также рентгенофазовым анализом и микроскопическими исследова-

дованиями шлифов и аншлифов для разнотипных пород (анализы проведены в ГИН НАН РА). На рис. 1 изображены характерные кривые $J_{rs}(t)$, $J_s(t)$, $J_r(H)$ и $KC_{no}J_r(H)$ для разновозрастных и разнотипных пород.

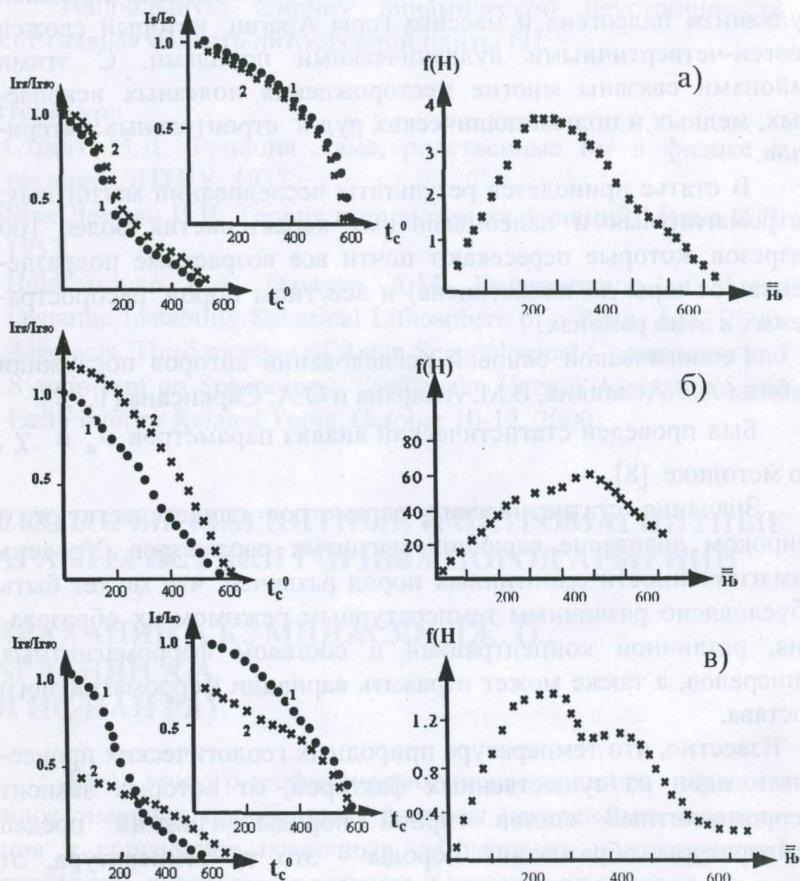


Рис.1 Кривые термомагнитного анализа и коэрцитивных спектров изученных пород: а-для пород 1 группы, б-для пород 2 группы, в-для пород 3 группы, 1- первичный нагрев, 2- вторичный нагрев.

В результате анализа данных лабораторных исследований изученные породы подразделены на три магнитных типа:

1. магнетитовый
2. магнетит-титаномагнетитовый
3. маггемитовый

Анализ результатов лабораторных исследований показал, что первый магнитный тип характерен для эффузивов и туфов четвертичного периода. Эффузивы палеогена и неогена имеют ферромагнитный состав второго магнитного типа. Третий магнитный тип характерен для вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород юры и мела, а также некоторых вулканогенных пород палеогена.

Таким разнообразным химическим и фазовым составом ферромагнитной фракции, а также различным температурным режимом образования пород и обусловлены вариации величин магнитных параметров изученных пород.

В таблицах 1 и 2 приведены средние значения магнитных параметров пород Севано-Ширакского синклинория и массива горы Арагац.

Можно выделить следующие три группы пород Севано-Ширакского синклинория:

1. известняки, мергелы, глины, песчаники, аргилиты, величины J_n и χ которых варьируют соответственно в пределах от 20 до $500 \cdot 10^{-6}$ сгс и от 50 до $1780 \cdot 10^{-6}$ сгс;
2. для порфиритов, гранодиоритов, плагиогранитов, пределы изменения J_n и χ составляют от 500 до $1000 \cdot 10^{-6}$ сгс и от 900 до $2170 \cdot 10^{-6}$ сгс;
3. для туфопесчаников, андезитов, андезито-дацитов, туфобрекчий и некоторых порфиритов предел изменения величин J_n составляет от 1000 до $2500 \cdot 10^{-6}$ сгс, а для χ - от 790 до $2040 \cdot 10^{-6}$ сгс. В этой группе встречаются единичные породы с высокими значениями J_n , достигающими до $20000 \cdot 10^{-6}$ сгс.

В породах массива горы Арагац по намагниченности выделяются две основные группы:

1. величины J_n и χ варьируют в пределах от 1720 до $3400 \cdot 10^{-6}$ сгс и от 560 до $2100 \cdot 10^{-6}$ сгс;

2. пределы изменения величин J_n и χ соответственно следующие: от 21800 до $62200 \cdot 10^{-6}$ сгс и от 890 до $2200 \cdot 10^{-6}$ сгс.

Обе группы представлены долеритовыми базальтами, андизито-дацитами, андизито-базальтами и разнотипными туфами.

Таким образом, в результате лабораторных исследований и статистического анализа магнитных параметров обнаружено большое разнообразие магнитных характеристик и фазового состава ферромагнитной фракции изученных пород. По магнитности эти породы можно подразделить на следующие типы:

1. слабомагнитные: известняки, песчаники, глины, конгломераты, гравелиты.
2. сравнительно сильномагнитные: гранодиориты, габродиориты, плагиограниты, липариты, туфобрекчии, туфопесчаники.
3. сильно-магнитные: долеритовые базальты, андизитовые и дацитовые лавы, туфы, порфириты.

Таблица 1

(Севано-Ширакский синклиниорий)

Возраст	Район исследований	Породы	К-во обр.	Полярность	$J_n \cdot 10^5$ сгс	$\chi \cdot 10^5$ сгс	Q	D	j
J_1	Иджеван	Порфириты	4	N	66	193	1,1	329	42
J_2	Иджеван, Шамшадин Ноемберян	Порфириты туфопесчаники туффиты, дациты	77	NR	34	69	1,3	25	53
			17	NR	182 7	90	51		
J_3	---	---	66 4	NR	87 132 7	104 188	1,7 18	14	26
$J_3 - Cr_1$	с.с.Наур, Кохб	Гранодиориты, плагиограниты	19	N	52	193	0,6	20	43
$J_3 - Cr_2$	с.Керпилу	Габродиабазы, габродиориты	9	N	85	217	1,0	4	22

Cr_2	Иджеван, Шамшадин	Порфириды, туфобрек- чи туфопесча- ники	64 52	N	159 132 5	201 287	2,0 12	23	54
$Cr_2^d - Pg$	с.Овун, Лусахбюр	Известняки, мергелы	27	NR	2	5	0,5	347	49
Pg_2^1	с.Спитак, Лусахбюр, Волчы, ворота, Спитак- ский перевал	Известняки, туфопесча- ники,пор- фириты, аргилиты	60 43	N	7 124	26 126	0,7 2,5	337	49
Pg_2^2	с.Сариар, Овун, Чигдамал	Туфоген- ные породы, порфириды	145 230	N	67 236	91 115	1,8 5,1	344	53
Pg_2^{2-3}	с.Арманис Шахназар	Песчаники, гравелиты, конгломе- раты,туфы, порфириды	20 17	NR	22 67	45 39	1,3 4,3	17	53
Pg_2^3	с.Чигдамал Бзовдал, Шоржа, Меградзор	Туфопесча- ники, андезиты, трахианде- зиты, порфириды	13 74	NR	84 180	145 79	1,4 5,6	38	58
$Pg_2^3 - Pg$	с.Гергер	Липариты	10	N	48	178	0,7	30	40
Pg_3	Гора Медвежья	Андезито- вые лавы	16	R	196	204	2,4	201	59
$N_1 - N_2$	с.Артагох, Лусахбюр оз.Арпалич	Андезиты, туфобрек- чи,конгло- мераты, глины	8 8	NR	255 12	210 23	3,0 1,4	360 348	46 50
N_2^{1-2}	сЛусахбюр, Кошаванк, Дзорагох, Саракап, ущ. Мака- ридзор	Андезито- базальты, андезито- лациты, глины	39 4	NR	220 41	105 157	5,0 0,7	342	58

Таблица 2

Массив горы Арагац и сопредельные районы.

Возраст	Район исследований	Породы	К-во обр	Полярность	$J_n \cdot 10^5$ сгс	$\chi \cdot 10^5$ сгс	Q	D	j
N_2^3	с.с.Б.Манташ, Байсыз,Лернарот,ущ.р.Ампур, Дали-чай	Долеритовые и андезитовые базальты	205 40	NR	302 2960	96 125	7,9 59	350	50
Q_1	с.Байсиз,ущ.р.Ампур,Гора Черный Зиарат	Долеритовые базальты, андезитодациты	48 15	NR	235 6220	82 207	7,1 75	340	42
Q_2	с.с.Норашен, Манташ,Дастакерт	---	196 42	N	332 2180	101 116	8,3 47	357	55
Q_3	с.с.Манташ, Норашен, Сараландж	Андезитовые лавы, дациты, андезитобазальты	34 8	N	340 4900	210 220	4,1 50	46	49
Q	с.с.Мастара, Капс, Апаран, Артик,Талин, Кармракар, Бюракан	Туфы розовые, черные, пламенные, желтые	175 12	NR	1720 2280 0	560 890	7,8 71	349	53

Полученные результаты послужат основой петромагнитных и палеомагнитных карт Севано-Ширакского синклиория и массива горы Арагац.

Литература

1. Амарян В.М. Статиграфическая схема неогеновых и четвертичных вулканических образований района горы Арагац. ДАН АрмССР, 1963, том 36, N5,
2. Алоян П.Г., Ишханиян А.Р. Петрофизическая неоднородность магматических образований Вирайотского (Сомхетского) сегмента Малого Кавказа и возможные геодинамические последствия. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1998, N 1-2, с.25-30.
3. Геология СССР, том XLIII, Армянская ССР, Изд. «Недра», 1970, Москва, 213 стр.

4. Караханян А.К., Минасян Дж.О., Варданян А.А. О некоторых особенностях ферромагнитного состава вулканогенных пород Армении. Изв. НАН РА, «Науки о Земле», 1994, N3, с.66-69.
5. Молостовский Э.А. Петромагнетизм осадочных пород и возможности его геологической интерпретации. В кн. «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород», Москва, 1997, с.61-62.
6. Печерский Д.М., Шолпо Л.Е. Магнетизм горных пород и решение геологических задач. В кн. «Современное состояние исследований в области геомагнетизма», 1984, Москва, Изд. АН СССР, с.192-205.
7. Саркисян О.А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Ереван, 1996, 170 с.
8. Шарапов И.П. Применение математической статистики в геологии. М.: «Надра», 1965.

ԼԵԺԱՆՂՐԻ ԿԻՑ ԲԱԶՄԱՆԴԱՄՆԵՐՈՎ ԻՆՏԵԳՐԱԼՆԵՐԻ ՀԱՇՎՈՒՄԸ

ՍԱՆՈՒԿՅԱՆ Ա. Գ., ՆԻԿՈՂՈՍՅԱՆ Գ. Ս.
(ԳՄԻ)

Երկրաֆիզիկական որոշ խնդիրներում [1], որտեղ հետազոտվող դաշտի բաղադրիչները վերլուծվում են սֆերիկ ֆունկցիաների միջոցով, ի հայտ են գալիս հետևյալ տիպի ինտեգրալներ՝

$$Q_n^m(\varphi) = \int P_n^m(\cos\varphi) d\varphi \quad (1)$$

$$S_n^m(\varphi) = \int \sin\varphi \cdot P_n^m(\cos\varphi) d\varphi \quad (2)$$

$$C_n^m(\varphi) = \int \cos\varphi \cdot P_n^m(\cos\varphi) d\varphi, \quad (3)$$

որտեղ $P_n^m(\cos\varphi)$ - Լեժանդրի կից բազմանդամներն են:

Գոյություն ունեն ռեկուրենտ բանաձևեր [2, 8.731-2, 8.733-3]

$$(n - m + 1)P_{n+1}^m = (2n + 1)\cos\varphi \cdot P_n^m - (n + m)P_{n-1}^m,$$

$$P_n^{m+2} = 2(m + 1)\operatorname{ctg}\varphi \cdot P_n^{m+1} - (n - m)(n + m + 1)P_n^m.$$

որոնք հնարավորություն են տալիս տարբեր n և m պարամետրերի համար հաշվել կից բազմանդամների արժեքները:

Ստանանք (1)-(3) ինտեգրալների հաշվման բանաձևեր ռեկուրենտ առնչությունների միջոցով:

$$1. \quad Q_n^m(\varphi) = \int P_n^m(\cos\varphi) d\varphi \text{ ինտեգրալի հաշվումը}$$

$$\text{Ունենք [2, 8.810]} \quad P_n^m(\cos\varphi) = \sin^m \varphi \cdot \frac{d^m P_n(\cos\varphi)}{d \cos^m \varphi} :$$

Դիֆերենցներ այն ըստ $\cos(\varphi)$ -ի և արդյունքը գրառենք հետևյալ տեսքով՝

$$\frac{dP_n^m}{d \cos(\varphi)} = \frac{1}{\sin\varphi} \left[-m \sin^{m-1} \varphi \cdot \cos\varphi \cdot \frac{d^m P_n}{d \cos^m \varphi} + \sin^{m+1} \varphi \cdot \frac{d^{m+1} P_n}{d \cos^{m+1} \varphi} \right],$$

որտեղից՝

$$dP_n^m = [m \cdot \operatorname{ctg}\varphi \cdot P_n^m - P_n^{m+1}] d\varphi ; \quad (4)$$

(3)-ում կատարելով մասերով ինտեգրում, կունենանք՝

$$C_n^m = \int \cos\varphi \cdot P_n^m d\varphi = \int P_n^m d(\sin\varphi) = \sin\varphi \cdot P_n^m - \int \sin\varphi d(P_n^m)$$

Ի նկատի ունենալով (4)-ը, կստանանք՝

$$(m + 1)C_n^m = \sin\varphi \cdot P_n^m + S_n^{m+1} \quad (5)$$

Ունենք [2, 8.735-2, 8.731-2]

$$(n + m)P_{n-1}^m = (n - m)\cos\varphi \cdot P_n^m + \sin\varphi \cdot P_n^{m+1},$$

$$(2n + 1)\cos\varphi \cdot P_n^m = (n + m)P_{n-1}^m + (n - m + 1)P_{n+1}^m,$$

Ինտեգրելով ըստ φ փոփոխականի և ի նկատի ունենալով (5)-ը, կստանանք՝

$$(2n+1)C_n^m = (n+m)Q_{n-1}^m + (n-m+1)Q_{n+1}^m, \quad (6)$$

$$(n+m)Q_{n-1}^m = (n+1)C_n^m - \sin \varphi \cdot P_n^m : \quad (7)$$

Տեղադրելով (6)-ում, կստանանք

$$(n+1)(n-m+1)Q_{n+1}^m = n(n+m)Q_{n-1}^m + (2n+1)\sin \varphi \cdot P_n^m : (8)$$

$m=0$ դեպքում այն կընդունի հետևյալ տեսքը՝

$$(n+1)^2 Q_{n+1} = n^2 Q_{n-1} + (2n+1)\sin \varphi \cdot P_n : \quad (9)$$

[2, 8.735-2]-ում m -ը փոխարինելով $m-1$ -ով, կստանանք

$$\sin \varphi \cdot P_n^m = (n+m-1)P_{n-1}^{m-1} - (n-m+1)\cos \varphi \cdot P_n^{m-1};$$

իսկ (8)-ը՝ հետևյալ տեսքը

$$(n+1)(n-m+1)Q_{n+1}^m = n(n+m)Q_{n-1}^m + (2n+1)[(n+m-1)P_{n-1}^{m-1} - (n-m+1)\cos \varphi \cdot P_n^{m-1}] :$$

$m=1$ դեպքում կունենանք

$$(n+1)Q_{n+1}^1 = (n+1)Q_{n-1}^1 + (2n+1)[P_{n-1} - \cos \varphi \cdot P_n] \quad (10)$$

Ինտեգրելով $P_{n+1}^m - P_{n-1}^m = (2n+1)\sin \varphi \cdot P_n^{m-1};$

հավասարումն [2, 8.733-4] ըստ φ փոփոխականի և m -ը փոխարինելով $m+2$ -ով, կստանանք՝

$$(2n+1)S_n^{m+1} = Q_{n+1}^{m+2} - Q_{n-1}^{m+2}; \quad (11)$$

Ինտեգրելով $(n+m)P_{n-1}^m = (n-m)\cos \varphi \cdot P_n^m + \sin \varphi \cdot P_n^{m+1};$

հավասարումն [2, 8.735-2] ըստ φ փոփոխականի, կստանանք՝

$$(n+m)Q_{n-1}^m = S_n^{m+1} + (n-m)C_n^m :$$

Ի նկատի ունենալով (7)-ը և (11)-ը, այն կարելի է բերել համասեռ տեսքի, որտեղ m -ը փոխարինելով $m-2$ -ով, իսկ n -ը՝ $n+1$ -ով, կստանանք՝

$$Q_{n+2}^m = Q_n^m + (n+m-1)(n+m)Q_n^{m-2} - (n-m+3)(n-m+4)Q_{n+2}^{m-2} : \quad (12)$$

2. $S_n^m(\varphi) = \int \sin \varphi \cdot P_n^m(\cos \varphi) d\varphi$ ինտեգրալի հաշվումը Ունենք [2, 8.733-3]

$$\sin \varphi \cdot P_n^{m+2} = 2(m+1) \cos \varphi \cdot P_n^{m+1} - (n-m)(n+m+1) \sin \varphi \cdot P_n^m ;$$

Ինտեգրելով այն ըստ φ փոփոխականի, կստանանք՝

$$S_n^{m+2} = 2(m+1)C_n^{m+1} - (n-m)(n+m+1)S_n^m ; \quad (13)$$

(5) բանաձևում m -ը փոխարինելով $m+1$ -ով և C_n^{m+1} արտահայտության արժեքը տեղադրելով (13)-ի մեջ, կունենանք՝

$$m \cdot S_n^{m+2} = (m+2)(n-m)(n+m+1)S_n^m - 2(m+1) \sin \varphi \cdot P_n^{m+1} \quad (14)$$

[2, 8.735-2]-ն ինտեգրելով ըստ φ փոփոխականի և ի նկատի ունենալով (5)-ը, կստանանք՝

$$(m+1)(n+m)Q_{n-1}^m = (n+1)S_n^{m+1} + (n-m) \sin \varphi \cdot P_n^m : \quad (15)$$

C_n^m , Q_{n-1}^m և Q_{n+1}^m արտահայտությունների համապատասխան արժեքները (5) և (15) առնչություններից տեղադրելով (7)-ի մեջ և m -ը փոխարինելով $m-1$ -ով, կստանանք՝

$$(n+3)(n-m+2)S_{n+2}^m = n(n+m+1)S_n^m + (n+m)(n+m+1) \sin \varphi \cdot P_n^{m-1} - (n-m+2)(n-m+3) \sin \varphi \cdot P_{n+2}^{m-1} \quad (16)$$

Համաձայն [2, 8.832-1, 8.914-2, 8.914-1] բանաձևերի

$$\frac{dP_{n+1}}{d\varphi} = \frac{dP_{n-1}}{d\varphi} - (2n+1) \sin \varphi \cdot P_n ;$$

Ինտեգրելով ըստ φ փոփոխականի, կստանանք՝

$$S_n^0 = \frac{1}{2n+1} [P_{n-1} - P_{n+1}] \quad (17)$$

$m=1$ դեպքում (16)-ից կունենանք՝

$$(n+1)(n+3)S_{n+2}^1 = n(n+2)S_n^1 + (n+1)(n+2)\sin\varphi [P_n - P_{n+2}] \quad (18)$$

(14)-ի մեջ m -ը փոխարինելով $m-2$ -ով, կստանանք՝

$$\sin\varphi \cdot P_n^{m-1} = \frac{(n-m+2)m(n+m-1)}{2(m-1)} S_n^{m-2} - \frac{m-2}{2(m-1)} S_n^m \quad (19)$$

որտեղ n -ը փոխարինելով $n+2$ -ով, կստանանք՝

$$\sin\varphi \cdot P_{n+2}^{m-1} = \frac{m(n-m+4)(n+m+1)}{2(m-1)} S_{n+2}^{m-2} - \frac{m-2}{2(m-1)} S_{n+2}^m \quad (20)$$

(19)-ից և (20)-ից $\sin\varphi \cdot P_n^{m-1}$ և $\sin\varphi \cdot P_{n+2}^{m-1}$ արտահայտությունների արժեքները տեղադրելով (16)-ի մեջ, կստանանք՝

$$S_{n+2}^m = S_n^m + (n+m-1)(n+m)S_n^{m-2} - (n-m+3)(n-m+4)S_{n+2}^{m-2} : \quad (21)$$

3. $C_n^m(\varphi) = \int \cos\varphi \cdot P_n^m(\cos\varphi) d\varphi$ ինտեգրալի հաշվումը

(6)-ից Q_{n-1}^m և Q_{n+1}^m արտահայտությունների համար ստացվող արժեքները տեղադրելով (7)-ի մեջ, կստանանք՝

$$(n+3)(n-m+1)C_{n+2}^m = n(n+m+2)C_n^m + (n-m+1)\sin\varphi \cdot P_{n+2}^m + (n+m+2)\sin\varphi \cdot P_n^m \quad (22)$$

$m=0$ դեպքում՝

$$(n+1)(n+3)C_{n+2}^0 = n(n+2)C_n^0 + \sin\varphi [(n+1)P_{n+2} - (n+2)P_n] \quad (23)$$

Ունենք [2 8.735-2]՝

$$\sin\varphi \cdot P_n^{m+1} = (n+m)P_{n-1}^m - (n-m)\cos\varphi \cdot P_n^m,$$

որտեղից P_n^m և P_{n+2}^m արտահայտությունների համար ստացվող արժեքները տեղադրելով (22)-ի մեջ, կունենանք՝

$$(n+3)(n-m+1)C_{n+2}^m = n(n+m+2)C_n^m + (n-m+1)[(n+m+1)P_{n+1}^{m-1} - (n-m+3)\cos\varphi \cdot P_{n+2}^{m-1}] + (n+m+2)[(n+m-1)P_{n-1}^{m-1} - (n-m+1)\cos\varphi \cdot P_n^{m-1}];$$

$m=1$ դեպքում՝

$$(n+3)C_{n+2}^1 = (n+3)C_n^1 + [(n+3)P_{n+1} - (n+3)\cos\varphi \cdot P_n + (n+2)P_{n+1} - (n+2)\cos\varphi \cdot P_n]; \quad (24)$$

(12)-ն ածանցելով ըստ φ փոփոխականի, կունենանք՝

$$P_{n+2}^m = P_n^m + (n+m-1)(n+m)P_n^{m-2} - (n-m+3)(n-m+4)P_{n+2}^{m-2},$$

Որտեղից՝

$$\cos\varphi \cdot P_{n+2}^m = \cos\varphi \cdot P_n^m + (n+m-1)(n+m)\cos\varphi \cdot P_n^{m-2} - (n-m+3)(n-m+4)\cos\varphi \cdot P_{n+2}^{m-2};$$

Ինտեգրելով ըստ φ փոփոխականի, կստանանք՝

$$C_{n+2}^m = C_n^m + (n+m-1)(n+m)C_n^{m-2} - (n-m+3)(n-m+4)C_{n+2}^{m-2}; \quad (25)$$

Այսպիսով՝ (1) ինտեգրալի արժեքները կորոշվեն (9), (10) և (12) բանաձևերի և $Q_0^0 = \varphi$, $Q_1^0 = \sin \varphi$, $Q_1^1 = -\cos \varphi$ նախնական արժեքների միջոցով, (2)-ի արժեքները՝ (17), (18) և (21) և $S_0^0 = -\cos \varphi$, $S_1^1 = \frac{1}{2} \left(\varphi - \frac{1}{2} \sin 2\varphi \right)$ բանաձևերի միջոցով,

իսկ (3)-ի արժեքները՝ (23), (24), (25) և $C_0^0 = \sin \varphi$,

$$C_1^0 = \frac{1}{2}(\varphi + \sin \varphi \cos \varphi), \quad C_1^1 = \frac{1}{2} \sin^2 \varphi, \quad C_2^1 = -\cos^3 \varphi$$

բանաձևերի միջոցով:

Գրականություն

1. Старостенко В. И., Манукян А. Г. Решение прямой задачи гравиметрии на шарообразной Земле. Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983, 12, с.34-50.
2. Градштейн И.С., Рыжик И. М. Таблицы интегралов, сумм рядов и произведений. М., Наука, 1971.-1108с.

ПРИМЕНЕНИЕ КУБАТУРНЫХ ПРОЦЕССОВ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ЗАДАЧАХ

МАНУКЯН А.Г., ОГАНЕСЯН Л.Г.
(ГПИ, ИГИС НАН РА)

1. Математическая модель задачи

Во многих геофизических задачах расчет рассматриваемого поля приводится к задаче интегрирования функции двух переменных $y=f(x,z)$ в произвольной области

$$I = \iint_{(S)} f(x,z) ds$$

где (S) - произвольная область в декартовой координатной системе (X,Y). Исходя из того, что область (S) произвольная, решение задачи осуществимо численными методами с использованием кубатурных формул. Прежде, чем обратиться к кубатурным формулам, необходимо область (S) аппроксимировать треугольником, параллелограммом или эллипсом, после чего решить поставленную задачу для каждой из них. Но, так как область интегрирования может быть произвольным треугольником, параллелограммом или эллипсом, то сперва необходимо их привести к удобной для кубирования, форме правильного треугольника, квадрата или окружности. Переход из одной области к другой осуществляется с помощью аффинных преобразований [1], которые содержат в себе такие элементарные действия, как перенос, поворот, сжатие или растяжение, определяющиеся следующими операторами:

1. $T(e,n)$ – перенос по отношению оси e на n единиц.
2. $S(e,m)$ – сжатие по отношению оси e на m единиц.
3. $P(\alpha)$ – поворот относительно осей на угол α .

Треугольник. Чтобы произвольную треугольную область привести к правильной форме можно пользоваться определенной последовательностью разных шагов вышеуказанных аффинных преобразований. Опишем один из алгоритмов, осу-

существующих такое общее преобразование, где начальная треугольная область задана координатами вершин (x_i, y_i) , $i=1,2,3$. В процессе решения задачи этот алгоритм играет роль прямого хода, в результате которого определяются значения параметров $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, n_1, n_2, n_3, n_4, m_1, m_2$. После чего применяется обратный ход, во время которого узлы кубатурной формулы для правильного треугольника подвергаются обратным преобразованиям параметрами α_i, n_j, m_k .

н.	оператор	действие	результат
1.	$P(\alpha_1)$	$\alpha_1 = \operatorname{arctg} \frac{y_3 - y_1}{x_3 - x_1}$	$y_1 = y_3$
2.	$T(y, n_1)$	$n_1 = -y_3$	$y_1 = y_3 = 0$
3.	$S(y, m_1)$	$m_1 = \frac{\sqrt{(x_3 - x_1)^2 - (x_3 - x_2)^2}}{ y_3 - y_2 }$	$ 1,3 = 3,2 $
4.	$P(\alpha_2)$	$\alpha_2 = \operatorname{arctg} \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1} - \pi$	$y_1 = y_2$
5.	$T(x, n_2)$	$n_2 = -\frac{x_1 + x_2}{2}$	$x_1 = -x_2$
6.	$S(y, m_2)$	$m_2 = \sqrt{\frac{(x_3 - x_2)^2 - (x_2 - x_1)^2}{(y_2 - y_1)^2 - (y_3 - y_2)^2}}$	$ 1,2 = 1,3 = 3,2 $
7.	$P(\alpha_3)$	$\alpha_3 = -\frac{\pi}{6}$	$x_2 = x_3$
8.	$T(y, n_3)$	$n_3 = -y_1$	$y_2 = -y_3$
9.	$T(x, n_4)$	$n_4 = -\frac{x_1 + 2x_2}{3}$	$x_1 = \frac{2}{3}H = h$

Параллелограмм.

н.	опер.	действие	результат
1.	$P(\alpha_1)$	$\alpha_1 = \arctg \frac{y_3 - y_1}{x_3 - x_1}$	$y_1 = y_3$
2.	$T(y, n_1)$	$n_1 = -y_1$	$y_1 = y_3 = 0$
3.	$S(y, m_1)$	$m_1 = \frac{\sqrt{(x_3 - x_1)^2 - (x_3 - x_2)^2 - (x_2 - x_1)^2}}{\sqrt{2} y_2 }$	$ 1,2 ^2 + 2,3 ^2 = 1,3 ^2$
4.	$P(\alpha_2)$	$\alpha_2 = \arctg \frac{y_2}{x_2 - x_3}$	$y_2 = y_3$
5.	$S(x, m_2)$	$m_2 = \sqrt{\frac{(y_2 - y_1)^2 - (y_3 - y_2)^2}{(x_3 - x_2)^2 - (x_2 - x_1)^2}}$	$ 1,2 = 1,3 $
6.	$T(y, n_2)$	$n_2 = \frac{y_1 + y_3}{2}$	$y_1 = -y_2$
7.	$T(x, n_3)$	$n_3 = -\frac{x_2 + x_3}{2}$	$x_1 = -x_3$

А весовые коэффициенты кубатурных формул определяются формулами $W_i = W_i / |B|$, где $|B|$ - детерминант матрицы общих преобразований.

Эллипс.

н.	оператор	действие	результат
1.	$P(\alpha_1)$	$\alpha_1 = \arctg \frac{y_1 - y_3}{x_3 - x_1}$	$y_1 = y_3,$ $x_2 = x_3$
2.	$S(x, m_1)$	$m_1 = \frac{ y_3 - y_2 }{\sqrt{(x_3 - x_1)^2 - (x_3 - x_2)^2}}$	$ 1,3 = 2,3 $
3.	$T(x, n_1)$	$n_1 = -x_3$	$x_2 = x_3 = 0$
4.	$T(y, n_2)$	$n_2 = -y_3$	$y_1 = y_3 = 0$
5.	$S(x, m_2)$	$m_2 = \frac{1}{2x_1}$	$x=x/2$
6.	$S(y, m_3)$	$m_3 = \frac{1}{2y_1}$	$y=y/2$

Вычисление интеграла в треугольной области осуществляется следующей формулой [2]

$$\iint_{(S)} f(x, z) ds = \sum_{i=1}^n \iint_{(\Delta_i)} f(x, z) d\Delta_i$$

где (Δ_i) -треугольные области.

$$\iint_{(\Delta_i)} f(x, z) d\Delta_i \approx \frac{3}{4} \sqrt{3} h^2 \sum_{k=1}^m W_k f(x_k, z_k)$$

где W_k -весовые коэффициенты, а X_k, Z_k - координаты соответствующих узлов, которые в случаях четырех и семи узлов имеют следующие числовые значения:

интегрирование с четырьмя узлами		интегрирование с семью узлами	
(x_k, z_k)	W_k	$(x_k; z_k)$	W_k
$(0;0)$	$3/4$	$(0;0)$	$(27/60)$
$(h;0)$	$1/12$	$(h;0)$	$(3/60)$
$(-h/2; h\sqrt{3}/2)$	$1/12$	$(-h/2; h\sqrt{3}/2)$	$(3/60)$
$(-h/2; -h\sqrt{3}/2)$	$1/12$	$(-h/2; -h\sqrt{3}/2)$	$(3/60)$
		$(-h/2; 0)$	$(8/60)$
		$(h/4; h\sqrt{3}/4)$	$(8/60)$
		$(h/4; -h\sqrt{3}/4)$	$(8/60)$

2. Геофизическое применение

Различные геологические структуры, залежи полезных ископаемых, тектонические нарушения имеют обычно сложную форму. Поэтому в двумерных и трехмерных геофизических задачах рассматриваемые структуры аппроксимируются телами правильной геометрической формы, и для каждой из них решается поставленная задача.

Пользуясь применением аффинных преобразований в кубатурных процессах [1], можно решить геофизические задачи большого класса.

Рассмотрим решение двумерной задачи гравиметрии аппроксимируя тело, создавшее аномалию, треугольными областями (в трехмерных задачах эту роль играет треугольная пирамида).

Для определения составляющих гравитационного поля V и V_z используем следующие формулы:

$$V(\xi, \eta) = G * \Delta \sigma * \sum_{i=1}^n \iint_{(\Delta_i)} \frac{d\Delta_i}{\sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - z)^2}} =$$

$$= G * \Delta \sigma * |B| * \sum_{i=1}^n \sum_{k=1}^m \frac{w_k}{\sqrt{(\xi - x_k)^2 + (\eta - z_k)^2}}$$

$$V_z(\xi, \eta) = G * \Delta \sigma * \sum_{i=1}^n \iint_{(\Delta_i)} \frac{(\eta - z) d\Delta_i}{\left[(\xi - x)^2 + (\eta - z)^2 \right]^{3/2}} =$$

$$= G * \Delta \sigma * |B| * \sum_{i=1}^n \sum_{k=1}^m \frac{(\eta - z_k) w_k}{\left[(\xi - x_k)^2 + (\eta - z_k)^2 \right]^{3/2}}$$

где n -число треугольных областей, m -число узлов кубатурной формулы, (ξ, η) -координаты точки профиля, $|B|$ - детерминант матрицы преобразований, w_k - весовые коэффициенты кубатурной формулы, а (x_k, z_k) - узлы кубатурной формулы.

Для получения гравитационного эффекта аномального тела с заданной ϵ точностью, применяется кубатурный процесс, который состоит в следующем: вычисляются значения потенциала гравитационного поля и его первой производной в точках рассматриваемого профиля. После чего, начальный треугольник разбивается на три новых треугольника (например присоединив к вершинам точку пересечения медиан). Для полученных трех треугольников указанным методом вычисляются значения гравитационного потенциала и его первой производной, и результаты складываются. Если в соответствующих точках профиля последние результаты отличаются от предыдущих менее, чем на заданное число ϵ , то задача считается решенной, в противном случае к каждому из получившихся трех треугольников применяется вышеуказанный кубатурный процесс. И так далее, пока разность двух последних результатов не станет меньше ϵ .

Страхов В.Н. показал [2], что при решении прямой задачи гравиметрии употребление кубатурных процессов достаточно высокой точности, эквивалентно замене пространственного или двумерного распределения массы на распределение точечных

масс, гармонические моменты которых совпадают с моментами до T-R класса пространственной или двумерной массы, где R - класс полинома, характеризующий закон изменения массы.

Часто, из-за низкой алгебраической точности кубатурной формулы, достаточной точностью аппроксимируются только низкие гармоники начального распределения. Для представления высоких гармоник необходимо использовать или более «сильные» кубатурные формулы (высокой алгебраической точности), или с помощью кубатурного процесса увеличить число точек, аппроксимирующих тело.

С применением разработанного алгоритма решим следующую двумерную прямую задачу гравиметрии (рис 1.)

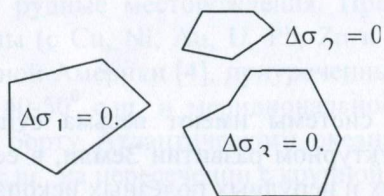
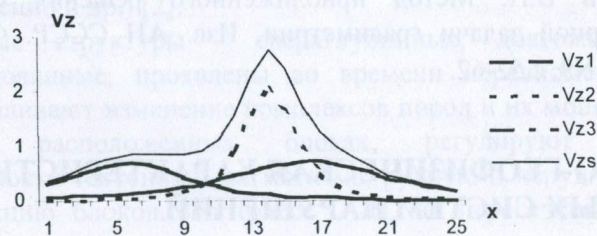
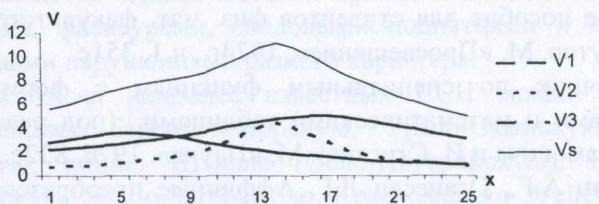


Рис.1

Гравитационная аномалия обусловлена тремя отдельными телами, которые имеют соответственно 0.15, 0.20 и 0.15 г/см² аномальные плотности. Эти тела аппроксимируются треугольными областями, к каждому из которых применяются аффинные преобразования и они приводятся в правильную форму. Далее, элементы гравитационного поля определяются кубатурными формулами с семью узлами. Суммарные значения V_s и V_{zs} вычислены с точностью $\epsilon=10^{-2}$. При этом кубатурный процесс протекал тремя уровнями.

Литература

1. Базылев В.Т., Дуничев К.И., Иваницкая В.П. Геометрия. Учебное пособие для студентов физ. мат. факультетов пед. институтов. М, «Просвещение», 1974г., ч.1, 351с.
2. Справочник по специальным функциям с формулами, графиками и математическими таблицами (под редакцией М. Абрамовича и И. Стигана). М, «Наука», 1976. 832с.
3. Манукян А.Г., Оганесян Л.Г. Аффинные преобразования в задачах интегрирования. Научная конференция. ГПИ, 2001г.
4. Страхов В.Н. Метод приближенного решения прямой трехмерной задачи гравиметрии. Изв. АН СССР. Физика Земли, N9, с.52-62.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СКВОЗНЫХ СИСТЕМ НАРУШЕНИЙ

МЕЛИКЯН Л.С.
(ИГН НАН РА)

Рассматриваемые системы имеют весьма существенное значение в геолого-структурном развитии Земли, в ее сейсмичности, в прогнозе рудных и нерудных полезных ископаемых.

Возможность существования сквозных систем нарушений (СШ) была показана Шатским Н.С. в 1948г. на примере глубинных дислокаций Кавказа и Русской платформы [1]. Наличие дислокаций сквозного типа, охватывающих разные регионы

мира (в том числе и Армении), в настоящее время отмечено многими исследователями.

Формирование представления о ССН совпало с периодом возникновения и быстрого развития представлений о глыбово-блоковом строении земной коры. На этом фоне формировалась и концепция сквозных систем нарушений. Согласно концепции, ССН-линейные дислокации особого типа, секущие по своему простиранию структурно-формационные зоны складчатых поясов, эти пояса в целом: платформы, континенты продолжают по океаническому дну. ССН представляют собой сочетание геоблоков разного характера и размера, носящих разнотипные структуры земной коры и литосферы. ССН ограничиваются зонами высокой проницаемости, интенсивного дробления, флексурами, сводовыми поднятиями и крупными разрывными нарушениями разного характера.

Из числа наиболее известных ССН можно отметить Транскавказско-Баренцовоморскую, Урало-Оманскую, Трансазиатскую, линию Штилле (Осло-Нигерийскую), Верхояно-Марианскую, Эльбо-Загросскую, Красноморско-Эгейскую и др. [3]. Сквозными являются также трансформные разломы (Миндосино и др.) [2].

Сквозные структуры - сверхглубинные, долгоживучие и унаследованные, проявлены во времени неравномерно. Они обуславливают изменение комплексов пород и их мощностей на близко расположенных блоках, регулируют главные особенности тектоники, магматизма, рудную и нерудную минерализацию блоков. По трассе ССН, на пересечениях разноориентированных систем локализуются крупные и уникальные по составу рудные месторождения. Примером могут служить рудные узлы (с Cu, Ni, Au, U, Pb, Zn и др.) в районе Великих озер Северной Америки [4], приуроченных к перекресткам ССН широтной 40-50⁰ с.ш. и меридиональной 75-95⁰ з.д. полос. На восточном борту Атлантического океана, в той же широтной полосе 50⁰ с.ш., на пересечении с крупной меридиональной зоной 0-10⁰ з.д., в ЮЗ части Британских островов расположено рудное поле Корнуол с богатым и уникальным оруденением. Становление этого узла продолжалось 250 млн. лет [4,5].

Узловой характер проявления наиболее активных тектонических и эндогенных процессов является одним из главных особенностей ССН. Эти узлы длительной эндогенной активности (УДЭА) приурочены к рудоконцентрирующим структурам (СРС) в общей ССН. В них ярко проявляется многоэтапный, многостадийный, многокомпонентный характер геологических процессов, их последовательное и целенаправленное развитие.

ССН могут являться и весьма благоприятными для локализации горючих ископаемых, особенно для нефти и газа (Баренцево-морско-Волжский, Западносибирско-Среднеазиатский, Евро-Африканский мегавал и др. трансконтинентальные СМП - структурно минералогические пояса [Вагинский В.А. и др, 1997].

Одна из наиболее важных особенностей ССН - их глубинный (сверхглубинный) характер, подтвержденный рядом убедительных геологических факторов: а) независимым поведением по отношению к границам различных структур земной коры и литосферы, к границам между корой континентального и океанического типа (на примере офиолитов Армении); б) огромными размерами ССН - до 25000 км по длине и до 1000 км по ширине [3,4]; в) приуроченность к некоторым из них кимберлитовых трубок, глубокофокусных землетрясений, мантийных диапиров и уменьшенные мощности земной коры [4]; г) особенностями магматизма, проявленного в этих системах [2,6,7]; д) наличие в составе руд мантийных минералов (хромиты, хромшпинелиды в касситеритах) и элементов (Pb, Zn и ряда др.), обилие минералов некогерентных компонентов [5,6]; е) выдержанный характер функционирования ССН от докембрия до Q включительно; ж) постоянство характера и положения в пространстве рассматриваемых систем по отношению к структурам земной коры [4,8]. Наряду с отмеченными, одним из важных аспектов можно считать взаимоотношение ССН и эвгеосинклиналей. Последние считаются сосредоточием глубинных разломов. ССН по своему простираению пересекают эвгеосинклиналь по всей ее ширине, включая и глубинные разломы и обуславливают формирование новых комплексов пород и руд.

Среди важных особенностей ССН надо подчеркнуть их скрытый, завуалированный характер [2,4,8]. Это является причиной их отсутствия на геологических картах. А их роль в развитии эндогенных процессов приписывается к глубинным разломам обычного типа.

Согласно данным большинства исследователей, особенно крупные ССН, по пространственной ориентировке, являются ортогональными. Менее крупные структуры чаще являются диагональными, хотя некоторые исследователи не особенно склонны к отнесению их к ССН [4,6].

Преобладание ортогональной системы ССН обосновывается ориентировкой докембрийских поясов дислокаций, имеющих глобальные параметры [4,7,8]. Ориентировка ССН, отражая сеть меридианов и параллелей, как бы подчеркивает существование внутреннего структурного каркаса планеты Земля [8].

Среди разных методов выявления и изучения ССН наиболее эффективными являются геофизические [2,6,7,8,9]. С их помощью было установлено глыбовое строение зон ССН, как отражение строения мантии; что поверхность Мохо на участках предполагаемых сквозных структур имеет неровный, ступенчатый характер [2,6]. Аэромагнитные и гравиметрические методы для выявления и характеристики ССН, СРС и УДЭА являются наиболее достоверными. Соответствующие СРС линейные зоны повышенных значений поля силы тяжести служат как бы сквозными коридорами между крупными гравитационными минимумами. По гравиметрическим данным четко выделяются не только СРС, но и их осевые линии, как поля силы тяжести с наибольшим значением (рис.1) [9].

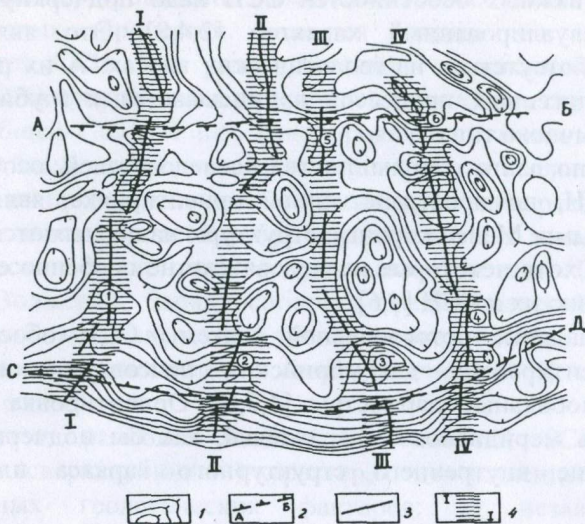


Рис.1. Схема выделения сквозных рудоконцентрирующих структур по гравиметрическим данным. 1 - изолинии аномального поля силы тяжести (штрихи обращены в сторону падения); 2 - гравитационные ступени; 3 - линии наибольших значений поля силы тяжести; 4 - сквозные рудоконцентрирующие структуры по гравиметрическим данным.

По гравиметрическим данным зоны глубинных разломов проявляются в виде крупных гравитационных ступеней (СД на рис.1), служащих обычно бортами трансрегиональных СРС широтного направления. Пересечение отмеченных ортогональных систем сквозных структур обуславливает формирование УДЭА. При пересечении с менее крупными гравитационными ступенями (АБ на рис.1) возможность образования УДЭА значительно меньше.

Лишь с помощью геофизических методов можно выяснить позицию сквозных блоков в отношении глубинных слоев Земли, их границ; выявить вулcano-тектонические сооружения и корневые интрузии, уходящие на глубину более 10км [9], выяс-

нить особенности характера возможного проявления рудной минерализации и другие важные особенности ССН.

Выявление и изучение ССН, СРС, УДЭА на территории Республики Армения и прилегающих регионов являются крайней необходимостью. Осуществление этой задачи без участия геофизиков Республики невозможно.

Литература

1. Шатский Н.С. О глубоких дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Изв. АН СССР, сер.геол. 1948, N5, с.39-66.
2. Фаворская М.А., Томсон И.Н., Иванов Р.Г., Баскина В.А., Волчанская И.К. и др. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. 1969. М. Изд. "Недра", с.264.
3. Буш В.А. Системы трансконтинентальных линейных элементов Евразии. 1983. Геотектоника, N3, с.15-31.
4. Фаворская М.А., Томсон И.Н., Баскина В.А., Волчанская И.К., Полякова О.П. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. 1974. М., "Недра", с.193.
5. Фаворская М.А., Томсон И.Н. О природе сквозных рудоконцентрирующих структур. В кн. Сквозные рудоконцентрирующие структуры. 1989. М., "Наука", с.5-9.
6. Фаворская М.А., Волчанская И.К., Сапожникова Е.Н. и др. Тектоника, магматизм и оруденение сквозных систем нарушений. 1985. М., "Наука", 168с.
7. Баскина В.А., Волчанская И.К., Курчавов А.М. и др. Тектономагм. Факторы концентрации оруденения. 1988. М., "Наука", 152с.
8. Фаворская М.А., Баскина В.А., Шилин Н.Л. и др. Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения. 1983. М., "Недра", 193с.
9. Изучение сквозных рудоконцентрирующих структур в прогнозных целях (методические рекомендации) Гл. ред. Межеловский Н.В. Составили: "Аэрогеология", ИГЕМ, ЦНИГРИ. М., 1989, 63с.

К ВОПРОСУ ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ МЕХАНИЗМА ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

МКРТЧЯН М.Б.
(ИГИС НАН РА)

В отличие от общепринятой методики определения механизма очага, в нашем подходе предусмотрена оценка точности решения механизма для каждой из нодальных плоскостей в отдельности. Она дается путем определения предельно допустимого для данного решения учета поворота нодальной плоскости вокруг оси N и направления SLIP. Это позволяет в количественном виде формализовать геометрическое ограничение достоверных секторов сжатия и растяжения. Введение таких характеристик точности решения вызвана необходимостью количественной информации об областях сжатия и растяжения в задачах исследования тектонических полей напряжений и деформаций по данным о механизме очагов землетрясений.

Данные о механизме очагов землетрясений позволяют описывать по определенным пространственно-временным группам очагов поле тектонических напряжений, действующих в сейсмоактивных областях литосферы. Полученные при описании этого поля характеристики ориентировок главных осей напряжений в каждом очаге землетрясения позволяют в свою очередь решать проблему выделения реализованной в очаге плоскости нарушения, исходя из анализа соотношения между ориентировками этих осей с направлением сдвиговой подвижки на каждой из двух нодальных плоскостей в отдельности. Для определения реализованной в очаге плоскости разрыва использовались данные об ориентации тектонических напряжений для района Армении, полученные на основе анализа механизмов очагов землетрясений с $M \geq 4,5$ за период 1960-2000гг. Таким образом применение этого метода позволило свести описание многовариантных решений механизма очага к более комплексной и более информативной записи.

Алгоритм программы основан на методе максимального правдоподобия. В результате выявляется совокупность решений заданного уровня доверия (85%), совместимых с доверительной областью, характеризующей степень неопределенности искомого решения.

Ориентация модели очага землетрясения задается парой осей X и Y с тремя параметрами в пространстве (I_x, θ_x, I_y) , которые можно записать в виде

$$X = (I_x, \theta_x, I_y) \quad Y = Y(I_x, \theta_x, I_y),$$

где I_x, I_y - угол между осью и векторами X, Y отсчитываемый от вертикали, θ_x - азимут вектора X .

Задача определения механизма решается путем отыскания области допустимых комбинаций углов, которая будет содержать истинное решение с определенной вероятностью P . Возможное положение векторов X и Y находится путем перебора. За окончательные принимаются те параметры, при которых функция правдоподобия достигает максимума. Функция правдоподобия определена следующим образом:

$$L = (I_x, \theta_x, \theta_y) = \prod_{k=1}^n P_k \{a_k = \alpha_k\}$$

$$P_k \{a_k = \alpha_k\} = \prod_{k=1}^n (I_x, \theta_x, I_y)^{1+\alpha_k} \left[1 - \prod_{k=1}^n (I_x, \theta_x, I_y)^{\frac{1-\alpha_k}{2}} \right]$$

где $(\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_k)$ - наблюдаемые знаки на отдельных станциях, принимающие четное число значений с вероятностью P_1, P_2, \dots, P_k . P_k - вероятность, что на K -той станции при заданных $I_x, I_y, \theta_x, \theta_y$, наблюдается знак $\alpha_k = \pm 1$.

В работе задавались следующие вероятности P_k , а именно: 0,9 - при четком вступлении P волны (i); 0,7 - при нечетком вступлении (e) и 0,8 - если четкость вступления не была указана.

В результате счета получаются значения угловых координат X и Y , соответствующие максимальному значению функции правдоподобия, а также значения координат $I_x, I_y, \theta_x, \theta_y$ в 85% доверительной области. Выбор доверительной области неоднозначен ввиду дискретного расположения станций на

поверхности Земли. При достаточной равномерности и плотности расположения станций получается много решений, имеющих одинаковое правдоподобие [2].

В конечном счете получаются также значения угловых координат осей сжатия (Р) и растяжения (Т), соответствующих максимальному значению функции правдоподобия и 85% доверительной области, расположенные под углом 45° к осям X и Y.

В результате анализа размеров и характера доверительных областей осей X, Y, P, T, все решения условно разделяются нами по надежности на три группы:

I группа - область решений состоит из одной или двух компактных групп точек, изменение ориентации одной из осей меньше 20° .

II группа - область решений невелика, состоит из двух компактных групп точек, но изменение ориентации осей больше 20° .

III группа - область решений велика, состоит из нескольких групп точек, соответствует определению механизмов с несколькими типами решений.

После классификации решений механизмов по группам, для I и II групп представлены значения угловых координат осей, соответствующие максимальным значениям функции правдоподобия в каждой отдельной компактной группе в доверительной области осей X и Y. Такое представление результатов по типам решений дает достаточное представление о возможных вариациях направлений осей X, Y, P, T.

Когда мы рассматривали III группу надежности, соответствующую определению механизмов с несколькими типами решений, то из них выбиралось решение, близкое к решениям I и II групп надежности для данной очаговой зоны. Решения III группы надежности типичны для землетрясений с сравнительно меньшими исходными данными. При разделении решений на группы надежности оказалось, что в I группу вошли 15% всех решений, во II группу-33%, в III группу- 52%. При исследовании полученных решений зависимость групп надежности от магнитуды и глубины землетрясений не обнаружена.

Характеристикой надежности полученных решений является также коэффициент непротиворечивости знаков.

$$\eta = 1 - n / \varepsilon$$

n - количество использованных знаков в счете.

ε - число противоречивых знаков для решения, соответствующего максимальному значению функции правдоподобия. Большинство наших решений имеют коэффициенты $\eta = 0,81-0,9$. Минимальные значения $\eta = 0,6-0,7$ получены для 3,5% землетрясений, максимальные $\eta = 0,9-1,0$ для 22%. Высокие значения указывают на хорошее соответствие принятой теоретической модели «двойной диполь» очагам землетрясений.

Характеристика надежности полученных решений механизмов очагов.

Таблица 1

Группа надежности	0,6-0,7	0,71-0,8	0,81-0,9	0,91-1,0
I	-	3(3,33%)	7 (7,77%)	(1,11%)
II	1 (1,11%)	6(6,66%)	16(17,77)	4(4,44%)
III	2(2,22%)	1(14,4%)	22(24,44)	15(16,66%)

Таким образом в случае компактных I и II групп надежности области возможных решений, полученные результаты можно считать достоверными. В случае же надежности III группы с множеством типов решений требуется совместный анализ результатов распределения афтершоковой области и направления разрывообразования в очаге землетрясения. Анализ и оценка точности определения механизма очагов землетрясений с использованием современных программ позволит повысить надежность полученных решений.

Литература

1. Костров Б.М. Механика очага тектонического землетрясения. Изд-во Наука, М 1975, 176с.
2. Аптекман Ж.Я., Желанкина Т.С., Кейлис-Борок В.И. и др. Массовое определение механизмов очагов землетрясений на ЭВМ. В кн. Теория и анализ сейсмологических наблюдений. М.Наука, 1979, / Выч. сейсмология, вып.12/ с.45-58.

ПРИРОДА НЕПРИЛИВНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ НА ПРИМЕРЕ ЗАНГЕЗУРСКОЙ СЕЙСМОАКТИВНОЙ ЗОНЫ

ОГАНЕСЯН А.О.
(ИГИС НАН)

На основании многолетних исследований установлено наличие неприливных изменений силы тяжести (НИСТ) в сейсмоактивных районах Армении, которые качественно коррелируются с некоторыми геологическими факторами [1]. Это послужило основанием для заключения, что обнаруженные НИСТ могут иметь геологическую природу. Для выяснения природы наблюдаемых НИСТ проанализированы их соотношения с имеющимися данными о деформационных процессах, происходящих в Зангезурской сейсмоактивной зоне, и в частности, с изменениями высот, наклонами и изгибами земной поверхности [2].

Сопоставление кривых Δg_t и ΔH_t выявило обратный тип соотношений между ними. Анализ данных показал, что между значениями Δg_t и ΔH_t существует достаточно высокая корреляционная связь с коэффициентом корреляции $r = 0.8$. Однако, изменения силы тяжести не могут объясняться лишь изменениями высот дневной поверхности, так как максимальные относительные изменения высот реперов (10-20 мм/год), наблюдаемые на полигоне, могут привести к изменению силы тяжести на величину $6 \cdot 10^{-8} \text{ м/с}^2$ в год, в то время, как действи-

тельное ее среднегодовое изменение в некоторых местах достигает до $70 \cdot 10^{-8} \text{ м/с}^2$ [1,2].

Сопоставление НИСТ с вычисленными компонентами деформаций земной поверхности [2] показало, что наиболее интенсивным деформациям подвержена центральная часть полигона, которая характеризуется интенсивной знакопеременной аномалией НИСТ. При этом положительный градиент НИСТ совпадает с отрицательными значениями изгиба, а отрицательный градиент - с положительным изгибом. Отсюда можно заключить, что в этих соотношениях отражается характер современных деформационных процессов. В местах, где наблюдаются значения НИСТ с уменьшением высот и накоплением отрицательного изгиба происходит сжатие, а там, где наблюдаются отрицательные значения НИСТ - с увеличением высот и накоплением положительного изгиба происходит растяжение деформируемой среды. Следовательно, непосредственной причиной возникновения аномалий Δg , и соответствующих аномалий ΔH , могут быть только те процессы, которые приводят к уплотнению или разуплотнению локальных объемов земной коры. При уплотнениях локальных объемов земной коры происходит оседание слоев (опускание), а при разуплотнениях - вспучивание слоев (поднятие) [2,4].

Необходимо отметить, что размеры полигона и примененная методика измерений [3] не позволяет выявить глобальные или региональные НИСТ, которые, в частности, могут быть обусловлены изменениями среднего радиуса Земли, постоянной тяготения и т.д.

Учитывая, что на полигоне непосредственно измерялись только короткие связи с максимальной длиной до 40 км, а ширина выявленных аномальных участков не превышает 10-12 км, можно заключить, что источники НИСТ имеют локальный характер, то есть расположены в пределах земной коры и имеют небольшие размеры в плане. Так, например, значения h_{max} , вычисленные по формуле [5]

$$h_{\max} = 0.43 \frac{\overline{\Delta g_t}}{\sigma \Delta g_t} l, \text{ варьируют в пределах } 3 \div 12 \text{ км, где } h_{\max} -$$

максимальная глубина точечного источника в трехмерном случае; $\overline{\Delta g_t}$ - величина среднегодового изменения силы тяжести; $\sigma \Delta g_t$ - погрешности измерения; l - расстояние между пунктами.

С другой стороны, для оценки глубины залегания источников аномалий НИСТ, выделенные участки (по пространственно-временным характеристикам) НИСТ были сопоставлены с гравитационной моделью верхней части земной коры по профилю Кафан-Каджаран. По предельным глубинам вертикальных границ-разломов вдоль профиля выделены 3 основные группы: первая - в осадочном чехле, вторая - в "гранитном" слое и третья - достигающая глубин 20 км и более. При этом отмечается уменьшение количества вертикальных границ, следовательно блоков по глубине [4,6].

Наиболее крупными структурами исследуемой территории являются: Западный блок - зона сочленения, Центральная блоковая зона и Восточный блок - Кафанский антиклинорий. Указанные зоны имеют ширину от 12 до 20 км и прослеживаются, по крайней мере, до глубины порядка 15-20 км.

При сопоставлении выделенной системы блоков вдоль профиля с данными Δg_t выделяются различные соотношения. Так, для Центрального блока наблюдается хорошее пространственное совпадение характерных участков НИСТ, особенно с блоками I-ой группы: относительно приподнятому блоку соответствуют уменьшения значений НИСТ, а опущенному - увеличения. При этом экстремумам кривых НИСТ соответствуют вертикальные границы, прослеживаемые до глубин 3-6 км.

Аналогичные соотношения наблюдаются на Западном участке с блоками II-ой группы, а на Восточном - с блоками III-ей группы.

Итак, глубина источников, вызывающих аномальные НИСТ на Центральном блоке составляет 3-6 км, а на Западном блоке - 10-12 км. Отсюда следует, что источники НИСТ на Зангезурском геодинамическом полигоне расположены в верхних частях земной коры, а их глубина, оцененная как эмпирически, так и путем гравитационного моделирования, варьирует в пределах 3-12 км, т.е. источники наблюдаемых НИСТ имеют локальный характер.

Учитывая вышеизложенные соображения о природе и причинах глубинных процессов, вызывающих НИСТ на Зангезурском полигоне, а также амплитуды и размеры аномалий Δg_t , рассмотрим конкретную физико-геологическую модель, отражающую процесс уплотнения и разуплотнения.

Пусть на локальный объем глубинного вещества, заключенного в форме вертикального цилиндра, диска или шара, радиусом r и высотой l (рис. 1), действует со всех сторон равномерно распределенная сила, которая приводит к упругим изменениям объема, а следовательно и плотности слагающего его вещества.

Результаты количественной оценки возможных изменений силы тяжести при различных линейных размерах цилиндрических и сферических объемов (табл. 1) показали, что близкие значения к наблюдаемым среднегодовым НИСТ ($60 - 70 \cdot 10^{-8} \text{ м/с}^2$) получаются для вертикального цилиндра. Отсюда следует, что эта модель, по-видимому, является наиболее приемлемой, объясняющей выявленные аномалии НИСТ на западном участке Зангезурского полигона.

С другой стороны, из теории упругости известно, что коэффициент Пуассона - μ определяется формулой

$$\mu = \frac{\Delta R}{R} / \frac{\Delta l}{l} \quad (1)$$

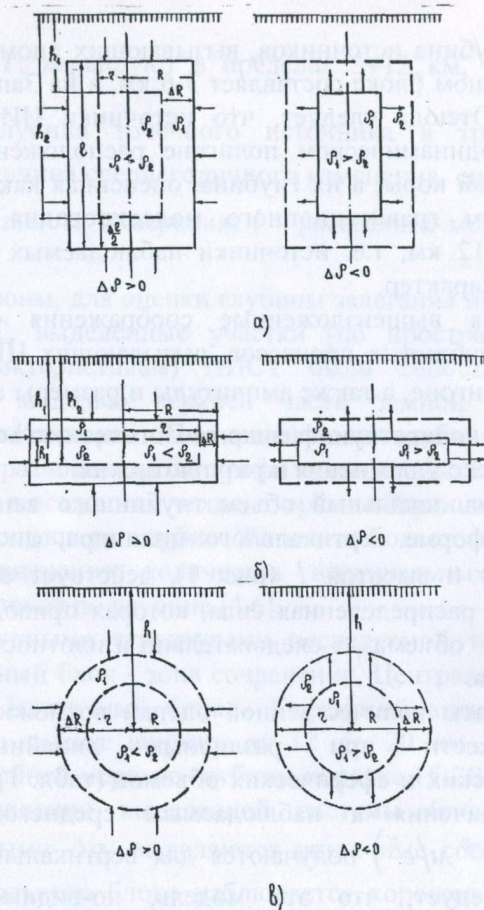


Рис. 1. Модели физико-геологических процессов.

Таблица 1

Возможные изменения силы тяжести при различных линейных размерах цилиндрических и сферических объемов

Формы объемов	N	Радиус $r(10^3\text{м})$	Глуб. $R(10^3\text{м})$	Глуб. верхн. основ. $R_1(10^3\text{м})$	Глуб. нижн. основ. $R_2(10^3\text{м})$	Критическое значение плотности $\Delta\rho$ (кг/м ³)	Возможные изменения силы тяж. Δg_i (10 ⁻⁶ м/с ²)
1	2	3	4	5	6	7	8
Цилиндр	1	3	7.5	3	12	1-2	34-67
	2	3	8	4	12	1-2	30-60
	3	4	10	8	12	1-2	17-34
	4	4	7	4	10	1-2	21-42
	5	5	6.5	5	8	1-2	25-50
	6	5	9	6	12	1-2	34-68
	7	5	8	5	11	1-2	38-76
Диск	1	2	3	2	4	1-2	17-34
	2	2	3.5	3	4	1-2	8-17
	3	3	3.5	3	4	1-2	8-17
	4	3	4.5	3	6	1-2	21-42
	5	4	7	6	8	1-2	12-25
	6	5	11.5	11	12	1-2	4-8
	7	5	11	10	12	1-2	8-17
Шар	1	2	3	1	5	1-2	25-50
	2	2	4	2	6	1-2	14-27
	3	3	6	3	9	1-2	21-42
	4	3	5	2	8	1-2	30-60
	5	4	8	4	12	1-2	28-55
	6	5	10	5	15	1-2	34-67
	7	5	12	7	17	1-2	24-48

Допустим, что при равномерном распределении действующих сил, изменения объема (плотности) цилиндра происходит за счет одинакового изменения его длины и радиуса, то есть $\Delta R \approx \Delta l$. Поскольку масса цилиндра до и после деформации остается неизменной, имеем

$$\pi R^2 l \rho_1 = \pi (R - \Delta R)^2 (l - \Delta l) \rho_2 \quad (2)$$

Отсюда, производя соответствующие преобразования и подставляя μ , получим

$$\rho_1 = \rho_2 \left[1 - \frac{\Delta R}{R} \left(2 + \frac{1}{\mu} \right) + \frac{\Delta R^2}{R^2} \left(1 + \frac{2}{\mu} \right) - \frac{\Delta R^3}{\mu} \left(\frac{1}{\mu} \right) \right] \quad (3)$$

Пренебрегая двумя последними членами в квадратных скобках (ввиду их малости по сравнению с первыми), получим

$$\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1 \approx \rho_2 \left[\frac{\Delta R}{R} \left(2 + \frac{1}{\mu} \right) \right] \quad (4)$$

или

$$\Delta \rho = \frac{\rho_1 \Delta R (2\mu + 1)}{R\mu - \Delta R (2\mu + 1)} \quad (5)$$

учитывая, что $R = r + \Delta R$ и $\Delta R \approx \Delta l$, находим

$$\Delta l \approx \frac{\Delta \rho \mu r}{\rho_1 (2\mu + 1) - \Delta \rho (1 - \mu)} \quad (6)$$

Принимая $r = 4 \text{ км}$, $\Delta \rho = 1 \div 2 \text{ кг/м}^3$, $\rho_1 = 2.9 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ и $\mu = 0.25$ получим возможный предел изменений вертикального размера цилиндрического объема $\Delta l = 0.33 \text{ м}$, а $\Delta l/2 = 0.16 \text{ м}$. Полученный результат на порядок превышает значения амплитуд вертикальных смещений земной поверхности, зафиксированных на западном участке Зангезурского полигона.

Указанное несоответствие, на наш взгляд, можно объяснить различием реологических свойств между материалом деформируемого объема и толщиной пород, расположенных между верхним его основанием и дневной поверхностью, а также отличием механических свойств деформируемого материала от свойств идеально упругого тела.

Таким образом, из вышеизложенного анализа следует, что предложенная физико-геологическая модель глубинных процессов может с достаточным основанием объяснить природу наблюдаемых НИСТ на западном участке полигона.

С другой стороны, этой моделью нельзя объяснить природу НИСТ на центральном участке, где аномалии Δg_i достигают $100 \cdot 10^{-8} \text{ м/с}^2$ и более. Кроме этого, наблюдаемые здесь среднегодовые аномалии имеют знакопеременный характер, что на наш взгляд, не может быть обусловлено указанными выше

длительными геологическими процессами. По нашим представлениям причиной этих аномалий могут быть перемещения масс в ослабленных зонах глубинного разлома (внедрение мантийного вещества, флюидоперенос и т.д.).

Для объяснения полученных НИСТ, вызванных перемещением масс, нами предлагается возможная схема механизма перемещения масс в системе разломов на Зангезурском полигоне (рис. 2).

Геометрическое построение схемы разломов по глубине основывалось на имеющихся геолого-геофизических данных о наклонах разломов и результатах гравитационного моделирования верхней части земной коры по профилю Кафан-Каджаран. Главной движущей силой в этом механизме является несинхронное вращение с различными скоростями нижней мантии и внешнего ядра, вследствие чего происходит выдавливание магмы вверх вдоль глубинного разлома, а под влиянием последнего, за счет повышения давления, происходят перемещения газового и жидкого вещества в ослабленных зонах (разломах) в поверхностных слоях земной коры. Поскольку эти процессы имеют периодический характер с импульсом, то чередование глубинных импульсов с подъемом и последующим опусканием магмы и всей системы флюидов приводит к изменению силы тяжести нестабильного (знакопеременного) характера. Поэтому, наблюдаемые НИСТ в зонах активных глубинных разломов максимальные и нестабильные.

Приближенные количественные оценки влияния перемещения масс, и в частности, флюидов (табл. 2), показывают, что гравитационный эффект, связанный с этим явлением, может достигать более $100 \cdot 10^{-8} \text{ м/с}^2$, что значительно превышает эффекты вызванные источниками, имеющими более глубинную геологическую природу.

Таким образом, приведенные выше количественные оценки подтверждают существование локальных нестабильных НИСТ на пунктах центральной части полигона, вызванных перемещением масс в зоне Зангезурского глубинного разлома.

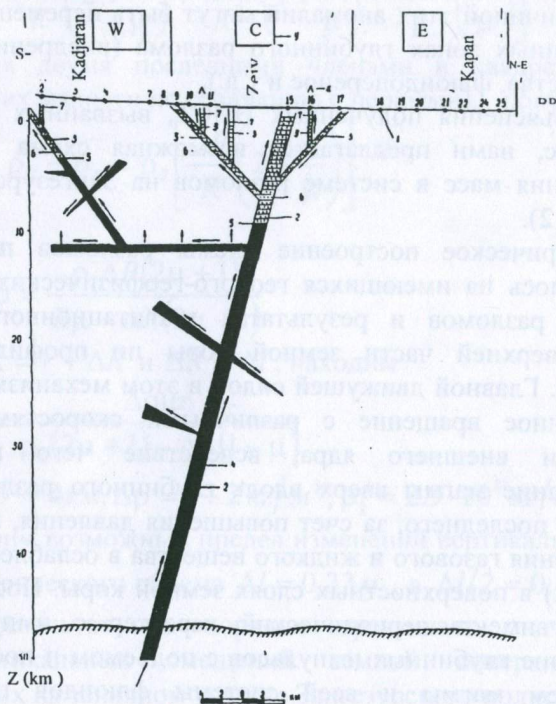


Рис.2. Возможная схема перемещения масс на Зангезурском геодинамическом полигоне: 1- долговременные гравиметрические пункты и их номера; 2- глубинный разлом; 3- разломы разной категории; 4- магма; 5-уровень магмы; 6-гидротермальные флюиды; 7-уровень подземных вод; 8-родники; 9-выявленные участки по Δg_t ; З-Западный, Ц-Центральный, В-Восточный.

Таблица 2

Возможные изменения силы тяжести, связанные с перемещением масс в Зангезурском геодинатическом полигоне

N	Вид источника	Критические значения параметров		Глубина источн. h (10 ³ м)	Размер источн. r (10 ³ м)	Возможные изменения силы тяжести Δg_t (10 ⁻⁸ м/с ²)
		Скорость поднятия Δh (м/год)	Избыточная плотность $\Delta \rho$ (10 ³ кг/м ³)			
1	Поднятие магмы	10-20	0.1-0.3	6-12	0.5-1	4-15
2	Внедрение основных или ультраосновных пород	20-30	0.1-0.2	3-6	0.5-1	8-30
3	Изменение уровня подземных вод	5-10	0.1-0.3	0.5-3	1-2	40-80
4	Перемещение флюидов (жидкого и газового материала)	20-30	0.05-0.3	0.2-1.5	0.5-1	50-120

В дальнейшем, для проверки реальности предлагаемого механизма необходимо проведение специальных систематических комплексных гравиметрических, гидродинамических, геохимических и геотермических наблюдений с целью установления более точной количественной оценки и связей между этими параметрами.

Литература

1. Оганесян А.О. Особенности изучения неприливных вариаций силы тяжести на Зангезурском геодинатическом полигоне. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1980, N 6, с. 69-76.
2. Оганесян Ш.С., Оганесян А.О. Повторные гравиметрические измерения с целью изучения деформаций земной коры в сейсмоактивных районах Армянской ССР. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1986, N 5, с. 17-22.
3. Оганесян А.О. О метрологическом обеспечении повторных измерений в Армении. В кн.: Повторные гравиметрические наблюдения. М., Изд. МГК, 1988, с. 167-178.

4. Оганесян А.О., Оганисян Ш.С., Бабаджян А.Г. Опыт выделения активных зон глубинных разломов на Зангезурском геодинамическом полигоне. В кн.: Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. М.: Радио и связь, 1981, с. 99-103.
5. Ладынин А.В. Результаты изучения вековых изменений силы тяжести на Байкале. В кн.: Методические исследования современных движений земной коры. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1975, с. 60-79.
6. Оганесян А.О. Возможные источники неприливных изменений силы тяжести и их физико-геологическое моделирование (на примере Зангезурского геодинамического полигона). Тезисы докл. международного симпозиума «Геодезия-Сейсмология, Деформации и прогноз» (Ереван, 2-6 октября 1989г.), М. 1989, с. 134-135.

СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

**ОГАНЕСЯН А.О., ГАСПАРЯН Г.С., ФИДАНЯН Ф.М.
(ИГИС НАН РА)**

Структурно-динамическая модель земной коры отдельных регионов является основой ее сеймотектонического районирования. Она не только выявляет структурные особенности внутреннего строения земной коры, но и определяет пространственное расположение подвижных глубинных структур и зон (разломов), к которым приурочены очаги землетрясений.

Построение такой модели представляет собой сложную задачу, для решения которой нужно использовать весь комплекс имеющегося геолого-геофизического материала, содержащего сведения о глубинном строении, составе и состоянии, а также данные о динамике структурных элементов земной коры.

Из указанного комплекса материалов для построения структурной модели земной коры были использованы результаты трехмерной количественной интерпретации гравитационного поля в комплексе с данными ГСЗ, сейсмологии и других геофизических методов, позволяющие получить более объективные сведения о геоструктурных особенностях и глубинном строении земной коры.

В результате отмеченного комплекса исследований были составлены схемы разломно-блокового строения земной коры на трех уровнях глубины:

1. по поверхности кристаллического фундамента (по средней глубине 5 км);
2. по подошве сейсмоактивного слоя коры (по средней глубине 20 км);
3. по границе Мохоровичича (по средней глубине 45 км).

Согласно первой модели, поверхность кристаллического фундамента имеет сложный, раздробленный рельеф и состоит из относительно приподнятых и опущенных участков, которые представляют отдельные тектонические блоки, разграничивающиеся друг от друга разнопорядковыми и разнонаправленными тектоническими нарушениями [1].

Вторая модель характеризует структурные особенности земной коры в пределах 13-30 км глубин. Выбор отмеченных пределов обосновывается внедрением понятия «сейсмоактивного слоя», подошва которого по данным о гипоцентрах землетрясений в Армении расположена в пределах этих глубин. Об активности этого слоя свидетельствуют также структурно-скоростные модели, построенные по данным ГСЗ [2]. Согласно последним существуют три уровня распределения скоростей, промежуточный из которых заключен в пределах 12-26 км. На этом уровне происходят изменения физического состава и состояния материи, и вместе с ним изменения пластовых скоростей. Предполагается, что именно к таким областям изменений приурочены очаги землетрясений, происходящих на территории Армении. Аналогичные данные получены также при

построении тепловой модели вулканических областей, согласно которой на уровне глубин 17-23 км существуют слои частичного плавления горных пород, в граничных областях которых происходит накопление термоупругих напряжений, которые затем приводят к разрушению сплошности среды. Глубже указанного уровня область частичного плавления расширяется, а в пластичных породах не могут накапливаться напряжения, приводящие к возникновению землетрясений [3]. Эти области, скорее всего, составляют ту поверхность, по которой происходят горизонтальные движения мегаблоков и блоков земной коры, которые, в свою очередь, приводят к изменению напряженно-деформированного состояния, накоплению упругих напряжений и возникновению землетрясений.

Кроме вышеизложенного, для обоснования динамичности структурных элементов предложенной модели, по мере возможности, были использованы также экспериментальные материалы, полученные за последние десятилетия при наблюдениях за вариациями гравитационного и геомагнитного полей, современных вертикальных и горизонтальных движений, напряженно-деформированным состоянием и т.д.

Модель верхней части земной коры территории Армении представляется в виде системы блоков, границами которых служат разломы, некоторые из которых имеют большую глубину в земной коре. По сравнению с моделью кристаллического фундамента, здесь размеры блоков более крупные, а следовательно, количество разломов меньше. Кроме того, на этом уровне структурные элементы имеют определенное северо-западное простирание.

В обсуждаемой модели с юго-запада на северо-восток рассматриваются блоки преобладающих поднятий и опусканий.

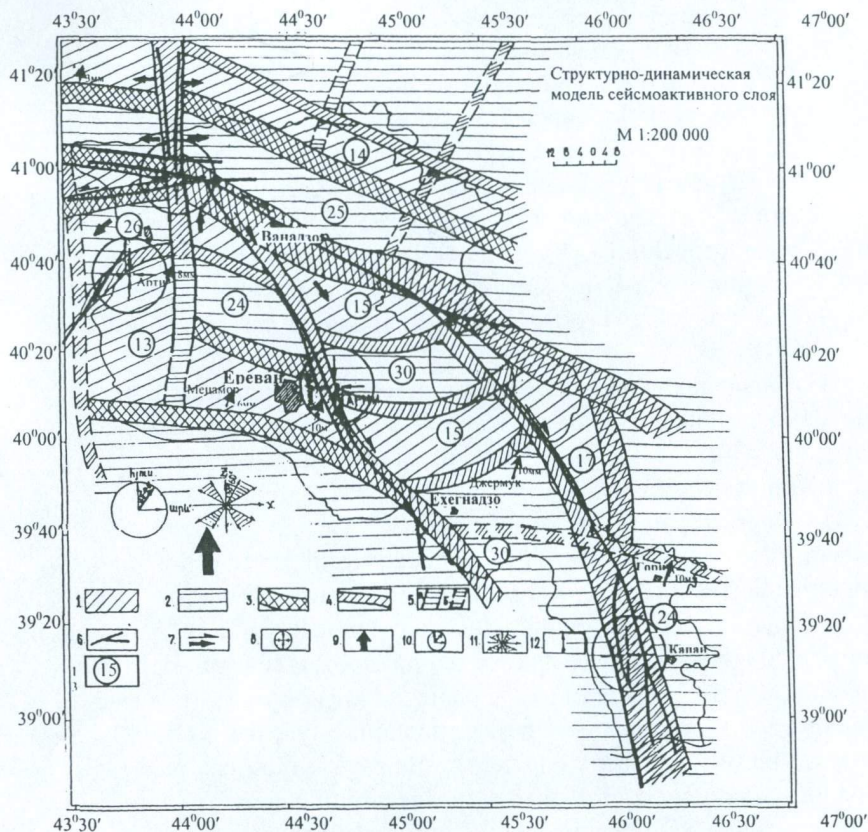


Рис.1. Структурно-динамическая модель сейсмоактивного слоя.
 1-относительно приподнятые блоки (по отношению к глубине 20 км); 2-относительно опущенные блоки (по отношению к глубине 20 км); 3-глубинные разломы (коровые, достигающие верхней мантии); 4-активные разломы (внутрикоровые, до 20 км, отраженные в рельефе); 5-неактивные разломы (внутрикоровые, до 20 км):

а) хорошо прослеживаемые; б) предполагаемые; 6-активные разломы (по А.Караханяну 1994г., [9]); 7-горизонтальные подвижки по разломам и направление относительных движений блоков (по А.Караханяну [9]); 8-области наибольших накоплений напряжений по современным геодинамическим параметрам; 10- направление напряжений сжатия в коре (по механизму очагов землетрясений) [8]; 11- направление напряжений растяжения в коре (по механизму очагов землетрясений) [8]; 12- годовые горизонтальные движения (по системе GPS [10]).

На юго-западе выделяется крупное относительное поднятие (по отношению к глубине изогипса 20 км), расположенное до глубины 13 км от уровня моря и занимающее весь юго-запад территории республики.

По простирацию оно большей частью соответствует известной в литературе Среднеараксинской мегарегиональной зоне относительных максимумов гравитационного поля. Однако, в отличие от нее, на основании полученных данных границы зоны поднятия были расширены на восток-северо-восток до юго-восточных берегов оз. Севан. К юго-востоку и северо-западу от него происходит резкое падение глубины до 25-30 км, что, по-видимому, соответствует зонам глубинных разломов. Среднеараксинское поднятие в тектоническом отношении соответствует зоне позднеальпийской складчатости, выделенной А.А.Габриеляном. В ее пределах выделяется ряд новейших тектонических структур, таких как Нижнеахурянский, Арташатский, Ереванский и др. прогибы и Паракар-Енгиджинское горстовое поднятие. Амплитуда новейшего поднятия в пределах горста-500±600 м, а в пределах прогибов составляет 400-1000м [4]. Зона характеризуется также и современной тектонической активностью. В ее пределах расположены очаги почти всех сильных землетрясений Араратской группы. Однако по данным современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК) и режимных геофизических наблюдений зона характеризуется относительно спокойным современным геодинамическим режимом активности. Так, по данным СВДЗК в зоне отмечается поднятие земной коры скоростью 2 мм/год, а по данным повтор-

ных высокоточных гравиметрических наблюдений среднегодовое неприливное изменение силы тяжести в пределах зоны составляет в среднем 20 мкГал [5,6,7,11], что свидетельствует об относительной геодинамической стабильности зоны.

Следующий элемент прослеживаемой поверхности представляет относительное опускание с глубиной до 25-30 км. Отмеченная зона опусканий пространственно совпадает с Центральной мегарегиональной зоной относительных минимумов гравитационного поля, а по тектоническим данным - к среднеальпийской зоне складчатости [4].

Характерной особенностью этой зоны является дифференцированный характер новейших тектонических движений. Современные поднятия, отчетливо выраженные в рельефе в виде горных хребтов, в плане мел-палеогеновой тектоники представляют синклинали, а неотектонические впадины наложены на древние антиклинальные сооружения. В создании современного облика неотектоники описываемой зоны большую роль сыграли продольные и поперечные разломы, которые расчленили ее на отдельные тектонические блоки, испытавшие резко дифференцированные движения разной амплитуды: от 1500 и до 3000 м.

По данным СВДЗК в пределах зоны отмечается скорость вертикальных движений 4-8 мм/год, что свидетельствует о высокой интенсивности современных движений земной коры.

Об этом свидетельствуют также данные вариаций гравитационного поля, величина которых составляет в среднем 60 мкГал в год [5,6,7,11].

К северо-востоку опускание резко меняется поднятием, которое пространственно совпадает с Севано-Амасийской офиолитовой зоной, в пределах которой локальные поднятия имеют глубину залегания 13-14 км и ширину до 20-25 км. Как известно, это поднятие связано с крупным глубинным разломом, который является границей между Центральной мегарегиональной зоной опусканий и Алаверди-Иджеванской зоной поднятий. Она характеризуется высокой новейшей и современной активностью и контролирует эндогенный магматизм и сейсмичность указанного региона. С ней связаны несколько очагов сильных землетрясений, в том числе и очаг Спитакского десятибалльного

землетрясения 1988 г. Об активности зоны свидетельствуют также данные СВДЗК, согласно которым земная кора здесь испытывает поднятие со скоростью 8-10 мм/год, а среднегодовое изменение силы тяжести составляет 100 мкГал [5, 6, 7, 11].

К северо-востоку от границы выделяется Дилижан-Степанаванская зона опусканий, где локальные опускания поверхности доходят до 24-25 км. Отмеченная зона характеризуется относительно спокойной динамикой, о чем свидетельствуют также отсутствие в ее пределах очагов сильных землетрясений.

Еще северо-восточнее от этой зоны расположена Алаверди-Иджеванская зона поднятий, которая соответствует одноименной зоне относительных максимумов гравитационного поля, а по геологическим данным - к зоне раннеальпийской складчатости [4]. Новейшая структура зоны представляет пологую моноклинал с наклоном на северо-восток. Амплитуда поднятия в неотектонический этап составляет 2-2.5 км, что по направлению к северо-востоку постепенно убывает, доходя до края Куринской впадины до нескольких сот метров. Со слабо дифференцированным характером новейших движений этой зоны связано также почти полное отсутствие орогенного вулканизма и сравнительно слабая сейсмичность.

Следующим элементом описываемой модели является Зангезурская зона поднятий, характеризующаяся локальными поднятиями с глубиной залегания 17-18 км, и почти равномерной шириной 15-20 км. Она имеет субмеридианальное простираие от р.Аракс на юге до юго-восточного побережья оз.Севан и разграничивается с востока и запада Хуступ - Гиратахским и Дебаклинским глубинными шовными разломами. Эти разломы контролируют магматизм, эндогенную минерализацию и сейсмичность в регионе. Между ними развита целая система северо- западных и субширотных нарушений второго порядка, которые расчленяют зону на отдельные сегменты, придавая зоне мозаично-блоковой характер.

Большая амплитуда (3-3.5 км) и исключительно дифференцированный характер новейших тектонических движений обусловили сильно пересеченный горный рельеф и направление речных долин. Зона характеризуется также и современной

тектонической активностью, о чем свидетельствует зафиксированные вдоль нее молодые правосдвиговые смещения в районах с.с.Таштун, Личк, а также эпицентры десятка землетрясений. Об активности этой зоны свидетельствуют также данные СВДЗК и повторных высокоточных гравиметрических наблюдений, согласно которым поднятие земной коры происходит со скоростью 10 мм/год, а среднегодовое изменение силы тяжести составляет 100 мкГал [5,6,7,11].

Кроме вышеизложенного на результирующей схеме были показаны также результаты исследований по оценке современных геодинамических параметров и общего напряженно-деформированного состояния в виде областей наибольшего накопления напряжений [6,7,12], а также направления напряжений сжатия и расширения земной коры региона, подтвержденные анализом параметров механизмов очагов землетрясений [8].

Таким образом, полученные результаты и их всесторонний анализ позволяет констатировать, что решение проблемы сеймотектонического районирования и выделения сейсмогенных зон возможно путем разработки структурно-динамической модели земной коры, отражающей ее гетерогенность и историю тектонического развития, особенно на новейшем и современном этапах. При этом необходимо, чтобы модель отображала динамику перемещений блоков земной коры вдоль ограничивающих границ и поверхностей, выступающих в качестве зон накопления предельных напряжений, разгрузка которых приводит к выделению сейсмической энергии.

Литература

1. Бабаджанян А.Г., Фиданян Ф.М., Оганесян А.О., Гаспарян Г.С. Методика и результаты построения трехмерной гравитационной модели земной коры территории Армении. Сборник научных трудов конференции, посвященной памяти А.Г.Бабаджаняна (12-14 октября 1999 г., г. Гюмри), Изд-во "Титунон", г. Гюмри, 1999, с. 54-67.

2. МГ СССР, НПО "Нефтегеофизика", Научно-технический отчет по теме: Геолого-геофизические условия очаговой зоны Спитакского землетрясения 1988 г. М.: 1990, Армгеолфонд, 110 стр.
3. Вартанян К.С., Якоби Н.М. Источники аномального теплового потока на территории Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1985, N2, с. 48-53.
4. Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сейсмо-тектоника Армянской ССР. Изд-во ЕГУ, Ереван, 1981, 236 с.
5. Оганесян А.О., Оганесян Ш.С. Повторные гравиметрические измерения с целью изучения деформаций земной коры в сейсмоактивных районах Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXXIX, 1986, N5, с. 17-23.
6. Оганесян А.О., Оганесян Ш.С., Оганесян Л.Б. Совместный анализ геофизических и геодезических данных при изучении современной динамики земной коры на территории Армении. В кн.: Комплексные геодинамические полигоны (Методика и результаты исследований). М.: Изд-во "Наука", 1984, с. 71-74.
7. Оганесян А.О. Ретроспективный анализ геодезических данных района Спитакского землетрясения. Сборник научных трудов конференции, посвященной 90-летию со дня рождения академика А.Г. Назарова (1-4 июня 1998г., г. Гюмри), Изд-во НАН РА, г. Гюмри, 1998, с. 282-288.
8. Геодакян Н.Э., Геодакян Э.Г. Анализ напряженного состояния основных сейсмоструктурных зон Армянского нагорья. Тезисы докл. Юбилей. научн. конф., посвященной 35-летию основания ИГИС НАН РА, Изд-во НАН РА, Гюмри, 1996, с. 18-19.
9. Караханян А.С. Активная тектоника и сейсмичность. В кн.: Геология Севана. Ереван, Изд-во НАН Армении, 1994, с. 122-128.
10. Прилепин М.Т., Баласанян С.Ю., Баранова С.М. и др. Изучение кинематики Кавказского региона с использованием GPS технологии. Физика Земли, N6, М., 1999, стр. 68-75.
11. Карта современных вертикальных движений земной коры на территории Болгарии, Венгрии, ГДР, Польши, Румынии, СССР, (Европейская часть), Чехословакии. М.: ГУГК, 1986.

АНОМАЛИЯ ВЕКОВОГО ХОДА ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

ОГАНЕСЯН С.Р., МУГДУСЯН А.М.
(СД НССЗ РА)

Геомагнитное поле подвержено резким и плавным изменениям как во времени, так и в пространстве. Резкие пространственные изменения связаны с локальным полем, а плавные (длиннопериодные – 10 лет и больше) - либо с ядром, либо с глобальными токовыми образованиями в литосфере, или магнитосфере. Исключения из этого правила могут быть по двум причинам. Во-первых, часть вариаций геомагнитного поля (ГМП) возникает из-за эффектов, источники которых находятся в коре и в верхней мантии. Во-вторых, часть локальных изменений связана с изменениями физических параметров земной коры, влияющих на намагниченность горных пород [1].

Источник длиннопериодных изменений ГМП, или как принято- вековых вариаций, находится в ядре, следовательно, вековая вариация является характерной особенностью главного поля. Вековую вариацию можно отделить от более быстрых вариаций внутрикорового и внешнего происхождения по ее временному спектру. Ее обычно определяют как вариацию, выделенную по среднегодовым значениям. Это определение полностью не разделяет изменения во времени на вариации внутреннего и внешнего происхождения.

Среднегодовые значения модуля полного вектора индукции ГМП и его компонентов определяются в геомагнитных обсерваториях, которые расположены на больших расстояниях друг от друга. Эти расчеты отражают только общие закономерности глобальных изменений ГМП во времени, вызванные, главным образом, процессами, протекающими в жидком ядре Земли и на границе ядро-мантия, а также изменениями внешнего поля.

В сейсмоактивных регионах, где проявляется современная тектоническая деятельность, некоторая часть векового хода определяется физико-химическими процессами, происходящими в земной коре и верхней мантии. Вследствие этого на поверхности Земли наблюдаются изменения геомагнитного поля, которые проявляются в виде аномалий векового хода ГМП. Поэтому геомагнитные предвестники тектонических землетрясений могут наблюдаться в аномалиях векового хода.

Из вышеизложенного следует, что для проведения работ по тектономагнетизму, с целью обнаружения тектономагнитных предвестников землетрясений, необходимо изучать вековой ход ГМП, на фоне которого проявляются аномалии векового хода.

Методика измерений и обработка данных

Наблюдения геомагнитного поля на территории Армении, с целью изучения аномалии векового хода, осуществлялись начиная с 1974 года [2], на профилях и на отдельных пунктах измерений. Непрерывные наблюдения в стационарных пунктах осуществлялись на основе созданной в 1991 году геомагнитной сети наблюдений (рис.1.), путем дискретных измерений модуля полного вектора индукции геомагнитного поля (T), с частотой опроса $\Delta t=5$ минут, приборами типа ГПМ (Геофизический протонный магнитометр). Точность измерений ± 1 нТл.

По результатам дискретных наблюдений строились графики зависимости $T(t)$, отражающие временные ряды.

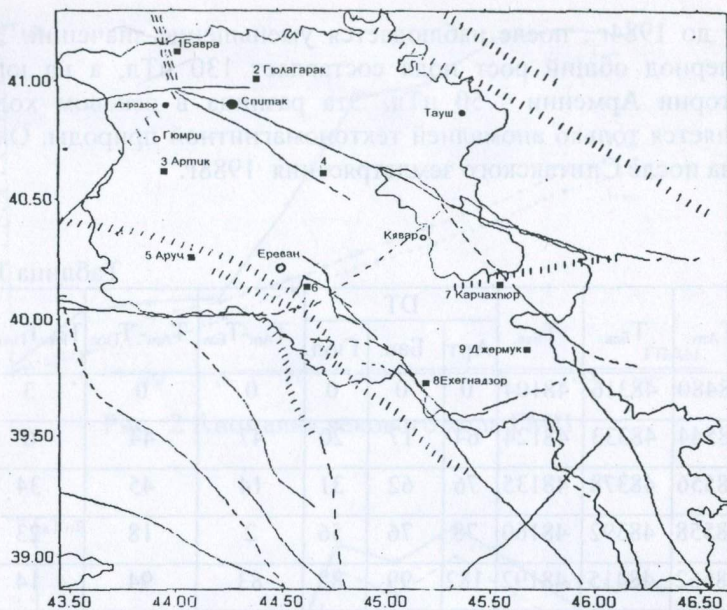


Рис.1. Национальная сеть геомагнитных наблюдений.

- Номера и пункты измерений модуля полного вектора индукции геомагнитного поля.
- Магнитовариационные станции.
- Очаг Спитакского землетрясения.
- Четко выраженные разломы.
- ||||| Нечетко выраженные разломы.

Фактический материал и результаты

Вековой ход ГМП для территории Армении впервые получен в работе [2], для эпохи 1982,5 г. Значение векового хода с севера на юг республики уменьшается на 3 нТл. На севере оно составляет 11,5 нТл/год, а на юге - 7,5 нТл/год. Не исключается, что в эти данные входит компонента аномальных изменений векового хода.

Данные прямых наблюдений показали, что в период 1974-85гг., модуль полного вектора ГМП в районе Гегамского хребта

растет до 1984г., после наблюдается уменьшение значений. За этот период общий рост поля составляет 130 нТл, а на юге территории Армении - 50 нТл. Эта разница в вековом ходе объясняется только аномалией тектономагнитной природы. Она исчезла после Спитакского землетрясения 1988г.

Таблица 1.

Год	Т _{Арт.}	Т _{Бав.}	Т _{Бав.}	DT			Т _{Арт.} -Т _{Бав.}	Т _{Арт.} -Т _{Гюл.}	Т _{Бав.} -Т _{Гюл.}
				Арт.	Бав.	Гюл.			
1992	48480	48316	48104	0	0	0	0	0	3
1993	48544	48333	48124	64	17	20	47	44	0
1994	48556	48378	48135	76	62	31	14	45	34
1995	48558	48392	48160	78	76	56	2	18	23
1996	48662	48415	48192	182	99	88	83	94	14
1997	48779	48445	48216	299	129	112	170	187	20
1998	48792	48473	48240	312	157	136	155	176	24
1999	48843	48499	48267	363	183	163	180	200	23
2000	48852	48532	48299	372	216	195	156	177	24
2001	48844	48550	48320	364	231	216	133	148	18

По данным сети геомагнитных наблюдений НССЗ в период 1992-2001гг. отмечено приращение поля (табл.1.), (рис.2.), которое имеет максимальные изменения, достигающие 372нТл на геомагнитной станции Артик, затем следует спад в пределах 8нТл. Как видно, на станциях Бавра и Гюлагарак за тот же период приращение поля составляет соответственно 231 и 216 нТл.

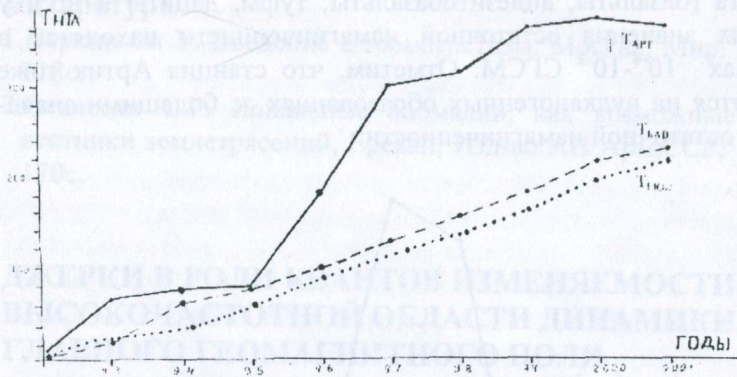


Рис. 2 Аномалия векового хода ГМП

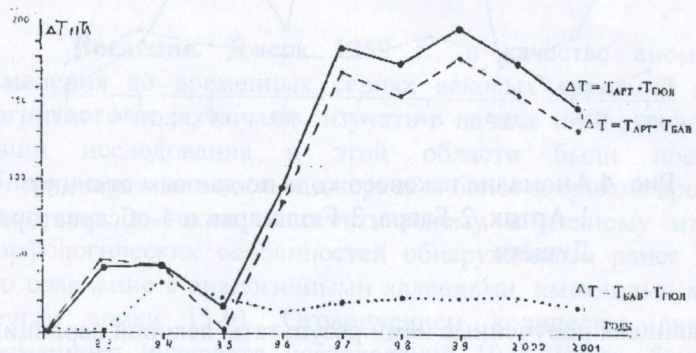


Рис. 3 Аномалия векового хода в градиентном поле

На этих станциях спад значений не наблюдается, а градиентное изменение ГМП (табл.1.), (рис.3.) показывает, что источник аномалий векового хода либо находится вблизи станции Арктик, либо он трансформируется с большими значениями ГМП в районе этой станции. Последнее предположение, вероятно, является более правдоподобным, если учитывать, что эта картина повторяется в сходстве аномальных изменений перед 1988г. В период 1974-85гг. большие аномальные изменения наблюдались на территории Гегамского хребта, где распространены вулканогенные горные породы четвертичного

возраста (базальты, андезитобазальты, туфы, дациты и др.), у которых значения остаточной намагниченности находятся в пределах 10^{-4} - 10^{-2} СГСМ. Отметим, что станция Артик тоже находится на вулканогенных образованиях с большими значениями остаточной намагниченности.

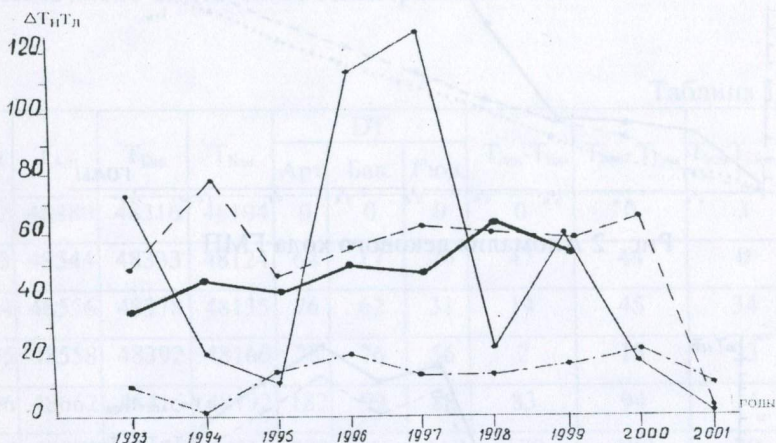


Рис. 4 Аномалия векового хода по данным станций:
 1-Артик, 2-Бавра, 3-Гюлагарак и 4-обсерватория Душети

Сравнивая полученные нами результаты вековой вариации с вековым ходом по данным Душетской обсерватории (рис.4.), любезно представленной сотрудницей ИГИС НАН РА, канд. физ-мат. наук Симонян А.О., приходим к выводу, что изменения модуля полного вектора ГМП на станциях наблюдательной сети НССЗ являются аномалией векового хода тектономагнитной природы.

Выводы:

1. Рост модуля полного вектора геомагнитного поля на территории Армении с локальными особенностями является аномалией векового хода.
2. Источник обнаруженной локальной аномалии находится неглубоко (1-5км) в земной коре и имеет тектономагнитную природу.

Литература

1. Паркинсон У. Введение в геомагнетизм, Москва, Мир, 1986г., 118с.
2. Оганесян С.Р. Локальные аномалии, как возможные предвестники землетрясений, Ереван, Изд-во АН Арм.ССР, 1990г., 170с.

ДЖЕРКИ В РОЛИ КВАНТОВ ИЗМЕНЯЕМОСТИ В ВЫСОКОЧАСТОТНОЙ ОБЛАСТИ ДИНАМИКИ ГЛАВНОГО ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

**СИМОНЯН А.О.
(ИГИС НАН РА)**

Введение. Джерк 1969 г., в качестве аномального изменения во временных сериях вековых вариаций земного магнитного поля, начали изучать с начала 1980-х годов [1-4]. Наши исследования в этой области были посвящены обнаружению возможных джерков в более широком временном диапазоне, а также систематическому и полному изучению морфологических особенностей обнаруженного ранее джерка, его сравнение с аналогичными явлениями, имеющими место за другие эпохи [5-9]. Ограничением количества данных и временного интервала исследований 1925-1985гг. была обеспечена однородность используемого материала и достигнута цель разработки общей методики выделения джерков и рассмотрения проблемы совместимости джеркообразных явлений, приходящих на другие эпохи. В результате было снято предположение об уникальности явления джерка 1969 г.

Задачей настоящих исследований является апробирование разработанной методики выделения джерков на всем временном интервале, обеспеченном регулярными магнитометрическими наблюдениями мировой сети магнитных обсерваторий и выделением всех возможных джеркообразных изменений во временных сериях вековых геомагнитных вариаций определить роль джерков в динамике земного магнитного поля.

Данные. Временные серии среднегодовых значений X , Y , Z элементов земного магнитного поля были проанализированы с точки зрения джерков, подразумевающих разрывы в сериях постоянных значений их вторых временных производных - геомагнитных ускорений. В работе проанализированы данные со 153 точек магнитных обсерваторий, обеспечивающих непрерывными рядами наблюдений всю поверхность Земли. Список этих обсерваторий, с указанием их международных названий, кодов, географических координат и периодов действий, а также пробелов на отдельные эпохи, приведен в таблице 1. Их распределение на земной поверхности указано на карте (рис. 1).

Анализ всего имеющегося экспериментального материала показывает, что качество магнитных наблюдений, как с точки зрения точности и длины временных рядов, так и по степени равномерности покрытия земной поверхности, оставляет желать лучшего.

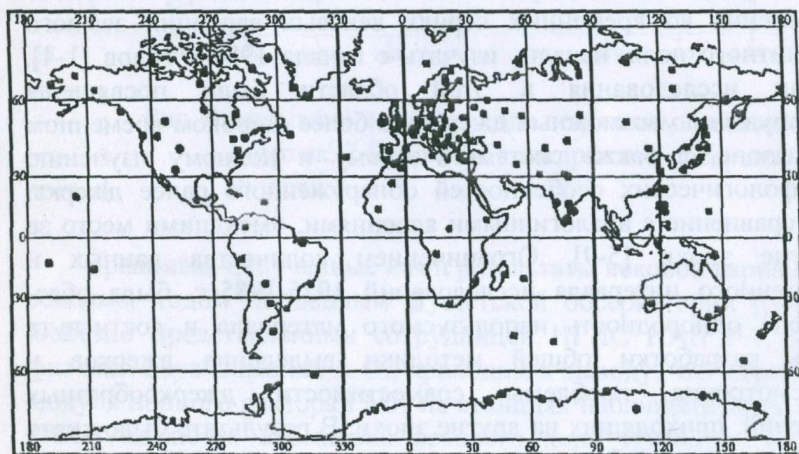


Рис.1

Число магнитных обсерваторий, обеспечивающих данными в период второй половины XIX и начала XX веков, существенно меньше от общего количества обсерваторий, действующих в настоящее время, а их распределение крайне неравномерно. Хорошо покрыта сетью магнитных обсерваторий территория Европы. Есть достаточное количество данных только с территорий материков, тогда как большая территория акваторий океанов крайне мала и нерегулярно обеспечена сетью обсерваторий. Их качество, в смысле зашумленности данных, резко ухудшается в течение первой половины XX и последней половины XIX веков. Однако, применяемая нами методика одиннадцатиточечного скользящего осреднения временных серий вековых вариаций существенно уменьшает влияние зашумленности данных сигналом случайного характера, равно как и высокочастотными вариациями внешнего, относительно земной поверхности, происхождения и тем самым делает возможным применение метода линейно регрессионного анализа. На рис. 2 приведены серии по трем наиболее длинным и разнесенным по поверхности Земли точкам магнитных обсерваторий. Прерывистыми линиями представлены исходные значения векового хода, гладкие кривые, проведенные темными кружочками, представляют их сглаженные серии, а прямые линии представляют аппроксимирующие линейные функции от времени.

Из всех возможных серий они отобраны на интервал, соответствующий минимальным значениям дисперсии. Очевидно, их угловые коэффициенты, в соответствующих единицах размерности, представляют константы по вековым геомагнитным ускорениям, тогда как джерки определяются разностями между ними, а их эпохи приходятся на эпохи пересечения соседних прямолинейных отрезков.

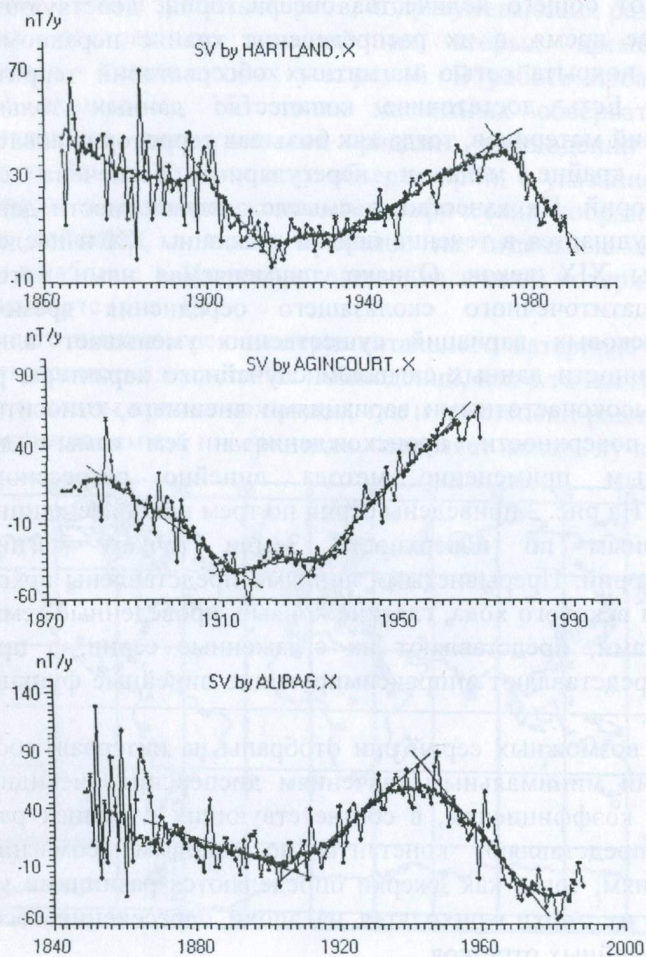


Рис.2

Табл. 1.

Observatories	Code	Latitude	Longitude	Period covered	Gaps
Alert	ALE	82°30'	297°30'	1961-1999	
Heiss Island	HIS	86°37'	58°03'	1932-1997	1995, 1996
New Alesund	NAL	78°55'	11°56'	1966-1998	
Cape Chelyuskin	CCS	77°43'	104°17'	1935-2000	1937, 1938
Thule	THL	77°28'	290°46'	1956-2000	
Mould Bay	MBC	76°19'	240°38'	1962-1997	
Resolute Bay	RES	74°41'	265°06'	1954-1999	
Bear Island	BJN	74°30'	19°00'	1933-1998	1934-1950
Dixon Island	DIK	73°33'	80°34'	1933-2000	1999
Tiksi Bay	TIK	71°35'	129°00'	1944-1998	1993, 1994
Point Barrow	BRW	71°18'	203°15'	1933-2000	1934-1948
Tromso	TRO	69°40'	18°56'	1930-1998	
Godhavn	GDH	69°15'	306°28'	1903-2000	1904-1925
Abisko	ABK	68°22'	18°49'	1965-2000	
Sodankyla	SOD	67°22'	26°38'	1914-2000	
Uelen	CWE	66°10'	190°10'	1934-1994	1944-1949, 1952
College	CMO	64°52'	212°10'	1933-1999	1934-1940
Baker lake	BLC	64°20'	263°58'	1951-1999	
Leirvogur	LRV	64°11'	338°18'	1957-2000	
Dombas	DOB	62°04'	9°07'	1916-2000	
Yakutsk	YAK	62°01'	129°43'	1931-1997	
Narssarsuaq	NAQ	61°10'	314°34'	1968-2000	
Nurmijarvi	NUR	60°31'	24°39'	1953-2000	
Lerwick	LER	60°08'	358°49'	1923-2000	
Magadan	MGD	60°07'	151°01'	1936-1998	
Voyeykovo	LNN	59°57'	30°42'	1869-2000	
Oslo	OSL	59°55'	10°43'	1843-1930	
Lovo	LOV	59°21'	17°50'	1928-2000	
Fort Churchill	FCC	58°46'	265°55'	1964-1999	
Sitka	SIT	57°04'	224°41'	1902-1999	
Arti	ARS	56°26'	58°34'	1887-2000	
Zaimishche	KNK	55°50'	48°51'	1892-1992	1898-1908, 1975-1977
Brorfelde	BFE	55°38'	11°40'	1892-2000	
Krasnaya Pakhra	MOS	55°28'	37°19'	1946-2000	
Eskdalemuir	ESK	55°19'	356°48'	1908-2000	
Poste-de-la- Baleine	PBQ	55°17'	282°15'	1965-1999	
Klyuchi	NVS	55°02'	82°54'	1967-1998	
Hel	HLP	54°37'	18°49'	1953-1999	
Meanook	MEA	54°37'	246°40'	1916-1999	
Pleshentzi	MNK	54°30'	27°53'	1961-2000	1999
Stonyhurst	STO	53°51'	357°32'	1865-1967	1944-1960

Wingst	WNG	53 ⁰ 45'	9 ⁰ 04'	1884-1999	1912-1930, 1933-1938
Paratunka	PET	53 ⁰ 06'	158 ⁰ 38'	1969-1998	
Witteveen	WIT	52 ⁰ 49'	6 ⁰ 40'	1891-1987	
Irkutsk	IRT	52 ⁰ 10'	104 ⁰ 27'	1887-2000	
Swider	SWI	52 ⁰ 07'	21 ⁰ 15'	1921-1972	
Niemegk	NGK	52 ⁰ 04'	12 ⁰ 41'	1890-2000	
Valentia	VAL	51 ⁰ 56'	349 ⁰ 45'	1899-2000	
Belsk	BEL	51 ⁰ 50'	20 ⁰ 48'	1960-2000	
Kew	KEW	51 ⁰ 28'	349 ⁰ 41'	1857-1924	
Hartland	HAD	51 ⁰ 00'	355 ⁰ 31'	1846-2000	
Uccle	UCC	50 ⁰ 48'	4 ⁰ 22'	1892-1947	1892, 1894, 1895, 1920- 1947
Dymer	KIV	50 ⁰ 43'	30 ⁰ 18'	1958-1998	
Manhay	MAB	50 ⁰ 18'	5 ⁰ 41'	1932-2000	1974-1982
Dourbes	DOU	50 ⁰ 06'	4 ⁰ 36'	1955-2000	
Lvov	LVV	49 ⁰ 54'	23 ⁰ 45'	1952-2000	
Budkov	BDV	49 ⁰ 04'	14 ⁰ 01'	1967-2000	
Victoria	VIC	48 ⁰ 31'	236 ⁰ 35'	1956-1999	
Newport	NEW	48 ⁰ 16'	242 ⁰ 53'	1966-1999	
Wien Kobenzl	WIK	48 ⁰ 16'	16 ⁰ 19'	1929-1999	
Furstenfeldbruck	FUR	48 ⁰ 10'	11 ⁰ 17'	1927-2000	
Chambon -la-Foret	CLF	48 ⁰ 01'	2 ⁰ 16'	1883-1999	
Hurbanovo	HRB	47 ⁰ 52'	18 ⁰ 11'	1949-1999	
Nagycenk	NCK	47 ⁰ 38'	16 ⁰ 43'	1961-2000	
Saint John's	STJ	47 ⁰ 36'	307 ⁰ 19'	1968-1999	
Yuzhno- Sakhalinsk	YSS	46 ⁰ 57'	142 ⁰ 43'	1932-1990	
Tihany	THY	46 ⁰ 54'	17 ⁰ 54'	1949-1999	
Odessa	ODE	46 ⁰ 47'	30 ⁰ 53'	1936-2000	
Castello Tesino	CTS	46 ⁰ 03'	11 ⁰ 39'	1965-1995	
Ottawa	OTT	45 ⁰ 24'	284 ⁰ 27'	1968-1999	
Pola	POL	44 ⁰ 52'	13 ⁰ 51'	1883-1922	1920
Surlari	SUA	44 ⁰ 41'	26 ⁰ 15'	1949-1999	
Grocka	GCK	44 ⁰ 38'	20 ⁰ 46'	1958-2000	
Memambetsu	MMB	43 ⁰ 55'	144 ⁰ 12'	1950-2000	1951
Agincourt	AGN	43 ⁰ 47'	280 ⁰ 44'	1872-1969	1880
Gornotayezhnay a	VLA	43 ⁰ 41'	132 ⁰ 10'	1952-1997	
Alma-Ata	AAA	43 ⁰ 15'	76 ⁰ 55'	1963-2000	
Panagyurishte	PAG	42 ⁰ 31'	24 ⁰ 11'	1948-1998	1992-1995
L'Aquila	AQU	42 ⁰ 23'	13 ⁰ 19'	1960-2000	
Dusheti	TFS	42 ⁰ 05'	44 ⁰ 42'	1879-2000	
Yangi Bazar	TKT	41 ⁰ 20'	69 ⁰ 37'	1883-1994	1984-1987, 1989, 1901- 1927, 1929
Kandilli	ISK	41 ⁰ 04'	29 ⁰ 04'	1946-1997	
Capodimonte	CPD	40 ⁰ 52'	14 ⁰ 15'	1883-1914	

Ebro	EBR	40°49'	0°30'	1905-1980	
Coimbra	COI	40°13'	351°35'	1866-1999	
Boulder	BOU	40°08'	254°46'	1964-1999	
Beijing	BJI	40°02'	116°11'	1957-1999	
Toledo	TOL	39°53'	355°57'	1947-1981	
Mizusawa	MIZ	39°06'	141°12'	1969-1999	
Fredericksburg	FRD	38°12'	282°38'	1901-1999	
Vannovskaya	ASH	37°57'	58°06'	1959-1999	
San Miguel	SMG	37°46'	334°21'	1911-1977	
Almeria	ALM	36°51'	357°32'	1955-1989	
San Fernando	SFS	36°28'	353°48'	1891-1998	1980-1990
Kakioka	KAK	36°14'	140°11'	1887-2000	1888-1896
Kanozan	KNZ	35°15'	139°58'	1961-1999	
Tucson	TUC	32°15'	249°16'	1910-2000	
Kanoya	KNY	31°25'	130°53'	1958-2000	
Sheshan	SSH	31°06'	121°11'	1875-1999	
Sabhawala	SAB	30°22'	77°48'	1964-2000	
Dehra Dun	DDI	30°19'	78°03'	1903-1943	
Quetta	QUE	30°12'	66°57'	1953-1999	
Misallat	MLT	29°31'	30°54'	1903-1996	1987, 1988, 1995
Guimar	GUI	28°19'	343°34'	1959-1999	
Lunping	LNP	25°00'	121°10'	1965-1999	
Hong Kong	HKC	22°18'	114°11'	1884-1978	1940-1973
Honolulu	HON	21°19'	202°00'	1902-2000	
Teoloyucan	TEO	19°45'	260°49'	1923-1999	1978-1985
Alibag	ABG	18°38'	72°52'	1846-2000	
San Juan	SJG	18°07'	293°51'	1903-2000	
Hyderabad	HYB	17°25'	78°33'	1965-1996	
Antipolo	ANO	14°36'	121°10'	1910-1940	1939, 1940
M'Bour	MBO	14°24'	343°03'	1952-1999	
Muntinlupa	MUT	14°23'	121°01'	1951-1988	
Guam	GUA	13°35'	144°52'	1957-1999	
Annamalainagar	ANN	11°22'	79°41'	1957-1993	
Kodaikanal	KOD	10°14'	77°28'	1902-1996	1924-1949
Addis Abeba	AAE	9°02'	38°46'	1958-1999	
Trivandrum	TRD	8°29'	76°57'	1957-1998	
Fuquene	FUQ	5°28'	286°16'	1954-2000	
Bangui	BNG	4°36'	18°34'	1952-1999	1953, 1954
Tatuoca	TTB	-1°12'	311°29'	1957-1999	
Tangerang	TNG	-6°10'	106°38'	1884-1998	
Luanda Belas	LAU	-8°55'	13°10'	1956-1993	1992
Port Moresby	PMG	-9°24'	147°09'	1957-1993	
Huancayo	HUA	-12°03'	284°40'	1922-1991	
Apia	API	-13°48'	188°14'	1905-2000	
Pamatai	PPT	-17°34'	210°25'	1968-1999	
Tananarive	TAN	-18°55'	47°33'	1890-1999	1895-1901, 1978-1980, 1982, 1991

Plaisance	PLS	-20 ⁰ 26'	57 ⁰ 41'	1892-1976	1972-1975
La Quiaca	LQA	-22 ⁰ 07'	294 ⁰ 25'	1920-1992	1990
Vassouras	VSS	-22 ⁰ 24'	316 ⁰ 21'	1915-1999	
Maputo	LMM	-25 ⁰ 55'	32 ⁰ 35'	1957-1989	
Pilar	PIL	-31 ⁰ 40'	296 ⁰ 07'	1905-1996	
Gnangara	GNA	-31 ⁰ 47'	115 ⁰ 57'	1919-1999	
Hermanus	HER	-34 ⁰ 25'	19 ⁰ 14'	1932-2000	
Las Acacias	LAS	-35 ⁰ 00'	302 ⁰ 19'	1964-1996	
Canberra	CNB	-35 ⁰ 19'	149 ⁰ 22'	1893-1999	1900, 1902-1910, 1912, 1914-1915
Toolangi	TOO	-37 ⁰ 32'	145 ⁰ 28'	1893-1978	1900, 1902-1910, 1912, 1914-1915
Amberley	AML	-43 ⁰ 09'	172 ⁰ 43'	1902-1977	
Trelew	TRW	-43 ⁰ 16'	294 ⁰ 37'	1957-1998	
Port Alfred	CZT	-46 ⁰ 26'	51 ⁰ 52'	1974-1999	
Port-aux-Francais	PAF	-49 ⁰ 21'	70 ⁰ 15'	1957-1999	
Macquarie Island	MCQ	-54 ⁰ 30'	158 ⁰ 57'	1911-1998	1912-1929, 1931-1947, 1949
Orcadas del Sur	ORC	-60 ⁰ 44'	315 ⁰ 13'	1905-1962	1907, 1913-1928
Argentine Islands	AIA	-65 ⁰ 15'	295 ⁰ 45'	1957-1998	
Mirny	MIR	-66 ⁰ 33'	93 ⁰ 01'	1956-2000	1999
Dumont d'Urville	DRV	-66 ⁰ 40'	140 ⁰ 01'	1957-1999	
Mawson	MAW	-67 ⁰ 36'	62 ⁰ 53'	1955-1998	
Molodezhnaya	MOL	-67 ⁰ 40'	45 ⁰ 51'	1965-1998	
Syowa Station	SYO	-69 ⁰ 00'	39 ⁰ 35'	1958-2000	
Scott Base	SBA	-77 ⁰ 51'	166 ⁰ 47'	1957-2000	
Vostok	VOS	-78 ⁰ 27'	106 ⁰ 52'	1958-2000	1992, 1994, 1996, 1999

Обсуждение результатов. Отработанная нами методика по выделению геомагнитных джерков была применена к расширенной сети данных, включающей все непрерывные серии регулярных измерений значений геомагнитного поля на мировой сети магнитных обсерваторий. В результате получилось, что в разумных пределах точности, все временные серии вековых вариаций можно аппроксимировать кусочками прямых линий. Обнаружены отдельные случаи особо зашумленных серий и/или их частей, когда трудно было однозначно определить аппроксимирующие линейные функции с обеспечением условия минимума дисперсии. Все эти случаи были исключены из анализа.

Однако, в подавляющем большинстве случаев значения дисперсий не превышают несколько единиц (нТл/год)². Изучение взаимоотношений между дисперсиями и длинами прямых отрезков показало, что между ними нет значимой зависимости: значения дисперсии по длинным и очень длинным сериям 40-60 и даже 80 лет, могут оказаться даже ниже значений дисперсии по сериям протяженностью в 15-20 лет. Очевидно, большие значения дисперсии вызваны качеством исходных серий - степенью их зашумленности сигналами случайного характера и большой амплитудой высокочастотных вариаций внешнего характера на ряде обсерваторий, нежели самой длиной серии данных, представляемых прямолинейным отрезком. Длины же линейных сегментов распределены крайне случайно для обнаружения какого либо превалирующего значения, указывающего на наличие определенной частоты по какой либо серии и находятся в строгой зависимости от самих длин временных серий, их ограниченности во временном диапазоне, обусловленном действием магнитных обсерваторий равно также, как обрыванием рядов в современности, на момент наших исследований. Время перехода от одного отрезка прямой линии к другому указывает на момент "виртуального" джерка, а наклоны линий показывают значения постоянных ускорений, скачком переходящих одно в другое в системе стадий стационарного развития, чередующихся через резкие/кратковременные джерки. Изучением распределения "виртуальных" джерков во времени были выделены эпохи 1895-97, 1906, 1915, 1925, 1938, 1948, 1958, 1969, 1979 и 1987 гг. с их максимальным количеством и между ними 1893, 1901, 1909, 1922, 1931, 1943, 1955, 1963, 1975, 1982 и 1992 эпохи с их минимальным количеством. Более ранние эпохи слабо обеспечены данными и по ним нельзя/трудно определить центральные эпохи максимумов и минимумов на фоне общей активности, хотя по существующим сериям наблюдений весьма четко выделяются джерки и во второй половине XIX века в точках, обеспеченных данными хорошего качества и достаточной временной протяженности для применения линейного регрессионного анализа.

Разумно предположить, что первый ряд эпох характеризуется появлением глобальных, по поверхности Земли, геомагнитных джерков, тогда как второму ряду эпох характерны стадии как бы более спокойного/стационарного развития геомагнитного поля.

При глобальном рассмотрении поля геомагнитных ускорений к обнаруженным эпохам минимумов и были приписаны постоянные значения поля геомагнитных ускорений, определенные по точкам магнитных обсерваторий на интервалы, вовлекающие эти эпохи. Они были отобраны в качестве центральных эпох между соседними глобальными джерками. Следует отметить, что наша методика первичной обработки данных практически исключила случаи чередования всех перечисленных глобальных джерков по какой-либо отдельно взятой серии данных и значения ускорений на многие центральные эпохи стабильного развития просто повторялись по ряду точек наблюдений.

Полный пространственный анализ как поля постоянных ускорений, так и джерков между ними, стал возможным путем построения пространственных сферических гармонических моделей первых и последних. Для достижения этой цели полученные нами результаты по первичному анализу представляют хорошую возможность. Значения вековых геомагнитных ускорений были заложены в аппарат сферического гармонического анализа, выполняемого для поверхности Земли. Задача сводится к решению следующей системы уравнений с применением метода наименьших квадратов,

$$\ddot{X} = \sum_{n=1}^4 \sum_{m=0}^n (\ddot{g}_n^m \cos m\lambda + \ddot{h}_n^m \sin m\lambda) \frac{dP_n^m(\cos\theta)}{d\theta},$$

$$\ddot{Y} = \sum_{n=1}^4 \sum_{m=0}^n (\ddot{g}_n^m \sin m\lambda - \ddot{h}_n^m \cos m\lambda) \frac{mP_n^m(\cos\theta)}{\sin\theta},$$

$$\ddot{Z} = -\sum_{n=1}^4 \sum_{m=0}^n (\ddot{g}_n^m \cos m\lambda + \ddot{h}_n^m \sin m\lambda)(n+1)P_n^m(\cos\theta),$$

где две точки сверху означают вторые временные производные, θ и λ - географические координаты в градусах, $P_n^m(\cos\theta)$ - присоединенные полиномы Лежандра в нормировке Шмидта, g_m^n и h_m^n - зависящие от времени искомые коэффициенты разложения.

Точность создаваемых моделей зависит от порядка используемых в них гармоник - количества членов в ряде разложения. В нашем случае мы должны были ограничиться четвертой гармоникой ввиду ограниченности количества временных серий по эпохам. В таблице 2 представлены количества действующих магнитных обсерваторий и снабжаемых ими регулярных серий наблюдений по выбранным эпохам, характеризующимся постоянством поля геомагнитных ускорений.

Табл. 2.

Эпохи минимумов по джеркам	1893	1901	1909	1922	1931	1943	1955	1963	1975	1982	1992
Кол-во обсерваторий	23	32	39	46	59	64	90	111	137	130	124
Кол-во серий по X, Y, Z	50	78	99	124	152	172	240	284	356	359	338

Очевидно, количество действующих обсерваторий, и еще больше, количество серий наблюдений, резко уменьшается с углублением вглубь к началу XX века, а уже в конце XIX века становятся катастрофически малым. Известно, что количество искомых коэффициентов в сферическом гармоническом разложении определяется длиной ряда разложения соотношением $n = N(N + 2)$, где N порядок модели, показывающий число используемых гармоник в модели. И значит, в моделях четвертого порядка количество значимых коэффициентов будет 24. Применение метода наименьших квадратов при решении системы уравнений разложения обеспечит достаточную точность при переопределенности не менее, чем в 4-5 раз.

То есть количество условных уравнений, определяемое количеством исходных значений по анализируемому полю, должно превысить количество искомых неизвестных в 4-5 раз.

Соответствующее количество данных у нас слабо обеспечено лишь с начала XX столетия. Легко обнаружить (табл.1, 2), что со середины столетия ситуация изменяется и количество временных серий резко возрастает в связи с расширением сети обсерваторских наблюдений и применением в них высокоточной магнитометрической аппаратуры. Однако, для достижения цели совместного анализа всех обнаруженных джерков, сопоставления их основных морфологических структур, в данной работе все модели ускорений построены с точностью до четвертой гармоники. Соответствующие модели в виде коэффициентов приведены в таблице 3.

Табл. 3.

	1893	1901	1909	1922	1931	1943	1955	1963	1975	1982	1992
\ddot{g}_1^0	-5,75	-0,19	0,56	-0,62	-1,10	-0,34	0,84	0,67	-0,21	-0,14	-0,69
\ddot{g}_1^1	3,68	0,39	-0,24	0,50	-0,23	0,32	0,20	0,38	0,07	-0,06	0,13
\ddot{g}_2^0	16,3 4	2,93	1,04	-0,50	-0,60	-0,31	0,00	0,11	0,73	0,63	0,22
\ddot{g}_2^1	4,46	-0,99	-0,41	0,18	-0,45	0,40	-0,34	0,18	0,29	0,02	-0,04
\ddot{g}_2^2	- 12,3 9	0,73	-0,67	-1,47	-0,72	-0,38	0,34	0,03	0,18	-0,47	-0,37
\ddot{g}_3^0	- 10,6 8	-1,16	-0,03	0,01	-0,07	-0,05	-0,62	-0,45	0,60	0,38	-0,29
\ddot{g}_3^1	- 13,7 9	0,82	-0,31	-0,05	0,24	-0,16	0,31	-0,26	0,54	0,04	0,04
\ddot{g}_3^2	11,3 9	0,07	0,37	0,06	0,50	0,15	-0,56	-0,35	0,11	0,08	0,10
\ddot{g}_3^3	0,76	-1,56	0,03	-0,52	-0,64	0,10	-0,24	-0,34	0,31	-0,51	-0,50
\ddot{g}_4^0	1,07	0,47	0,07	0,10	0,27	0,15	-0,20	-0,10	0,14	0,34	-0,18
\ddot{g}_4^1	6,22	-0,26	-0,06	-0,04	0,15	-0,18	-0,29	-0,14	-0,11	0,09	0,08

\ddot{g}_4^2	-2,17	-0,93	-0,51	0,17	-0,04	0,48	0,07	0,01	-0,47	-0,06	-0,06
\ddot{g}_4^3	-1,80	1,11	0,39	0,08	0,31	-0,23	-0,03	-0,21	-0,10	0,28	0,31
\ddot{g}_4^4	1,42	0,37	0,32	-0,24	0,28	-0,39	-0,03	0,09	-0,37	-0,08	0,19
\ddot{h}_1^0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
\ddot{h}_1^1	0,32	-0,13	-0,30	0,40	0,43	-0,26	-0,04	-0,46	-0,98	-0,44	-0,38
\ddot{h}_2^0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
\ddot{h}_2^1	3,98	0,71	-0,48	-0,75	-0,34	-0,02	0,68	0,89	-0,72	-0,26	-0,75
\ddot{h}_2^2	-4,38	-1,45	-0,55	0,16	0,87	-0,51	0,17	-0,32	-0,57	0,94	0,78
\ddot{h}_3^0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
\ddot{h}_3^1	-7,02	-1,97	0,13	0,45	0,59	0,50	0,22	-0,07	-0,17	0,19	-0,02
\ddot{h}_3^2	-1,29	1,41	-0,30	-0,06	0,12	0,08	-0,14	0,21	-0,04	-0,05	-0,18
\ddot{h}_3^3	8,09	-0,59	-0,29	0,25	0,01	0,56	-0,31	0,27	-0,06	-0,29	-0,29
\ddot{h}_4^0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
\ddot{h}_4^1	1,85	1,20	-0,43	-0,39	-0,50	-0,09	0,21	0,43	-0,17	-0,18	0,01
\ddot{h}_4^2	4,21	-0,23	-0,30	-0,33	0,02	0,55	-0,07	-0,12	0,07	0,18	-0,05
\ddot{h}_4^3	-4,20	0,30	0,41	0,01	-0,12	-0,12	-0,06	-0,10	0,16	0,00	0,23
\ddot{h}_4^4	0,61	-0,22	-0,43	-0,41	-0,38	-0,28	0,47	0,32	0,06	-0,03	0,20

Факт, что аномально высоки значения коэффициентов, т.е. весьма низка точность модели на эпоху 1893, явно обнаруживается из приведенной таблицы. Построение же глобальных карт по полю геомагнитных ускорений с использованием данных моделей показывает, что и на 1901 год у нас получаются невероятно сильные океанические фокусы, никак не поддерживаемые данными прямых наблюдений, тогда как, начиная уже с 1909 года, все остальные модели дают разумные значения фокусов и по амплитуде, и по пространственному распределению, подтверждаемые данными прямых наблюдений. Сопоставлением карт на соседние центральные эпохи легко обнаружить изменения знака (с “+” на “-“ и обратно) во многих фокусах.

Модели по глобальным джеркам построены путем вычитания модели по полю ускорений до джерка от соответствующей модели после джерка. Эти модели описаны в таблице 4.

Таблица. 4.

	1895- 1897	1906	1915	1925	1938	1948	1958	1969	1979	1987
$\Delta\ddot{g}_1^0$	5.56	0.75	-1.18	-0.48	0.76	1.18	-0.17	-0.88	0.07	-0.55
$\Delta\ddot{g}_1^1$	-3.29	-0.63	0.74	-0.73	0.55	-0.12	0.18	-0.31	-0.13	0.19
$\Delta\ddot{g}_2^0$	-13.41	-1.89	-1.54	-0.1	0.29	0.31	0.11	0.62	-0.1	-0.41
$\Delta\ddot{g}_2^1$	-5.45	0.58	0.59	-0.63	0.85	-0.74	0.52	0.11	-0.27	-0.06
$\Delta\ddot{g}_2^2$	13.12	-1.4	-0.8	0.75	0.34	0.72	-0.31	0.15	-0.65	0.1
$\Delta\ddot{g}_3^0$	9.52	1.13	0.04	-0.08	0.02	-0.57	0.17	1.05	-0.22	-0.67
$\Delta\ddot{g}_3^1$	14.61	-1.13	0.26	0.29	-0.4	0.47	-0.57	0.8	-0.5	0.0
$\Delta\ddot{g}_3^2$	-11.32	0.3	-0.31	0.44	-0.35	-0.71	0.21	0.46	-0.03	0.02
$\Delta\ddot{g}_3^3$	-2.32	1.59	-0.55	-0.12	0.74	-0.34	-0.1	0.65	-0.82	0.01

$\Delta\ddot{g}_3^3$	-2.32	1.59	-0.55	-0.12	0.74	-0.34	-0.1	0.65	-0.82	0.01
$\Delta\ddot{g}_4^0$	-0.6	-0.4	0.03	0.17	-0.12	-0.35	0.1	0.24	0.2	-0.52
$\Delta\ddot{g}_4^1$	-6.48	0.2	0.02	0.19	-0.33	-0.11	0.15	0.03	0.2	-0.01
$\Delta\ddot{g}_4^2$	1.24	0.42	0.68	-0.21	0.52	-0.41	-0.06	-0.48	0.41	0.0
$\Delta\ddot{g}_4^3$	2.91	-0.72	-0.31	0.23	-0.54	0.2	-0.18	0.11	0.38	0.03
$\Delta\ddot{g}_4^4$	-1.05	-0.05	-0.56	0.52	-0.67	0.36	0.12	-0.46	0.29	0.27
$\Delta\ddot{h}_1^0$	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0.0	0.0
$\Delta\ddot{h}_1^1$	-0.45	-0.17	0.7	0.03	-0.69	0.22	-0.42	-0.52	0.54	0.06
$\Delta\ddot{h}_2^0$	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0.0	0.0
$\Delta\ddot{h}_2^1$	-3.27	-1.19	-0.27	0.41	0.32	0.7	0.21	-1.61	0.46	-0.49
$\Delta\ddot{h}_2^2$	2.93	0.9	0.71	0.71	-1.38	0.68	-0.49	-0.25	1.51	-0.16
$\Delta\ddot{h}_3^0$	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0.0	0.0
$\Delta\ddot{h}_3^1$	5.05	2.1	0.32	0.14	-0.09	-0.28	-0.29	-0.1	0.36	-0.21
$\Delta\ddot{h}_3^2$	2.7	-1.71	0.24	0.18	-0.04	-0.22	0.35	-0.25	-0.01	-0.13
$\Delta\ddot{h}_3^3$	-8.68	0.3	0.54	-0.24	0.55	-0.87	0.58	-0.33	-0.23	0.0
$\Delta\ddot{h}_4^0$	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0.0	0.0
$\Delta\ddot{h}_4^1$	-0.65	-1.63	0.04	-0.11	0.41	0.3	0.22	-0.6	-0.01	0.19

$\Delta \ddot{h}_4^2$	-4.44	-0.07	-0.03	0.35	0.53	-0.62	-0.05	0.19	0.11	-0.23
$\Delta \ddot{h}_4^3$	4.5	0.11	-0.4	-0.13	0.0	0.06	-0.04	0.26	-0.16	0.23
$\Delta \ddot{h}_4^4$	-0.83	-0.21	0.02	0.03	0.1	0.75	-0.15	-0.26	-0.09	0.23

Глобальные карты по джеркам показывают, что, как и следовало предположить, на карте по джерку 1906 года обнаруживаются неподкрепленные сериями по вековому ходу аномально сильные фокусы в южном полушарии и в океанических акваториях. С результатами анализа временных серий хорошо согласуются карты по джеркам, начиная лишь с джерка 1915 года. Глобальное распределение всех 8-и джерков с 1915 по 1987 гг. проявляется в виде крупно-региональных фокусов, что характерно для вариаций, вызванных внутренними, относительно земной поверхности, источниками. В амплитудах фокусы практически везде подкрепляются результатами данных наблюдений. В общих морфологических структурах все обнаруженные джерки схожи, они могут отличаться своим распределением на земной поверхности и интенсивностью.

Подлежит рассмотрению вопрос об относительной интенсивности обнаруженных джерков, однако, при имеющей место неравномерности сети обсерваторских наблюдений и в условиях указанной различности количества серий, снабжающих тот или другой интервал времени по разным джеркам, этого пока трудно сделать. Энергетические спектры моделей, рассчитанные по формулам:

$$R_n = (n+1) \sum_{m=0}^n \left[(\ddot{g}_n^m)^2 + (\ddot{h}_n^m)^2 \right] \quad \text{и}$$

$$K_n = (n+1) \sum_{m=0}^n \left[(\Delta \ddot{g}_n^m)^2 + (\Delta \ddot{h}_n^m)^2 \right]$$

соответственно для моделей ускорений и джерков, являются скорее интегральной и достаточно грубой оценкой, способной

лишь показать на хорошую сходимость рядов разложения и точность полученных нами моделей.

Выводы. Проведенный анализ, с целью последовательного развития геомагнитных джерков, указывает на состоятельность концепции о джерках при описании динамики земного магнитного поля в диапазоне времени более чем полутора века. Полный пространственно-временной анализ показывает, что все временные серии, регулярно представляемые магнитными обсерваториями по поверхности Земли, с самого начала их действия по настоящее время, могут быть описаны с помощью чередующихся "виртуальных" джерков. Отработанная на ограниченном временном интервале и на однородных временных сериях наблюдений методика "очищения" внешних вариаций и выделения внутриземных джерков работает во всем временном диапазоне, снабженном сериями обсерваторских наблюдений. Расширение временного интервала исследований подтверждает также ранее полученный нами результат о квазидесятилетней повторяемости глобальных геомагнитных джерков. Следовательно, джерки могут быть рассмотрены в качестве своего рода "квантов" изменчивости главного магнитного поля Земли, формирующих динамику геомагнитного поля с характерными периодами времени в несколько десятков лет.

Литература

1. Achache J., Courtillot V., Ducruix J. and Le Mouel J.-L. 1980. The Late 1960's Secular Variation Impulse: Further Constraints on Deep Mantle Conductivity. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 23, pp. 72-75.
2. Le Mouel J.-L., Ducruix J. and Ha Duyen C. 1982. The Worldwide Character of the 1969-1970 Impulse of the Secular Acceleration Rate. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 28, pp. 337-350.
3. Malin S. R. C., Hodder B. M. and Barraclough D. R. 1983. Geomagnetic Secular Variation: A Jerk in 1970. *Pub. Ebro Obs. Mem.*, No 14, pp. 239-256.

4. Nevanlinna H. 1985. On External and Internal Parts of the Geomagnetic Jerk of 1970. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **39**, pp. 265-269.
5. Golovkov V.P., Simonyan A.O. and Zvereva T.I. 1989a. Common Feature and Differences Between "Jerks" of 1947, 1958 and 1969. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, **49**, pp. 81-96.
6. Головков В.П., Симонян А.О. 1989. Джерки в вековых геомагнитных вариациях в интервале 1930-1980 гг. *Геомагн. Аэрон.*, **29**, с.164-167.
7. Головков В.П., Зверева Т.И., Симонян А.О. 1989. Глобальная структура ускорения вековых вариаций геомагнитного поля. *Геомагн. Аэрон.*, **29**, с.481-486.
8. Головков В.П., Симонян А.О. 1991а. О резких изменениях вековых вариаций геомагнитного поля в конце 1970-х годов. *Геомагн. Аэрон.*, **31**, с.165-169.
9. Головков В.П., Кожоева Г.М., Симонян А.О. 1992. О природе резких изменений геомагнитного векового хода в конце 70-х годов. *Геомагн. Аэрон.*, **32**, № 6, с.147-151.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ КАВКАЗА В МЕЗО-КАЙНОЗОЕ

**СИРУНЯН Т. А., ОГАНЕСЯН С. Р.
(СД НССЗ РА)**

Использован большой объем палеомагнитных, геологических и сеймотектонических данных для составления сводного палеомагнитно-стратиграфического разреза этого региона, определения местоположения виртуальных полюсов, а также для количественной оценки движения (вращения и перемещения) блоков и микроблоков. Изучение напряженности древнего геомагнитного поля представляет большой интерес для познания внутреннего строения и эволюции Земли и построения палеомагнитной геохронологической шкалы, как одной из основ установления последовательности и синхронизации событий геологической истории.

Определение модуля древнего геомагнитного поля (Ндр) производилось методом последовательных нагревов Телье по формуле $H_{др} = K \cdot I_{ндр} / I_{нлаб.}$, где $K = I_{ндр} / I_{нлаб.}$. Анализ этого разреза показал, что геомагнитное поле на протяжении юры и мела неоднократно меняло свою полярность. В средней юре и мелу поле было преимущественно прямой полярности с незначительными интервалами обратной полярности. Поздняя юра характеризуется частной сменой полярности в интервалах устойчивого состояния земного магнитного поля. Как для прямой, так и для обратной полярности его напряженность в среднем была близка к современной (Ндр колеблется от 0,345 до 0,689 э.). Сравнительно низкими значениями характеризуется напряженность геомагнитного поля, вычисленная по образцам переходных зон (Ндр=0,268-0,297 э.).

Палеомагнитные исследования мезозойских отложений Кавказа дали возможность расчленить эти отложения на ряд палеомагнитных зон прямой - N и обратной - R полярности, составить сводный палеомагнитно-стратиграфический разрез этого региона. Выявлены 83 магнитных R и N зон в мезозое, из которых в триасе - 2 R и 4 N, в юре - 13 R и 13 N, в мелу - 12 R и 12 N, в кайнозое - 16 R и 14 N. Нами впервые выявлены новые R-зоны в образованиях позднего байоса (Кафанская R-зона), в отложениях позднего оксфорда-раннего кимериджа (Антарашатская R-зона) и среднего эоцена (Ширакская R-зона) [1,2]. Определено местоположение виртуальных палеомагнитных полюсов Кавказа в мезо-кайнозое. Координаты палеомагнитных полюсов вычислены нами по магнитостабильным образцам для разных тектонических зон Кавказа. Все вышеизложенное дало возможность оценить масштабы горизонтальных тектонических движений и повороты отдельных блоков и микроблоков региона. Многочисленные палеомагнитные данные по Кавказу позволили предложить схему горизонтальных тектонических движений ряда блоков Кавказа относительно соседних плит от карбона до мела [3]. Даралагезское поднятие, как и Эльбурс в начале карбона, находилось близ Аравии и были разделены океаном. Палеотетис отделен от Закавказского срединного массива, который, начиная с середины карбона, находился близ

Восточно-Европейской плиты. К позднему триасу М.Кавказ переместился к северу на 40° , где образовал с Эльбурсом выпуклую к югу дугу и до середины мела оставался примерно на одной и той же широте. В середине мела М.Кавказ развернулся против часовой стрелки на 40° - 45° и занял, как и Б.Кавказ субширотное положение. Б.Кавказ вместе с Восточно-Европейской плитой сдвинулся к северу, образуя между Б. и М.Кавказом внутренний бассейн [3]. В позднем мелу М.Кавказ сближается с Б.Кавказом, т.е. с окраиной Восточно-Европейской плиты, сужая Севанский офиолитовый пояс. Дальнейшее "вдавливание" Аравийского "клина", в результате коллизии контактов континентов, приводит к изгибанию и развороту структур вокруг Аравийского "клина". Передовой хребет в течение раннего пермианного мела являлся активной окраиной Восточно-Европейской плиты, отличаясь от последней заметными дифференциальными поворотами мелких блоков. Причем интенсивность деформации нарастает с востока на запад и, главное, с севера на юг, по мере приближения к Главному Кавказскому хребту. В течение рассматриваемого времени блоки Кавказа и их части испытывали не только поступательные движения, но и повороты относительно друг друга и соседних плит. В зонах интенсивных деформаций развороты блоков превышали 100° .

Средние палеомагнитные направления и положения виртуальных полюсов Южной Грузии [3] близки к таковым для разных районов Армении, расположенных по обе стороны Анатолийско-Малокавказской (Севанской) офиолитовой зоны. Несколько различаются в основном склонения, что скорее говорит о местных поворотах блоков или изгибах складок. Так, например, на территории Армении между коньякскими и сантонскими породами средние склонения отличаются на 20° - 30° поворота вектора по часовой стрелке, чего не наблюдается на территории Южной Грузии. В свою очередь средние палеомагнитные направления верхнемеловых пород Южной Грузии и Армении близки к таковым для Восточно-Европейской плиты (рис.1).

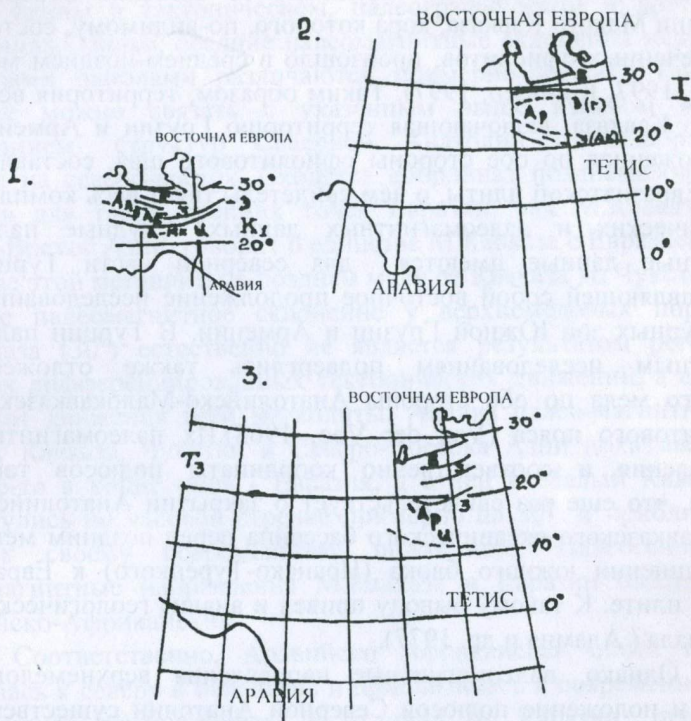


Рис. 1. Схема горизонтальных тектонических движений Кавказа и соседних районов Альпийского пояса по полемагнитным данным. Обозначения: Б-зона Передового хребта, З-Закавказский срединный массив, Ар-Джерманис, Э-Эльбурс, А-Анатолия, Ад-Аджаро-Триалетская, ЛБ-Когско-Карабахская и Артвин-Болнисская зоны, А-МК-Анатолийско-Малокавказской офиолитовый пояс, И-Иранский микроконтинент, Дз-Хр-Дзирульские и Хранские выступы, З(г)-Грузинская глыба, З(лк)-Логско-Карабахская зона, Д-Даралагезское поднятие.

По всем геологическим данным, Понтийско-Закавказский срединный массив, составной частью южной провинции которого является Южная Грузия, в позднем мелу и позднее представлял собой составную часть Евразийской плиты (Гамбонидзе, 1974, Адамия, 1977). Геологические данные указы-

вают на то, что закрытие океанического бассейна Северной Анатолии Малого Кавказа, кора которого, по-видимому, состоит из отмеченных офиолитов, произошло в среднем-позднем мелу (Пейве, 1997, Книппер, 1997). Таким образом, территория всего Малого Кавказа, включающая территорию Грузии и Армении, расположенная по обе стороны офиолитового шва, составляла часть Евразийской плиты, о чем свидетельствует весь комплекс геологических и палеомагнитных данных. Скудные палеомагнитные данные имеются для северной части Турции, представляющей собой восточное продолжение исследованных структурных зон Южной Грузии и Армении. В Турции палеомагнитным исследованиям подверглись также отложения верхнего мела по обе стороны Анатолийско-Малокавказского офиолитового пояса (Van der Voo, 1968). Их палеомагнитные направления и соответственно координаты полюсов также близки, что еще раз свидетельствует о закрытии Анатолийско-Малокавказского океанического бассейна перед поздним мелом и соединении южного блока (Иранско-Турецкого) к Евразийской плите. К такому выводу привел и анализ геологического материала (Адамия и др. 1977).

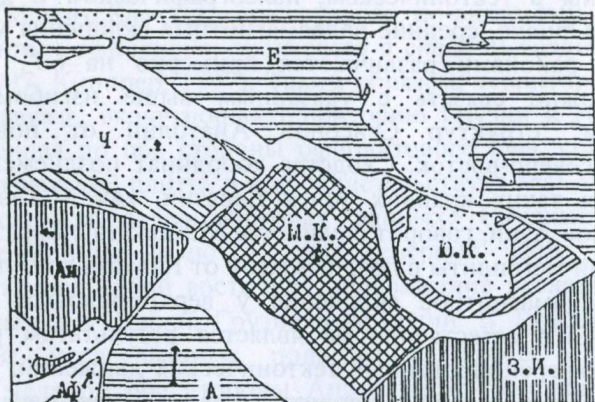
Однако, палеомагнитные направления верхнемеловых пород и положение полюсов Северной Анатолии существенно отличаются от синхронных пород Грузии и Армении и, следовательно, Евразийской плиты и близки палеомагнитным направлениям и положениям полюсов Африко-Аравийской плиты. По всей вероятности, в позднем мелу вся Северная Анатолия и весь Малый Кавказ представляли собой единый субширотный лабильный пояс, где в мелководно-морских и островных условиях формировались исследованные вулканогенные, карбонатные и терригенные образования. После позднего мела, в результате сближения Африко-Аравийской и Евразийской плит, произошло дугообразное изгибание Северо-Анатолийско-Малокавказского лабильного пояса, чему способствовало существование резко выраженного Аравийского выступа ("клина"). Палеошироты меловых пород Северной Анатолии практически совпадают (средние в обоих случаях 22° с.ш.), т.е. в позднем мелу эти районы были территориально очень

близки, едины в тектоническом, палеографическом и других отношениях. Однако, средние палеомагнитные склонения между указанными районами различаются примерно на 60° . Такое различие можно связать с указанным выше изгибом или "отставанием" структур Северной Анатолии от поворота Евразии на северо-восток. Сходства координат поздне меловых полюсов для таких крайних точек Евразии, как М.Кавказ и Северо-Восток Азии, говорит о единстве М.Кавказа с Евразией и единстве этой мегаплиты в позднем мелу от Кавказа до Чукотки. Среднее палеомагнитное склонение у верхнемеловых пород М.Кавказа (30°) естественно не является результатом региональных дифференцированных тектонических движений, а есть результат движения всей мегаплиты. Анализ палеомагнитных данных Кавказа, Чукотки и Северо-Востока Азии показывает, что где-то в конце мела - Евразия, а с ней и Малый Кавказ, повернулись по часовой стрелке примерно на 30° и приблизились к своему современному положению. Палеогеновые палеомагнитные направления М.Кавказа и Евразии близки к Аравийско-Африканским.

Соответственно, Аравийско Африканская плита продвинулась к северу в палеогене и приблизилась к современному положению, повернувшись, в отличие от Евразии, против часовой стрелки. На основе данных сейсмичности, определения фокальных механизмов землетрясений, изучения тектонических структур и данных по вулканизму сделана попытка предварительной палеотектонической реконструкции Кавказа в кайнозое.

В результате были составлены палинспастические реконструкции региона на 3,5 и 10 млн.лет назад (рис.2). Работа выполнена в отделе тектоники литосферных плит института океанологии им. П.П.Ширшова АН СССР (Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Сорохтин О.Г., Вардапетян А.Н, 1981г.).

10 МЛН. ЛЕТ НАЗАД



3,5 МЛН. ЛЕТ НАЗАД (II ВАРИАНТ)

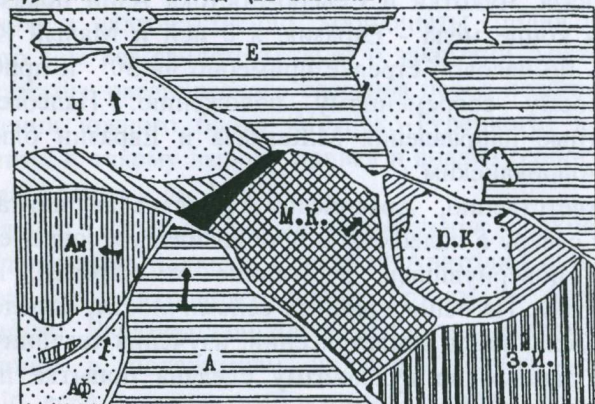


Рис. 2. Палинспастические реконструкции за 10 и 3,5 миллионов лет назад.

- 1 - векторы движения плит по отношению к Евразии (величины стрелок даны в масштабе скоростей перемещения);
- 2 - зоны сокращения коры в результате сближения плит;
- 3 - зоны наращивания плит. Разная штриховка обозначает различные плиты и микроплиты в пределах современной суши, точки - тоже самое в пределах морей.

Возможно, в результате такого движения угол Аравийского полуострова и вклинился в лобильный пояс Северной Анатолии -М.Кавказа. Последний как бы облегает отмеченный "клин", образуя вогнутую на север дугу, что видимо и по палеомагнитным направлениям в районах, окаймляющих Аравийский клин, в частности на восточном побережье Средиземного моря. С этими и была связана интенсивная вулканическая активность этой области, которая и поныне остается одной из активных в сейсмическом отношении структур.

Литература

1. Сирунян Т. А. Палеомагнетизм Мезозоя Армянской ССР (монография), Изд. АН Арм ССР, Ереван, 1981г.
2. Минасян Дж. О., Караханян А. К., Сирунян Т.А. Палеомагнитно-стратиграфический разрез и геомагнитное поле Мезо-Кайнозоя Армении. Сб. Геофизические поля и строение земной коры Закавказья, Изд. Наука, М., 1985, с.117-119.
3. Асанидзе Б. З., Печерский Д. М. Результаты палеомагнитных исследований юрских пород Грузии и Северного Кавказа, Изв. АН ССР, Физика Земли 10, 1979, с.77-92.
4. Зоненшайн Л.Т., Савостин Л.А. Вардапетян А.Н. Кайнозойская тектоника плит и геологическая история срединного отрезка Альпийско-Гималайского пояса. Изд. АН СССР, Ин-т океанологии им. Ширшова, М. 1981 с.54-125

ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛЬНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ ВТОРОГО ПОРЯДКА НА ТЕРРИТОРИИ АРАРАТСКОЙ КОТЛОВИНЫ АРМЕНИИ

ТАТЕВОСЯН Л.К., ГЕВОРКЯН К.М.
(ЕГУ)

В течение многих лет на территории Араратской котловины и сопредельных районов Армении проводились комплексные геофизические работы с целью изучения глубинного геологического строения, в связи с возможной нефтегазоносностью. Работы эти осуществлялись с применением гравиметрической и магниторазведочной съемок и разных модификаций электроразведки. В результате этих исследований построены, в частности, карты гравитационных аномалий силы тяжести (Ш.С.Оганесян, 1967; В.О.Яникян, Э.А.Арутюнян, 1976)

Основываясь на известных геологических данных, используя довольно богатый материал глубокого бурения, а также сведения о физических свойствах горных пород данной территории, предпринята попытка геологического истолкования аномалий силы тяжести. При этом учитывалось, что гравитационное аномальное поле исследуемой территории может быть обусловлено рядом геологических факторов, таких как: глубинное строение земной коры, рельеф кристаллического фундамента, литолого-петрографический состав и структура складчатых и постскладчатых образований, в том числе и наличие интрузивных пород разного состава.

Так, для более четкого выявления роли каждого из перечисленных геологических факторов в формировании гравитационных аномалий, проводились пересчеты полей. С целью всесторонней интерпретации гравитационных аномалий из построенных карт вычислялись их региональные и локальные составляющие, что могло дать дополнительные сведения о возможной их связи с геологическими структурами.

Карта региональных и локальных аномалий силы тяжести территории Араратской котловины (Ш.С.Оганесян, 1967)

получена способом осреднения (метод Тихонова-Буланже). В результате получен ряд относительных максимумов и минимумов первого порядка. Эти локальные гравитационные структуры почти однозначно связываются с геологическими структурами того же порядка, предположительно расположенных выше кристаллического фундамента.

С целью выделения региональных и локальных составляющих гравитационных аномалий, В. Яникяном и Э.Арутюняном был применен геологический подход. Суть его заключается в следующем: исходя из того, что район хорошо изучен как на поверхности, так и по глубине, при выделении полей использовались все имеющиеся геологические сведения и многочисленные скважинные данные, т.е. практически вычисление региональной составляющей гравитационного поля сводилось к решению прямой задачи. Региональное поле построено графическим способом, а локальная составляющая вычислялась как разница между значениями наблюдаемого и регионального полей. В обоих случаях наблюдается определенная связь между локальными аномалиями и геологическими структурами первого порядка. Однако, при такой локализации полей остаются вне поля зрения более мелкие особенности (назовем их второго порядка) как гравитационных аномалий, так и соответствующих им геологических факторов.

Известно, что когда от аномалии силы тяжести делается переход к их градиентам, то поле локализуется, а когда пересчитываются их вторые градиенты, то еще на одну степень подчеркивается зависимость аномалии от глубины залегания аномального объекта. Благодаря этому можно выявить, выделить, подчеркнуть более детальные особенности поля, следовательно, и обуславливающие их геологические факторы.

Дальнейшую локализацию аномалий можно осуществить путем аналитического продолжения (краевые задачи Дирихле, Неймана). Для вычисления высших производных потенциальной функции силы тяжести (W_{zzz} или g_{zz}) можно воспользоваться методом конечных разностей. Полученные величины, будучи вычислены по площади равномерной сетью, могут выявить локальные аномалии второго порядка, которые не нашли отра-

жения на картах локальных аномалий. Исходя из этих соображений, были сделаны пересчеты аномалий во вторые вертикальные производные. Исходным материалом явилась карта аномалий силы тяжести Араратской котловины (М 1:100000). Вычисления проводились по формуле Розенбаха с помощью шаблона (палетки) Элкинса. Учитывая, что при снятии значений Δg по палетке с карты гравитационного поля допускается определенная интерполяция, то во избежание многократных ошибок интерполяции целесообразно перейти от карты изолиний к сетке значений Δg . При этом ошибка интерполяции допускается лишь один раз. Затем по палетке берутся уже фиксированные значения Δg . Вычисленные значения W_{zz} были нанесены на план площади Араратской котловины в 10^{-14} CGS единицах.

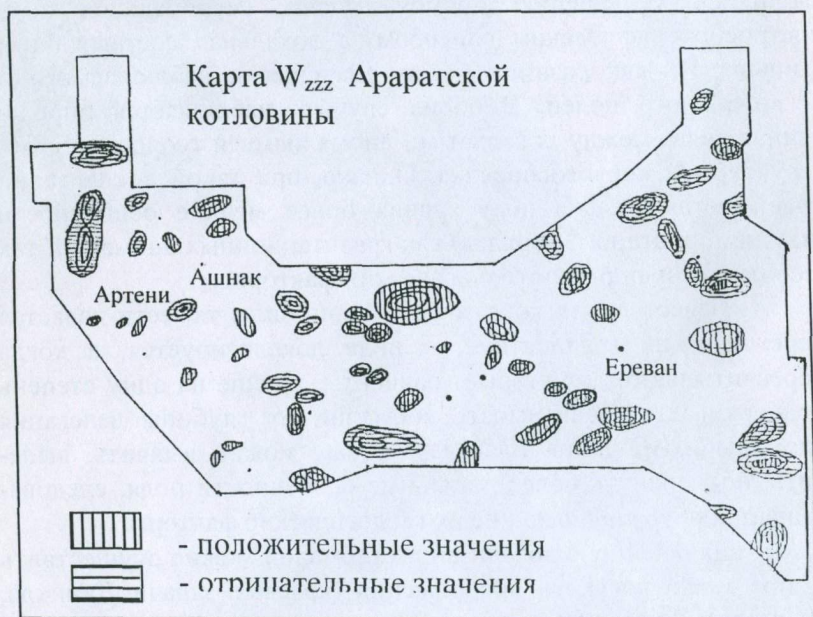


Рис.1

На представленной схематической карте (рис.1) выделены свыше двадцати локальных аномалий разной интенсивности и занимаемой площади. Изолинии Wzzz нанесены на тектоническую карту Араратской котловины (М 1:100000).

Сравнивая полученные данные с ранее известной картой локальных аномалий, а также со структурной картой кристаллического фундамента, можно отметить следующее: некоторые пересчитанные аномалии не совпадают с известными локальными аномалиями силы тяжести и с принятыми представлениями соответствия их с рельефом кристаллического фундамента. Мел-палеогеновый складчатый комплекс четко совпадает с известным локальным максимумом и минимумом силы тяжести. Затем, начиная с плиоцена в результате слабой складчатости картина поверхности байкальского фундамента может быть замаскирована и потому, она не проявляется в локальном гравитационном поле. Исследования последних лет показали, что на данном участке выше мел-палеогеновой толщи, возможны офиолитовые образования. Здесь, в частности, предполагается наличие Веди-Араратской офиолитовой зоны, которая, по мнению некоторых исследователей, тянется до Сюника. Так как породы мел-палеогенового фундамента по своим физическим свойствам мало отличаются от офиолитовых образований, то они могут проявляться лишь в аномалиях высшего порядка, таких как аномалии Wzzz. Дело в том, что офиолитовая ассоциация представлена как глубинными интрузиями (это породы ультраосновного состава: серпентиниты, перидотиты, пироксены, дуниты), так и породами основного состава (диабазы, спилиты) и осадочными породами (радиолариты и др.). В этих породах отмечается незначительная разница плотностей, что и может обусловить наличие слабых аномалий, которые, при вычислениях локальных аномалий обычным методом осреднения, могут не проявляться.

Что касается аномалий Wzzz примерно близширотного простирания в восточной части участка, то их наличие можно связать с тем, что там имеется слабая складчатость с малой амплитудой и потому в локальных полях Δg они могут не проявляться, а в аномалии третьих производных потенциала

выделяются. Выявленные аномалии на этом участке могут быть обусловлены как пологими крыльями структур, так и изменением петрографического состава.

Обобщая можно сказать, что результаты пересчета поля Δg в его вторые производные позволили выявить новые элементы гравитационного поля, которые в свою очередь, позволяют на изучаемой площади конкретизировать сугубо локальные особенности геологического строения. Следовательно, при истолковании гравитационных аномалий можно рекомендовать пересчеты полей во вторые производные. Полученные аномалии второго порядка могут дать дополнительные сведения о характере геологических структур второго порядка.

ОСОБЕННОСТИ БЛОКОВОГО СТРОЕНИЯ АЛАВЕРДСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

ТУМАНЯН Г.А., ГРИГОРЯН А.А.

(ГГО ИГИС НАН РА, "Геокомплекс" ЗОА)

Проведенные исследования по систематизации и классификации структур, интерпретации геологического, геофизического и аэрокосмического материала, структурно-формационному анализу и геодинамической реконструкции [7-9], выявили закономерности развития поперечных структур, в связи с особенностями строения доальпийского метаморфического фундамента Алавердского антиклинория. На этой основе вырисовываются основные направления решения вопросов закономерностей формирования рудных залежей, а также тектонического, металлогенического и сейсмического районирования.

В настоящую статью включены только основные результаты структурного анализа и интерпретации вышеуказанного материала.

Основные черты структуры Алавердского антиклинория

Сомхето-Карабахская мезозойская антиклинорная зона [1,3] в результате правсдвиговых перемещений [6,7,9] на СЗ представлена Локским, Алавердским и Тавушским антиклинориями субширотного (270° - 300°) простираения. Они разделены Лалвар-Баграташенской и Иджеванской поперечными (40° - 50° простираения) структурами, сложенными грабенообразными синклиналиями [7]. При этом, судя по верхнеальпийским образованиям, указанные антиклинории перемещены в ЮЗ направлении относительно друг друга на 16-17 км, а судя по несовпадению нижнеальпийских блоковых структур и локальных аномалий силы тяжести - на 25-40км.

СВ и ЮЗ крылья указанной антиклинорной зоны с азимутальным несоответствием перекрываются Прикуринской и Севано-Ширакской палеогеновыми синклинорными зонами, прослеживающимися в СЗ 315° и 330° - 340° направлении. Лорийский синклинорий с ЮВ на СЗ косо перекрывает ЮЗ крыло и СЗ присводовую часть Алавердского антиклинория, затем ЮЗ часть Лалвар-Баграташенской сложной синклинали (рис.1), а ещё дальше, у Джавахетского хребта - Локский антиклинорий полностью.

Сохранившаяся ЮЗ присводовая часть Алавердского антиклинория представлена мезозойской конседиментационной Меркасар-Чатинской и поздне меловыми-палеоценовыми орогенными Карнут-Ахнидзорской и Агарцинской (Цахкот-Юртской) антиклиналиями, разделёнными Карахан-Атанской и Цртактарской (Далидагской) - Спитакаджурской синклиналиями. Указанный ассиметричный антиклинорий представлен относительно пологопадающими (10° - 25°) и осложненным поперечными структурами СВ крылом крупного размаха (около 30км) и крутопадающим, осложненным многоступенчатым взбросом и, преимущественно перекрытым эоценом, небольшим ЮЗ крылом размахом около 5-7км [7]. Отмеченные от третьего и четвертого порядков структуры субширотного и диагонального (общекавказского) простираения Малокавказского мегантиклинория осложнены несравненно слабо развитыми антикавказскими (40° - 50°) структурами пятого и более порядков. Последние снизу вверх по структурным ярусам мезокайнозоя характе-

ризуются уменьшающимися амплитудами смещения и степенью складчатости, а в эоцен-миоценовом - превращением в зоны трещиноватости и почти затуханием разломов и складок антикавказского плана [7]. Однако, при естественной масштабной генерализации всех вышеуказанных структур, на первый план выходят антикавказские структуры, которые контролируют распространение геологических формаций, и особенно, магматических и рудных образований.

Алавердский антиклинорий и приграничные части соседних структур в поперечном направлении подразделяются на тектонические блоки: Агстевский (Иджеванская грабен-синклиналь и ЮВ крыло Карнут-Воскепар-Джогазский антиклинали), Гугарацкий (Гугарацкая синклиналь, и СЗ крыло Карнут - Воскепар - Джогазской антиклинали) и Дебедский (Алаверди-Айрумская антиклиналь и Лалвар-Баграташенская синклиналь) блоки [7]. По простиранию они разграничены Ревазлинским, Карнут-Воскепар-Джогазским, Дзорагэс-Туманян - Техут - Кохб - Храмским и Урут - Бануш - Баграташен-Храмским антикавказскими фрагментарно выраженными разломами, местами скрытыми под эоценовыми образованиями (рис.1). Они имеют характер многостадийно развитых сбросов и сдвиго-взбросов. Указанные блоки от Базумской шовной и Прику-ринской синклинойной зонами отделены фрагментарно выраженными Дзорагетским, Марцигетским, Агарцинским, Гардманскими разломами (рис.1), и проходящими по приусловой части р.Кура флексурным изгибом. Дебедский и Агстевский тектонические блоки представлены линейными, сложными сдвиго-взбросами и сжатыми крутопадающими, местами опрокинутыми, складками [7,9]. Гугарацкий тектонический блок характеризуется развитием складчато-глыбовых структур, при почти полном отсутствии упругих деформаций, а также, вследствие перехода к широким зонам раздробленных пород, затуханием разломов и ряда складок соседних блоков. Отмеченные различия, являясь следствием суммарных физико-механических свойств слагающих блоки пород, при доминирующем значении основания земной коры, указывают, что примерно одинаковые

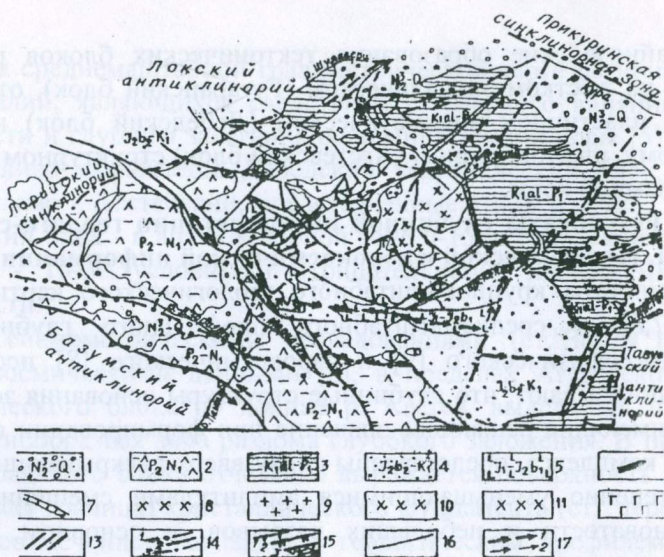


Рис.1. Схематическая структурно-формационная карта Алавердского антиклинария.

1. $N_2^3 - Q$. Плиоцен-четвертичные озерно-речные отложения, потоки базальтов. 2. $P_2 - N_1$. Эоцен-миоценовые переходные (ОДЦ-орогенные) формации. 3. Альб-палеоценовый структурный ярус: островодужные, переходные ОДС-глубоководный желоб и окраинно-морская формации. 4. Верхнебайос-неокомский структурный ярус; ОД формации.. 5. Нижнеюрско-нижнебайосский структурный ярус: ОД формации. 6-7. Доальпийский габбро-амфиболитовый и гранит-метаморфический комплексы. 8-9. Габбро-гранодиоритовая ($J_2 - N_1$); ($K_2d - P_1$). 10. Тоналит-гранодиоритовая ($K_2t - Sn_1$). 11. Габбро-платиогранитовая ($K_1, J_2b_2 - bt$). 12. Смешанная полагитогранитовая ($J_2b_2 - bt$) и габбро-диабазовая интрузивные ($J_2a_2 - b_1$) формации. 13. Разломы глубокого заложения, развивающиеся на границах мезозойских окраинных морей - ОДС и ОДС - глубоководный желоб. (14.1); образований эоцена, коры и мела (14.2); поперечных (антикавказских) тектонических блоков основания коры (14.3). 15. Сбросы (15.1), взбросы (15.2), надвиги (15.3), сдвиги (15.4). 16. Прочие разломы. 17. Осевые полосы Алавердской (17.1) и поперечной антиклиналей (17.2).

мезо-кайнозойские образования тектонических блоков развивались на жёстком энсиалическом (Гугарацкий блок), относительно пластичном энсиматическом (Дебедский блок) и, по видимому, рифтообразном (Агстевский блок) структурном основании земной коры.

Результаты глубинной интерпретации геолого-структурной, геофизической и аэрокосмической информации

Результаты крупномасштабного геологического картирования [7,8] и среднемасштабного профильного глубинного геолого-геофизического [9] и аэрокосмического [8] исследований показывают, что глубинные структуры основания земной коры, имеющие решающее значение при формировании складчатого комплекса, представлены снизу-вверх раскрывающимися и постепенно уменьшающимися амплитудами смещения зон трещиноватости и небольших разрывов, в основном, антикавказского простирания. С возрастанием степени генерализации суммарные отражения этих отмеченных фрагментарно выраженных тектонических трещин и разломов, вместе с приуроченными к ним магматическими и гидротермально-метасоматическими образованиями, слагают крупные линейменты, развивающиеся над зонами разломов корового и верхнемантийного заложения. Они отчётливо фиксируются при ландшафтном дешифрировании космических фотоснимков, к числу которых относится Дебедский тектонический блок [7,8].

На аэромагнитном поле с высоты 4км, выражающем характеристику суммарного влияния, при значительном преобладании доальпийского основания земной коры [2], также отчетливо выделяется Дебедский тектонический блок. Он выражен субмеридионально (антикавказско) направленными Шегахпюр-Леджанской, Алаверди-Шамлуг-Ахтальской и Эль-Баграташенской овалообразно-концентрическими положительными (от +1 до +5) аномалиями, примерно оконтуривающими палеовулканические сооружения и рудные узлы. Менее отчетливо выделяются Гугарацкий и Агстевский тектонические блоки со значениями от -1 до +2 и от 0 до +3.

На среднемасштабной гравиметрической карте региональных аномалий, являющихся следствием суммарного влияния силы тяжести и глубины залегания основания земной коры [5], также отчетливо выражается Дебедский тектонический блок, менее отчетливо - Агстевский, представленные 10-28 и 15-25, а Гугарацкий блок - в антиклинорной зоне 0-15, в Казахской синклинали - 15-30 условными отрицательными значениями силы тяжести.

Сейсмометрическими исследованиями (ст."Земля") [4] и аэрокосмическими данными [8], в пределах Агстевского тектонического блока по долине р. Агстев, выделяется широкая грабенообразная зона разлома глубокого заложения. В пределах Гугарацкого блока отчетливо выражается поверхность (первая жёсткая граница) кристаллического фундамента (ст."Черепеха"). Вышеотмеченное совпадает с геологическим профилем Эчмиадзин-Ноемберян и результатом его количественной интерпретации по гравиметрическим данным.

Выводы:

1. Выделение и классификация структур по преобладанию пластических и складчато-глыбовых деформаций и их группирование в пределах выделенных на космических снимках ландшафтных единиц, позволяет получить общую суммарную характеристику физико-механических свойств земной коры. Так как по этим свойствам метаморфическое основание имеет доминирующее значение в отмеченной суммарной характеристике по преобладанию одного из типов деформаций, указанный субстрат коры можно подразделить на мафические, салические и переходные тектонические блоки.
2. Геолого-структурные, геофизические, аэрокосмические данные, подтверждая и дополняя друг-друга, позволяют в пределах Алавердского мезозойского антиклинория выделить Гугарацкий, Дебедский и Агстевский тектонические блоки СВ-ЮЗ простираия: Указанные блоки развивались соответственно, на энсиматическом, энсиалическом и внутриплитном рифтогенном энсиматическом доальпийских основаниях.

Литература

1. Асланян А.Т. Региональная геология Армении, Ереван, Айпетрат, 1958, 340 с.
2. Ахвердян Л.А., Овсепян О.Г. Представление и анализ геомагнитного поля территории Кавказа. Изд. "Гитутюн" НАН РА, Ереван, 1999, 174 с.
3. Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сейсмо-тектоника Армянской ССР, Ереван, Изд. ЕГУ, 1981, 270 с.
4. Егоркина Г.В. Структура земной коры и верхней мантии Малого Кавказа по данным обменных волн. В кн. Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы, Наукова Думка, Киев, 1978.
5. Никольский Ю.И., Сироткина Т.Н., Милай Т.А. Некоторые черты тектоники и истории геологического развития территории Армении по данным геофизики. Тр. ВИРГ, вып.12, "Наука", Ленинград, 1971.
6. Саркисян О.А., Волчанская И.К. О блоковом строении территории Арм. ССР и прилегающих районов Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле., N4, 1973.
7. Туманян Г.А. Особенности позднемезозойской структуры междуречья Дебед-Агстев. Тр. Армянского геологического общества, вып. I, 1977, с. 47-61.
8. Туманян Г.А. Глубинная структура земной коры на космических изображениях. В кн. Исследование Земли из космоса. М., 1983, № 5, с. 32-39.
9. Туманян Г.А. Новые данные о крупных надвигах Малого Кавказа. Геотектоника, 1983, N4, с. 99-110.

ОБЪЕМНОЕ КОМПЛЕКСНОЕ ДОИЗУЧЕНИЕ (КАРТИРОВАНИЕ) СТРОЕНИЯ АРМЕНИИ

ТУМАНЯН Г.А., ГРИГОРЯН А.А.

(ГГО ИГИС НАН РА, "Геокомплекс" ЗОА)

Развитие геологии привело к появлению обширной разноглубинной и разнохарактерной регионально-геологической и аэрокосмической информации. Возникла необходимость усовершенствования традиционного метода геологического картирования и увеличения глубины изучения [4,6,7,8]. Наряду с традиционными, появились два новых направления геологосъемочных работ: глубинное [2,3] и объемное геологическое картирование [1,2,6,7]. Опытные работы, проводимые по объемному геологическому картированию развивались в двух направлениях:

1. Увеличение глубины изучения с помощью профильных межколонкового бурения геолого-геофизических исследований и объемной интерпретации полученных результатов [1,2].
2. Дополнение традиционного метода геологического картирования [2] специализированными геолого-структурными исследованиями (согласно предложенному нами методу) по расшифрованию особенностей блокового строения земной коры [5,6,7] и объемной интерпретации геолого-геофизического материала с помощью графически привязанной к топографической карте многоблоковой диаграммы [6,7]. В целом метод можно охарактеризовать как геолого-геофизические исследования по верхней части земной коры по выявлению особенностей разнопланового развития структурных ярусов покровного и складчатого комплексов и доальпийского метаморфического фундамента. Основная цель указанных исследований заключается в максимально возможном распространении близповерхностных геологических данных на глубину с помощью объемной интерпретации космической аэрофотографической геологической и геофизической информации. При этом масштаб изучения с глубиной ступенчато уменьшается. Предложенный

метод объемного геологического картирования основывается на следующих результатах исследований:

2.1. с возрастанием степени генерализации изображения поверхности Земли на разномасштабных аэро- и космических фотоснимках проступают элементы структур все более глубоких горизонтов. Эти скрытые, снизу вверх веерообразно-радиально раскрывающиеся структуры, на поверхности проявляются элементами структур пятого-шестого и более порядков, в виде разобщенных, отрывистых выходов небольших по амплитуде смещения тектонических трещин, линейно расположенных приразломных мелких складок, зон рассланцевания, гидротермально измененных пород и серии даек. Они образуют крупные линеаменты, совпадающие с разломами глубокого, в основном, верхнемантийного заложения. Это явление называется "просвечиванием" структурных элементов нижних структурных ярусов [5]. Наилучшим способом интерпретации и рационального использования всего фондового геолого-геофизического материала и выяснения особенностей связей приповерхностных и глубинных структур является сочетание исследования отмеченной многоступенчатой естественной генерализации и составление геологических карт масштабов 1:50000; 1:200000; 1:500000 и 1:1000000.

Согласно методическим руководствам [2,3], минимальная глубина геологического изучения для карт указанных масштабов составляет 0,5км; 2км; 5км и 10км, соответственно 1см на карте, а пределы колебаний мощностей стратиграфических образований (оптимальные пределы естественной генерализации) для геологических карт того же масштаба составляют 0,1-0,5км; 0,4-2км; 1-5км и 2-10км, соответственно 2-10мм на карте. Исходя из этого, указанные разномасштабные карты в пределах Армянского нагорья должны решать главным образом литолого-стратиграфические и общие поисковые, структурно-формационные и регионально-поисковые, тектонические и регионально-металлогенические и региональные тектонические задачи. Следовательно, охватывая разные глубины и решая разные взаимодополняющие задачи по выяснению связей приповерхностных и глубинных структур, отмеченные карты, вместе с вышеуказанными разномасштабным аэрокосмическим матери-

алом, составляют единый комплекс. В результате составляются предварительные варианты этих карт.

2.2. Объемное геологическое картирование опирается главным образом на полевых геологических исследованиях по расшифрованию характеров выделенных на аэрокосмических фотоснимках линеаментов, ландшафтных единиц, а также на изучении, систематизации, картировании, классификации геологических структур и формаций и выяснении природы основания коры. При этом выделенные на мелкомасштабных космических фотоснимках разные ландшафтные единицы фиксируют границы тектонических блоков основания земной коры [5]. На основании структурного анализа, в ходе которого будут выделены линейные (голоморфные) и прерывистые (идиоморфные), складчато-глыбовые и интенсивно дислоцированные крутопадающие инверсионные деформации, проведена классификация разрывов на взбросы, надвиги, сдвиги и их наложенные комбинированные разновидности, а также выделены зоны расщепления и дробления измененных пород, развития малых интрузивов и даек, сгруппированных в пределах вышеотмеченных ландшафтных единиц, получается общая суммарная характеристика физико-механических свойств коры [5]. Так как эти свойства определяются, в основном, доальпийским метаморфическим основанием, по результатам вышеотмеченного структурного анализа, метаморфический фундамент коры можно подразделить на блоки салического, мафического и переходного типов. Для дешифрирования погребенных структур по перекрывающим комплексам, также необходимо постепенно укрупнять масштаб визуальных геологических наблюдений от мелкого до крупных, с привлечением дешифрирования разномасштабных аэрокосмических фотоснимков. При этом особое значение приобретает обнаружение фрагментов разрывов и определение природы и пределов активного развития системы разломов [5,6,7].

Проводя формационный анализ и сопоставив его результаты с обобщающими данными мировой литературы по геодинамическим реконструкциям, можно выделить формационные ряды, развивающиеся на континентальных и океанических основаниях земной коры. На геофизических полях указанные

основания более или менее уверенно выделены по первой жесткой сейсмометрической границе, а также по относительно отрицательным и положительным аэровысотным магнитным и гравиметрическим аномалиям.

На основании сопоставления вышеотмеченных данных по структурно-формационному анализу, предварительной визуальной интерпретации геолого-геофизических данных дешифрирования аэро- и космофотоматериалов и результатов ранее пройденных семи профилей, составляются дополненные и откорректированные полевые варианты геологических и структурно-формационных карт, масштабов: 1:50000; 1:200000; 1:500000, а также карта фундамента коры и серии палеотектонических карт, масштабов: 1:500000 и 1:1000000.

2.3. На основании вышеотмеченных карт по ранее пройденным семи профилям [5,7], проводится качественная интерпретация всего собранного геолого-геофизического и аэрокосмического материала и составляются все возможные варианты геологического строения и палеотектонического развития. Затем проводится количественная интерпретация различных вариантов профилей с гравиметрическими данными методом построения регионального фона силы тяжести и плотностной модели коры. Путем подбора геолого-геофизических данных по указанной модели выделяются наиболее вероятные варианты геологического строения, при этом исключается большинство вариантов и часто остается единственный вариант, который далее уточняется.

2.4. Актуальность объемного комплексного геолого-геофизического исследования земной коры с помощью блок-диаграмм обоснована многими геологами [1,2,4,5,7,8]. Однако предложенные методы объемного исследования и моделирования, за редкими исключениями, основаны на схематических построениях единичных блок-диаграмм [1,2,4,8], которые можно использовать только для получения общего представления. В отличие от них, графически привязанные с топографической картой блок-диаграммы [6,7], позволяют графически точно из разномасштабных карт перенести геологические границы на поверхность блок-диаграмм. Кроме того, они отличаются охватывающим всю исследуемую площадь взаимосвязанным

многоблоковым строением и исходя из геологического строения меняющимися размерами блоков. Все это даст возможность на качественно новом уровне провести корреляцию данных, полученных в ходе исследования, и фондовых материалов до глубины метаморфического основания коры включительно. На основании уточненных вариантов профилей и объемной корреляции всего материала, составляются геологические, структурно-формационные и тектонические карты масштабов: 1:50000; 1:200000 и 1: 500000.

Таким образом, в основе предложенного нами метода дополнительных исследований и объемной интерпретации лежит рациональное сочетание регионально-геологических, геофизических и космоаэрофотогеологических исследований с максимально возможным использованием фондового материала, компьютерного программирования и обработки данных. Это позволит по незначительным по объему дополнительным визуальным наблюдениям и учетом фондового материала составить серии геологических и тектонических кондиционных карт и решить проблематичные вопросы нефтегазоносности, глубинного тепла, тектонического, палео-тектонического, металлогенического и сейсмического районирования, а также масштабной градации рудных образований.

Недостатки традиционного метода геологического картирования по изучению глубинного строения, нарушение цикличности и технологии пересоставления комплекса разнообразных геологических карт, а также недооценка значения карт масштаба 1:10000 привели к тому, что поисково-оценочные работы проводятся без предварительного определения рудогенерирующих и рудоконтролирующих структур, т.е. без предварительной масштабной градации рудных образований на рудные районы, узлы, поля и их оконтуривание. Приблизительные расчеты показывают, что без этого, в результате геолого-разведочных работ обнаруживаются и изучаются в основном обнаженные рудные тела, составляющие около 20-30% существующих месторождений полезных ископаемых.

Рациональным сочетанием крупномасштабных геолого-структурных, петрологических, геохимических, геофизических исследований по определенной сети профилей масштаба 1:10000

можно обнаружить рудные тела и оценить все известные и вновь обнаруженные рудные поля. Полученные результаты можно далее проверить единичными буровыми скважинами.

Литература

- 1.Духовской А.А., Груза В.В., Милеев В.С. и др. Временные требования к организации и производству объемного геологического картирования. Ленинград, 1991, с.57.
- 2.Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50000. Т.1 и 2. Под ред. А.А. Кумпана, Ленинград, Недра, 1978, с.286, 503.
- 3.Литвин П.А., Рыбаков М.Б., Сахновский Л.М. и др. Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50000. Вып. 7. Глубинное геологическое картирование. Ленинград, Недра, 1981, с.280, 503.
- 4.Милановский Е.Е. Геологические карты. Природа, 1984, N2, с.40-50.
- 5.Туманян Г.А. Глубинная структура земной коры на космических изображениях (на примере территории Арм. ССР). Исследование земли из космоса. Москва, 1983, N5, стр. 32-39.
- 6.Туманян Г.А., Дургарян В.А. Комплексные исследования Малого Кавказа и сопредельных районов. Бюллетень Московского общества испытания природы. Отдел геологии, 1986, вып. 3, с.28-31.
- 7.Туманян Г.А. Объемное геологическое картирование складчатых областей на примере территории Арм. ССР. Экспресс-информация, ВМЭМС, Геологическое картирование, 1988, вып. 11-12, с.1-12.
- 8.Хитаров Н.И. Основные перспективы развития геологии. Природа, 1976, № 12, с.84-92.

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ЭВМ ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ КРИВЫХ ВЭЗ, ПОЛУЧЕННЫХ В СЛОЖНЫХ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ АРМЕНИИ

ХАЧАТРЯН Д.А., АХВЕРДЯН Л.А.
(ГГО ИГИС НАН РА)

Количественная интерпретация кривых ВЭЗ, полученных в вулканических районах Армении, во многих случаях затруднена или выполняется с большими ошибками [1,2], так как существующие теоретические кривые охватывают не все возможные соотношения $n_2 = h_2/h_1$ и $m_2 = r_2/r_1$, и при интерпретации с помощью палеток не выделяются сравнительно маломощные промежуточные слои, визуально не наблюдаемые на интерпретируемых ВЭЗ, что приводит к большим ошибкам (R). Известные графоаналитические способы интерпретации требуют знания параметров геоэлектрического разреза, постоянства значений удельного электрического сопротивления слоев или закономерностей их изменения по площади, знания статически установленных связей между обобщенными параметрами геоэлектрического разреза и параметрами, определяемыми по кривым ВЭЗ.

Впервые интерпретацию кривых ВЭЗ с помощью ЭВМ осуществил К.Возов, а затем Р.Юнка. Сущность интерпретации заключалась в подборе кривых ВЭЗ, наилучшим образом совпадающих с интерпретируемыми кривыми, то есть с помощью ЭВМ осуществлялся автоматический подбор. Автоматический подбор для интерпретации кривых ВЭЗ применен также Е.Б.Изотовой [3]. Важным шагом при интерпретации ВЭЗ явилась разработка диалоговой системы интерпретации, которую одним из первых применили Н.Г. Шкабарня [5] и Н.К. Johansen [7]. Сопоставление рассчитанной теоретической и интерпретируемой кривых на вычерченных графиках или на экране дисплея позволяет интерпретатору ввести соответствующие изменения в параметры модели разреза при решении прямой задачи с помощью ЭВМ. Последний

способ особенно ценен при процессе интерпретации. В связи с широким размахом внедрения персональных компьютеров, появились многочисленные программы, с оригинальными решениями прямых и обратных задач электрических зондирований. Впервые количественная интерпретация кривых ВЭЗ, полученных в вулканических районах Армении, была осуществлена нами с помощью ЭВМ в Краснодарском филиале ВНИИГеофизика, с использованием способа снятия слоев, разработанной Н.Г.Шкабарня [5]. В основу метода положена формула американского математика Л.Слихтера, через интеграл Ханкеля:

$$\rho_k = \rho_1 z^2 \int_0^{\infty} R_1(m) \cdot I_1(mr) dm \quad (1)$$

где P_1 - удельное сопротивление первого слоя, r - расстояние от точки наблюдения до источника поля, m - переменная интегрирования параметра разделения переменных при решении уравнения Лапласа, $I_1(mr)$ - функция Бесселя нулевого порядка первого рода, $R_1(m)$ - функция трансформата, зависящая от мощностей, удельных электрических сопротивлений слоев и переменной интегрирования

$$R_1(m) = \frac{th}{cth} \left\{ mh_1 + \frac{Arth \left(\frac{\rho_2}{\rho_1} \right)}{Arcth \left(\frac{\rho_2}{\rho_1} \right)} \frac{th}{cth} \left[mh_2 + \dots + \frac{Arth \frac{\rho_n}{\rho_{n-1}}}{Arcth \frac{\rho_n}{\rho_{n-1}}} \right] \right\} \dots \quad (2)$$

В функции трансформата следует оставить котангенсы, если $\rho_i > \rho_{i-1}$, а тангенсы - если $\rho_i < \rho_{i-1}$.

При нарушении этих условий, выбор тригонометрической функции определяется тождеством:

$$cth\left(mhi + Arcth \frac{\rho_{i+1}}{\rho_i}\right) = th\left(mhi + arrth \frac{\rho_{i+1}}{\rho_i}\right)$$

при однородном полупространстве $-h = \infty$, $R_1(m) = \rho_i$

Для двуслойного разреза

$$R_1(m) = \rho_1 \frac{th}{cth} \left[mh_1 + \frac{Arth}{Arcth} \left(\frac{\rho_2}{\rho_1} \right) \right]$$

tg оставляется в случае $\rho_i < \rho_1$, ctg - когда $\rho_i > \rho_1$.

Трехслойный разрез описывается четырьмя формулами с различными комбинациями функций tg и ctg, а четырехслойный разрез - восьмью формулами и т.д.

Расчетная формула функции $R_1(m)$, по значениям ρ_k кривой ВЭЗ, получена из значения (1) и имеет вид:

$$R_1(m) = \int_0^{\infty} \frac{\rho_k(r)}{\rho_1} \frac{I_1(mr)}{r} dr$$

Расчет функции $R_1(m)$ приведен в [3,4,6]. Как видно из выражения (2), функция $R_1(m)$ зависит от параметров ρ_k и ρ_1 геоэлектрического разреза. График функции $R_1(m)$, подобно кривой асимптоты функции $R_1(m)$ совпадает с асимптотами кривых ВЭЗ, из которых они трансформированы, т.е. функция $R_1(m)$, при благоприятных геоэлектрических разрезах, удобна для анализа, она проще связана с параметрами разреза и ее вычисление не составляет особого труда. В связи с этим, совместно с кривой ВЭЗ, разрабатывались методы интерпретации функции $R_1(m)$, полученной от интерпретируемой кривой ρ_k . Один из способов интерпретации функции $R_1(m)$ аналогичен палеточной интерпретации ρ_k кривых ВЭЗ. Кривая функции $R_1(m)$, рассчитанная от кривой ρ_k ВЭЗ, сравнивается с теоретически рассчитанной кривой функции $R_1(m)$. Этот способ не нашел широкого применения.

Второй способ обоснован на использовании рекуррентного свойства функции $R_1(m)$, позволяющего пересчитывать значения функции $R_1(m)$ на подошву каждого выделяемого слоя, т.е. на кровлю последующего слоя, сверху вниз, осуществляя как бы последовательное исключение влияния верхних слоев на

значение функции $R_i(m)$. Влияние первого слоя рассчитывается по формуле:

$$R_{1i}(m) = \rho_1 \frac{th}{cth} \left[mh_1 + \frac{Arth}{Arcth} \left(\frac{\rho_2}{\rho_1} \right) \right]$$

Величины h_1 и ρ_1 определяются с помощью семейства теоретических кривых $R_1(m)$ и вычерченной на прозрачном билогарифмическом бланке кривой $R_{1i}(m)$, аналогично интерпретации кривых ВЭЗ, с помощью двухслойной палетки. Разность значений функции $R_1(m)$ и $R_{1i}(m)$ соответствует значениям функции трансформата на кровле второго слоя - $R_2(m)$, описанного выражением:

$$R_2(m) = \rho_2 \frac{th}{cth} \left[mh_2 + \frac{Arth}{Arcth} \frac{\rho_3}{\rho_2} R_3(m) \right]$$

Повторно используя двухслойную палетку $R_1(m)$, определяются параметры h_2 и ρ_2 , после чего рассчитывается значение функции $R_3(m)$ по формуле:

$$R_3(m) = \rho_3 \frac{th}{cth} \left[mh_3 + \frac{Arth}{Arcth} \frac{\rho_4}{\rho_3} R_4(m) \right]$$

Исключая влияние второго слоя, получаем выражение функции трансформата на кровле третьего слоя. Процесс интерпретации продолжается до получения значения h_{n-1} и ρ_{n-1} предпоследнего слоя.

С целью выяснения возможностей способа подбора, точности интерпретации, нами интерпретировано параметрическое ВЭЗ, полученное в сложных геоэлектрических условиях территории Армянской АЭС. Результаты интерпретации следующие; $r_1=10,9$ Ом.м, $r_2=172,9$ Ом.м, $r_3=142,8$ Ом.м, $r_4=876,1$ Ом.м, $r_1=9,2$ Ом.м, $h_1=0,8$ м, $h_2=7,1$ м, $h_3=31,45$ м, $h_4=322,4$ м.

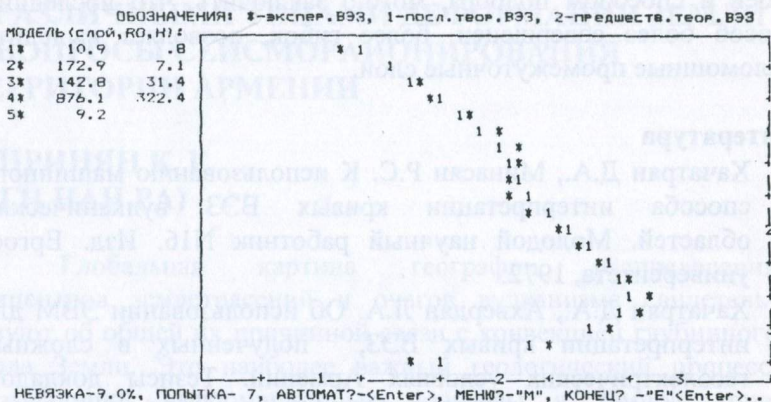


Рис. 1.

Распечатка интерпретации данной кривой приведена на рис.1. По данным бурения геологический разрез представлен следующим образом; мощность наносных образований - 0,8м. валунногалечных образований базальтовых пород, обломков туфов - 17,3м., сильно пористых, ошлакованных базальтов - 13,2м., плотных, мелкозернистых базальтов - 350,0м. Как видим, хорошо отбивается подошва наносных образований и сильно пористых, ошлакованных базальтов, являющихся первым водоносным горизонтом. Региональный водоупор, по данным бурения, залегает на глубине 381,1м. от дневной поверхности, в то время как по данным интерпретации - 361,75м ($h_1+h_2+h_3+h_4$), т.е. расхождение составляет 5,2%, что можно считать превосходным результатом для интерпретации кривых ВЭЗ, полученных в сложных геоэлектрических условиях Армении. Интерпретация этой параметрической кривой в режиме определения модели автоматом, не привела к улучшению результата интерпретации. Режим ручной замены параметров привел к улучшению результата сходимости кривых, т.е. уменьшению значения невязки, хотя результаты интерпретации не согласуются с геоэлектрическим разрезом скважины. В данном случае к программе надо относиться как к инструменту помогающему процессу интерпретации.

Сопоставляя результаты интерпретации способом снятия слоев и способом подбора, можно заключить, что последний способ более совершенен, более гибок, позволяет выделить маломощные промежуточные слои.

Литература

1. Хачатрян Д.А., Минасян Р.С. К использованию машинного способа интерпретации кривых ВЭЗ вулканических областей. Молодой научный работник N16. Изд. Ергосуниверситета, 1972.
2. Хачатрян Д.А., Ахвердян Л.А. Об использовании ЭВМ для интерпретации кривых ВЭЗ, полученных в сложных геоэлектрических условиях Армении. Тезисы докладов, посвящ. 35-летию ИГИС НАН РА. Гюмри, 1996.
3. Изотова Е.Б., Ермохин К.М., Петров А.А., Федоров А.Н. Интерпретация зондирований в неоднородных средах. Зап. ЛГИ, 1987. Т. 113, с.73-79.
4. Куфуд О. Зондирование методом сопротивлений. М., Недра. 1984. 270с.
5. Шкабарня Н.Г., Гриценко В.Г. Интерпретация кривых электрического зондирования с применением ЭВМ. М., Недра, 1971.
6. Электрическое зондирование геологической среды. Часть 1. Прямые задачи и методика работ. Под ред. В.К.Хмелевского и В.А.Шевнина. М., 1988, 176с.
7. Johansen N.K. A man/computer Interpretation System for Resistivity Soundings Over a Horizontal Stratified Earth. Geophys. Prospect. 1977. 25. N4. pp.667-691.

СВЯЗЬ СЕЙСМИЧНОСТИ И ВУЛКАНИЗМА С РАЗЛИЧНЫМИ ТИПАМИ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМЛИ И ВОПРОСЫ СЕЙСМОРАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

ШИРИНЯН К. Г.
(ИГН НАН РА)

Глобальная картина географии распределения эпицентров землетрясений и очагов вулканизма свидетельствуют об общей их причинной связи с конвекцией глубинного тепла Земли. Это наиболее важный геологический процесс, вызывающий деформационные процессы в земной коре, горообразование, спрединг океанического дна, дрейф континентов и др. явления, обеспечивающие постоянную эволюцию Земли.

До 90% происходящих на Земле землетрясений связаны с Тихоокеанским огненным кольцом, структурой, контролирующей также вулканические проявления.

Вместе с тем землетрясения и вулканизм в этой глобальной структуре имеют различный механизм проявления, и как взаимно исключают явления, связаны с различными типами деформации земной оболочки: крупные сейсмические пояса связаны с планетарными глубинными разломами Земли, и проявляются во внешней зоне островных дуг, а вулканические - с внутренней зоной в отдалении от планетарных глубинных разломов. Примером может служить современный сейсмотектонический разлом хребта Кумроч на Камчатке, от которого Ключевская группа вулканов отдалена на 40 км (Святловский, 1967 г.).

Сейсмичность и вулканизм связаны с различными динамическими напряжениями и физическими характеристиками земной коры. Более того крупные сейсмические пояса имеют значительно большую протяженность, чем соседствующие с ними вулканические зоны. Например, на 2000 км сейсмическом поясе между вулканом Лассен-Пик и вулканами центральной Мексики, вулканические проявления отсутствуют. Обратный

пример - на Гавайских островах за последние несколько миллионов лет имела место непрерывная вулканическая активность, однако эпицентры крупных землетрясений здесь практически не отмечались (Ферхуген, Тернер и др., 1974 г.).

Магматические очаги служат демпфером и "амортизирующими" подушками на путях распространения сейсмических волн. Экранирование сейсмических волн впервые было установлено на очаге Ключевской сопки: генерирующие на одной стороне вулкана они не регистрировались сейсмическими станциями, расположенными на другой стороне очага.

В работе (Кондорская, Тараканов, 1961 г.) указывается, что от южнокамчатских землетрясений, глубина очагов которых составляет 30 км, поперечные волны не записываются сейсмостанциями, расположенными к западу, что объясняется (Федотов, Фарберов, 1964г.) присутствием в земной коре вулканических очагов, экранизирующих волны.

Связь сеймотектонических и вулканотектонических зон с различными призмами земной коры характерна и для широтной орогенной зоны, протягивающейся из западного Средиземноморья через Турцию, Иран, Памир, Гималаи к Индонезийской островной дуге (Ферхуген, Тернер и др. 1974 г.). Находящиеся в этой же зоне 350 км неовулканическом поясе Армении за последние 25 веков сильные землетрясения не отмечались. Последние неоднократно проявлялись в расположенных от него к северу эвгеосинклинальной и к югу - миогеосинклинальной зонах.

Центральный массив Франции, провинции Эйфель и Кайзерштуле в Германии являются одним из спокойных в сейсмическом отношении областей. Причина в том же, что и в Армении - наличие в недрах горячих вулканических очагов голоценового возраста, в которых имеют место не дизъюнктивные нарушения, а пластичные деформации без разрыва сплошности горных пород (Ширинян, 1999).

Мы достаточно много знаем о сейсмических процессах, но пока далеки от точных предсказаний о времени и месте их проявлений, поэтому не можем не согласиться с мнением (Соболев, 1993), что краткосрочный прогноз землетрясений сейчас и в ближайшем будущем не возможен.

Отсутствие полных данных по физическим свойствам и динамическим характеристикам поясов землетрясений, большая неоднородность напряженного состояния земной коры и отсутствие способов их измерений, а так же необъяснимость физических механизмов предвестников землетрясений, в действительности не могут обеспечить не только краткосрочный, но и среднесрочный прогноз. И поэтому, в согласии с зарубежными специалистами (Geller, Jackson и др. 1997), мы считаем, что сейчас главной задачей является составление точных карт сейсмического районирования с оценкой риска, без которых невозможно развитие теории и практики строительства антисейсмических сооружений.

Армения еще не вступила в посторогенную стадию развития и катастрофические землетрясения типа "Спитак-88" не исключены и в будущем. При отсутствии методов краткосрочных прогнозов сегодня первоочередной задачей является глубоко обоснованное сейсмическое районирование территории нашей республики, что может стать основой проектирования и строительства сейсмостойких зданий с учетом потенциальной опасности при минимальных затратах средств. С сожалением следует отметить, что "Новая карта сейсмического районирования территории Республики Армения", составленная после Спитакского землетрясения (Карапетян А. и др.), несмотря на ряд положительных изменений по сравнению с нормативной картой СР-78, не лишена недостатков. Главным из них следует считать то, что асейсмичная полоса неовулканической области, занимающая более половины территории Армении, отнесена к зоне с потенциальной сейсмичностью по шкале MSK-1964, 8-9 баллов с максимальными значениями ускорений и скоростей колебаний грунта - 0,3g и 24см/сек, без учета ее геодинамического состояния и имеющихся данных по историческим землетрясениям.

Отмечая необходимость составления новой карты сейсморайонирования территории Армении, мы считаем необходимым выполнить эту задачу с использованием комплекса данных по ее тектоническому состоянию, истории геологического развития, анализа современных деформационных процессов земной коры и всех материалов по

Отсутствие полных данных по физическим свойствам и динамическим характеристикам поясов землетрясений, большая неоднородность напряженного состояния земной коры и отсутствие способов их измерений, а так же необъяснимость физических механизмов предвестников землетрясений, в действительности не могут обеспечить не только краткосрочный, но и среднесрочный прогноз. И поэтому, в согласии с зарубежными специалистами (Geller, Jackson и др. 1997), мы считаем, что сейчас главной задачей является составление точных карт сейсмического районирования с оценкой риска, без которых невозможно развитие теории и практики строительства антисейсмических сооружений.

Армения еще не вступила в посторогенную стадию развития и катастрофические землетрясения типа "Спитак-88" не исключены и в будущем. При отсутствии методов краткосрочных прогнозов сегодня первоочередной задачей является глубоко обоснованное сейсмическое районирование территории нашей республики, что может стать основой проектирования и строительства сейсмостойких зданий с учетом потенциальной опасности при минимальных затратах средств. С сожалением следует отметить, что "Новая карта сейсмического районирования территории Республики Армения", составленная после Спитакского землетрясения (Карапетян А. и др.), несмотря на ряд положительных изменений по сравнению с нормативной картой СР-78, не лишена недостатков. Главным из них следует считать то, что асейсмичная полоса неовулканической области, занимающая более половины территории Армении, отнесена к зоне с потенциальной сейсмичностью по шкале MSK-1964, 8-9 баллов с максимальными значениями ускорений и скоростей колебаний грунта - 0,3g и 24см/сек, без учета ее геодинамического состояния и имеющихся данных по историческим землетрясениям.

Отмечая необходимость составления новой карты сейсморайонирования территории Армении, мы считаем необходимым выполнить эту задачу с использованием комплекса данных по ее тектоническому состоянию, истории геологического развития, анализа современных деформационных процессов земной коры и всех материалов по

историческим землетрясениям. Следует указать также на необходимость использования геофизических данных. Наиболее информативными из них могут стать гравиметрические карты, где данные по ускорению силы тяжести (в редукции Буге) хорошо совпадают с тектонической зональностью Армении. Следует отметить и хорошее совпадение сеймотектонических зон с зонами относительных максимумов силы тяжести, а вулканотектонических с разуплотненной зоной Центрального минимума (Ширинян, Аджимамудов, 1960, Оганесян 1972). Для выявления субвулканических горячих очагов, обеспечивающих пластичное состояние коры весьма хорошие результаты дают аэромагнитные карты, материалы интрателлурического зондирования. Весьма информативны данные станций "Черепаша" и "Земля" по строению земной коры и глубинным разломам. Важно также учесть данные по тепловому состоянию недр, отображением чего на поверхности Земли служат данные по величинам теплового потока, закономерно убывающими от вулканотектонических зон ($90-150 \text{ мВт/м}^2$) к сеймотектоническим зонам ($40-50 \text{ мВт/м}^2$).

Литература

1. Карапетян А.И., Карапетян Б.К., Симонян Г. П., Хачиян Э. Е., Новая карта сейсмического районирования территории Республики Армения. Изв. НАН РА, 1995г., т. XLVIII, N1, с. 26-32.
2. Кондорская Н.В., Тараканов Р.З.- Курило-Камчатские землетрясения. В сб. Землетрясения в СССР. Изд. АН СССР, 1961г.
3. Оганесян Ш. С. Гравитационное поле и ее геологическое истолкование. В кн.: Геология Арм. ССР, т. X, "Геофизика", Изд. АН Арм. ССР, 1972г. с.49-80..
4. Святловский А. Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. "Наука", М.1967, 313стр.
5. Соболев Г. А.. Основы прогноза землетрясений. "Наука", М. 1993, 313с.
6. Федотов С. А., Фарберов А. И. О поглощении поперечных сейсмических волн в земной коре и верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. Дальневост. кн. изд-во, 1967г.

7. Ферхуген Д. Ж., Тернер Ф., Вейс Л., Вархавти Г., Файф У. В кн.: Земля, введение в общую геологию т.1. Изд. "Мир" 1974г. 392 с.
8. Ширинян К. Г., Аджимамудов Э. Б.. Тектонические условия новейших вулканических проявлений Армении (по данным геофизических исследований). В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. "Наука" М.1966г..
9. Ширинян К. Г. Об отсутствии очагов сильных землетрясений в позднеорогенных вулcano-блоковых структурах. В журн. Бюллетень строителей Армении, N4, 1999г., с. 16-18.
10. Ширинян К. Г.. Асейсмичность Центрально-складчатой зоны Армении, как фактор позднеорогенных вулcano-тектонических изменений в земной коре. В кн. "Вулканизм и биосфера Земли. Экологические проблемы Причерноморья". Тезисы докладов. Вторая Туапсинская международная конференция. Туапсе. 2000, с.43-44.
11. Geller R. J., Jackson D. D., Kogan Y. Y., Mulargia F. Earthquakes cannot be Predicted. Science, 1997, v. 275p.

СЕКЦИЯ 2 - СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ И РИСК

ПРОДОЛЖЕНИЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ГАРНИЙСКОМ СЕЙСМОПОЛИГОНЕ

АНАНЯН А.Л., ПАШАЯН Р.А.
(ГГО ИГИС НАН РА)

Наблюдения за химическим составом воды двух пресных родников "Гоар" и "Анаит" вблизи с. Гарни, начатые в 1986г., продолжались в последующие годы, а с 1998г. проводились анализы минерального источника "Грав", находящегося в среднем течении р.Азат.

Как отмечалось [1], воды родников "Гоар" и "Анаит" приурочены к слабо сцементированным конгломератам Ацаванской толщи. Эти породы в почти горизонтальном залегании прикрывают песчаники и глинистые песчаники палеогенного возраста. Последние значительно более сильно дислоцированы, а на участке от с. Гарни до места выхода минерального источника "Грав" и далее до Советашенского водохранилища, пласты среднеэоценовых отложений поставлены "на голову", что явилось следствием крупного дизъюнктивного нарушения.

Родники "Гоар" и "Анаит" находятся на гипсометрической отметке 1530-1540м на лишенном растительностью, засушливом склоне. Они действуют круглогодично, с малоизменяющимся дебитом: "Гоар" » 6-7л/сек, "Анаит" » 10-11л/сек. Приповерхностные зоны в этом районе прогреты до 8.8-9.0⁰С, равная среднегодовой температуре воздуха с.Гарни. Однако температура воды этих источников колеблется около 13-14⁰С, что доказывает примерную глубинность формирования этих вод - 150-200м. Дополнительные данные химических анализов воды "Гоар" и "Анаит" приводятся соответственно в таблицах 1 и 2.

Общая минерализация указанных вод колеблется - для родника "Гоар" от 300 до 330мг/л, а для родника "Анаит" в пределах 375-395мг/л за период от января 1998г. до марта 2001г.

п/п	Дата пробы	Na ⁺ мг/л	K ⁺ мг/л	Ca ²⁺ мг/л	Mg ²⁺ мг/л	Cl ⁻ мг/л	SO ₄ ²⁻ мг/л	HCO ₃ ⁻ мг/л	NO ₃ ⁻ мг/л	H ₄ SiO ₄ мг/л	Общ. мин.	pH
1	13.01.98	14.94	2.50	31	7.90	4.97	6.17	158.6	2.8	88	316.88	6.70
2	20.03.98	13.79	3.25	30	8.51	4.97	4.11	158.6	3.3	88	314.53	6.68
3	08.05.98	14.48	3.00	30	8.51	4.97	5.76	158.6	3.2	84	312.52	7.71
4	11.06.98	13.56	3.06	30	8.87	4.97	5.76	158.6	2.0	92	318.84	7.39
5	13.07.98	11.72	3.00	31	8.51	4.97	3.29	158.6	2.0	80	303.09	7.37
6	28.08.98	13.56	2.80	31	8.51	5.68	4.93	158.6	3.3	96	324.38	7.33
7	21.09.98	4.71	3.00	31	9.12	4.97	6.17	164.7	3.3	96	332.97	7.36
8	22.10.98	14.71	3.40	32	7.90	4.97	3.30	164.7	4.5	92	327.48	
9	04.12.98	13.10	3.33	30	8.51	4.97	8.64	252.5	2.0	92	15.05	7.34
10	21.01.99	14.02	3.00	30	8.51	4.97	4.94	158.6	2.8	92	318.84	7.33
11	18.02.99	11.27	3.07	31	9.12	4.97	3.29	158.6	3.5	92	316.82	7.31
12	24.03.99	13.56	3.45	30	8.51	4.97	4.94	158.6	2.5	98	324.53	7.38
13	26.04.99	16.32	3.12	31	7.90	5.68	4.12	164.7	2.7	88	324.54	7.29
14	31.05.99	17.24	3.33	31	7.90	5.68	6.17	164.7	2.8	88	326.82	7.22
15	22.06.99	15.40	3.43	30	9.12	5.33	5.35	164.7	2.8	84	320.13	7.31
16	29.07.99	12.64	3.12	30	9.73	5.68	6.64	158.6	2.5	88	316.91	7.12
17	26.08.99	12.41	3.16	30	10.34	5.68	7.82	158.6	3.0	104	335.01	7.08
18	07.10.99	12.41	3.00	31	9.12	4.97	5.35	158.6	4.1	104	332.55	7.24
19	04.11.99	15.63	3.80	32	9.12	4.97	6.17	170.8	4.0	92	338.49	7.20
20	27.01.00	13.33	3.00	30	9.12	5.33	4.94	158.6	4.0	96	324.32	7.05
21	24.02.00	14.25	3.46	29	9.33	4.97	4.53	158.6	6.0	100	330.14	7.10
22	11.04.00	12.41	3.43	31	9.12	5.68	4.53	158.6	5.0	88	317.77	7.15
23	16.05.00	14.71	3.14	28	11.55	4.97	7.41	164.7	5.0	88	327.48	7.11
24	13.06.00	16.09	3.15	29	10.34	6.04	5.35	164.7	6.0	88	328.87	
25	11.07.00	14.94	3.40	29	10.34	5.68	4.12	164.7	6.0	92	330.18	7.76
26	29.08.00	15.86	3.32	31	9.12	4.26	7.00	164.7	6.0	100	341.26	7.79
28	21.09.00	15.86	3.30	28	9.73	4.97	6.58	158.6	5.5	88	320.54	7.86
29	31.01.01	14.02	3.40	28	9.73	4.97	2.90	158.6	6.0	75	302.62	7.84

Состав воды гидрокарбонатный с небольшими содержаниями хлора, сульфатов и сложным составом катионов с преобладанием Са. Примечательным является значительное содержание ортокремниевой кислоты (H₄SiO₄), количество которой колеблется - для родника "Гоар" от 70мг/л до 132мг/л и для родника "Анаит" от 70 мг/л до 128мг/л или почти 25-30% общей минерализации.

Отмеченное выше соответствует данным, приведенным ранее в предварительном сообщении [1].

п/п	Дата пробы	Na ⁺ мг/л	K ⁺ мг/л	Ca ²⁺ мг/л	Mg ²⁺ мг/л	Cl ⁻ мг/л	SO ₄ ²⁻ мг/л	HCO ₃ ⁻ мг/л	NO ₃ ⁻ мг/л	H ₄ SiO ₄ мг/л	Общ. мин.	pH
1.	13.01.98	21.15	2.50	38	9.73	4.26	5.76	207.4	2.8	88	379.60	6.54
2.	18.02.98	20.92	3.55	36	9.73	4.26	6.17	201.3	3.0	92	376.93	6.69
3.	20.03.98	19.31	3.60	36	10.34	4.62	4.53	201.3	3.5	92	375.20	6.68
4.	08.05.98	19.54	3.30	36	11.55	4.62	4.12	207.4	3.5	88	378.03	7.52
5.	11.06.98	20.46	3.37	37	10.94	4.97	6.17	207.4	3.0	92	385.33	7.38
6.	13.07.98	19.31	3.30	37	10.94	4.97	3.30	207.4	2.8	80	369.43	7.45
7.	28.08.98	21.38	3.00	36	11.55	6.39	6.58	207.4	2.3	96	390.60	7.11
8.	21.09.98	20.92	3.30	37	11.55	4.97	5.35	213.5	2.5	96	395.09	7.45
9.	22.10.98	23.00	3.40	37	10.40	4.26	5.35	213.5	4.0	92	392.91	7.46
10	04.12.98	19.77	3.70	36	10.94	4.26	4.94	207.4	2.2	92	381.21	7.38
11	21.01.99	20.92	3.45	37	10.34	4.97	5.76	207.4	2.5	92	384.34	7.33
12	18.02.99	17.70	3.38	36	10.94	4.97	3.29	201.3	3.0	88	368.58	7.34
13	24.03.99	19.31	3.50	36	11.55	4.97	4.94	207.4	2.8	94	384.47	7.40
14	26.04.99	20.69	3.51	37	10.94	5.68	6.58	207.4	2.5	88	382.30	7.33
15	31.05.99	22.07	3.42	38	9.73	5.68	7.41	207.4	2.5	84	380.21	7.29
16	22.06.99	18.16	3.64	38	11.55	5.68	6.17	207.4	2.5	92	385.10	7.26
17	02.07.99	19.54	3.36	36	11.55	4.97	5.76	207.4	2.5	92	383.08	7.23
18	26.08.98	18.62	3.16	37	12.16	5.68	6.58	207.4	2.5	96	389.10	7.26
19	07.10.99	18.16	3.56	37	11.55	4.97	4.12	207.4	3.8	104	394.56	7.38
20	04.11.99	19.31	3.60	36	11.55	4.97	4.12	207.4	4.0	88	378.95	7.26
21	11.04.00	19.77	3.85	38	10.94	5.68	6.17	207.4	4.3	88	384.11	7.15
22	16.05.00	19.31	3.27	34	13.38	4.97	5.35	207.4	4.5	80	372.18	7.10
23	13.06.00	18.85	3.15	37	12.16	5.68	4.94	207.4	5.5	88	382.68	
24	11.07.00	19.54	3.60	36	12.16	5.68	4.53	207.4	5.3	92	386.21	7.79
25	29.08.00	14.48	3.47	39	10.34	4.26	5.35	195.2	5.3	104	381.40	7.81
26	21.09.00	18.52	3.80	36	12.16	4.97	4.12	207.4	5.0	88	380.07	7.87
27	31.01.01	21.15	3.00	34	12.16	4.62	3.29	207.4	5.5	70	361.12	7.88

Как и ранее, после максимального подъема содержания H₄SiO₄, как правило, следует его резкое уменьшение, а затем вновь поднятие до средних величин. Такие колебания коррелируются с изменениями сейсмической активности, в Гарнийском сейсмополигоне. Так, в связи с землетрясением в Гарни 22.08.98г. было отмечено повышение H₄SiO₄ от 80мг/л до 104мг/л в родниках "Анаит" и "Гоар". При Измитском (Турция) землетрясении 17.08.99г. с M=7.6 колебания H₄SiO₄ составили от 88мг/л до 104мг/л., при следующем Измитском землетрясении 1999.11.12 M=7.5 наблюдались колебания от 88-92мг/л для родников "Анаит" и "Гоар", до 128мг/л - для "Анаит"

и 132мг/л - для "Гоар". Затем отмечался резкий спад до 70-88мг/л.

При отмеченных колебаниях H_4SiO_4 наблюдалось повышение общей минерализации. В воде родника "Анаит" от 370 до 419мг/л и от 320 до 363мг/л в воде родника "Гоар". Всего за 5 лет наблюдений были проанализированы 43 пробы родника "Гоар" и 36 - родника "Анаит".

Что касается минерального родника "Грав", то за время наблюдения за ним от 28.10.98г. до 21.03.01г. нами отобрано всего 10 проб, что связано с их труднодоступностью.

Родник "Грав" находится на левом берегу р.Азат в разломной зоне и выбивается на поверхность через 10-15 метровый щит травертинов. Травертиновые отложения наблюдаются также на некоторых участках левобережного склона. Это говорит о том, что в прошлом выходов минеральных вод было несколько. Скопления травертинов в основном приурочены к мелким ущельям, которые, очевидно, приурочены ко вторичным разломам, перпендикулярным к основному Азатскому глубинному разлому, протягивающемуся вдоль р.Азат. Дебит родника "Грав" в настоящее время незначительный, температура колеблется в небольших пределах 17-18⁰С и указывает на то, что глубина формирования этой минеральной воды может составить 350-400м.

Химический состав воды источника гидрокарбонатно-кальциево-магниевый, весьма стабильный - общая минерализация колеблется в пределах 3030-3138мг/л. Что касается содержания H_4SiO_4 , то оно сравнительно небольшое: от 30 до 40мг/л. Вода насыщена углекислым газом, вследствие чего рН воды является слабо-кислым - от 5.9 до 6.5 (табл.3).

Колебания общей минерализации минеральной воды и H_4SiO_4 , также, как и в случае с родниками "Гоар" и "Анаит", коррелируют с сейсмической активностью региона. Так, в случае Измитского землетрясения наблюдался рост общей минерализации до 3140мг/л и затем спад ее до 3040мг/л и в то же время повышенное содержание H_4SiO_4 - около 40мг/л и спад его до 28мг/л. Подобная картина наблюдалась и во время последнего Турецкого землетрясения (рис.1).

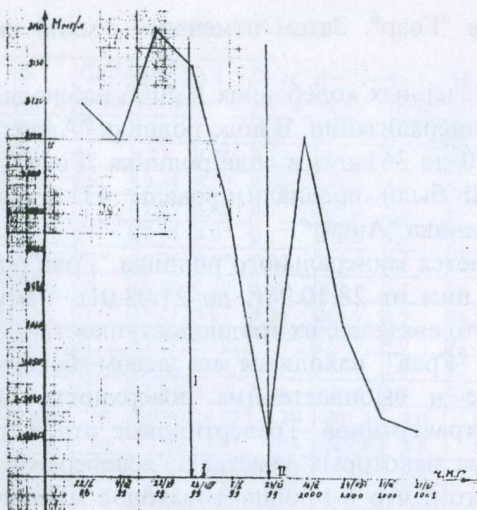


Рис.1. Изменение общей минерализации вод минерального источника "Грав". Землетрясения: I - Измит, 1999.08.17, М=7.6; II - Измит, 1999.11.12, М=7.5

Родник "Грав"

Таблица 3

п/п	Дата пробы	NH ₄ ⁺ мг/л	Na ⁺ мг/л	K ⁺ мг/л	Ca ²⁺ мг/л	Mg ²⁺ мг/л	Fe ²⁺ +Fe ³⁺ мг/л	Cl ⁻ мг/л	SO ₄ ²⁻ мг/л	HCO ₃ ⁻ мг/л	H ₄ SiO ₄ мг/л	Общ. мин.	pH
1.	22.10.98	1.00	223.92	34.00	360	133.76	2.60	102.95	89.70	2135	36	3118.93	6.21
2	04.03.99	0.80	237.49	35.10	404	94.85	2.80	100.82	93.41	2111	32	3111.87	6.08
3	39.06.99	1.00	212.20	31.40	400	118.56	3.00	103.60	97.94	2135	36	3138.70	6.05
4	26.08.99	0.40	213.81	31.58	390	121.60	3.60	102.24	91.76	2135	40	3129.99	5.99
5	07.10.99	0.40	209.67	30.75	395	115.52	1.40	100.82	90.12	2104	40	3088.18	6.04
6	24.11.99	0.50	205.30	30.00	395	109.44	3.20	99.40	87.65	2074	28	3032.49	5.90
7	16.05.00	0.40	213.12	31.36	390	121.60	3.00	97.98	90.12	2135	30	3112.58	5.95
8	24.08.00	0.80	215.87	30.96	395	106.40	2.40	102.24	93.41	2074	40	3061.08	6.47
9	21.11.00	0.40	207.60	33.00	390	109.44	3.12	95.85	88.06	2074	36	3037.47	6.49
10	21.03.01	0.60	216.10	32.72	380	112.48	1.68	97.98	87.65	2074	30	3033.21	6.59

В дальнейшем, при продолжении режимных наблюдений с определением на месте количества CO₂ в воде, может появиться возможность более достоверного прогнозирования сейсмического состояния полигона от изменений химического состава исследуемых вод.

Литература

1. Ананян А.Л., Пашаян Р.А. Предварительные результаты гидрогеохимических наблюдений в зоне Гарнийского сейсмополигона. Сборник научных трудов конференции, посвященной 90-летию со дня рождения основателя ИГИС НАН РА, академика А.Г. Назарова, 1-4 июня 1998г.

ОБ УЧЕТЕ СЕЙСМОГЕННЫХ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ОЦЕНКЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

ГЕДАКЯН Э.Г.
(ИГИС НАН РА)

Сильнейшие коровые землетрясения, возникающие в районах со сложными геоморфологическими и инженерно-геологическими условиями, как правило, сопровождаются опасными экзогенными процессами и явлениями в виде остаточных сейсмодеформаций земной поверхности и слагающих ее отложений.

Многочисленные исторические сведения и макросейсмические данные обследований сильных землетрясений показывают, что в ряде случаев именно эти процессы являются причиной больших разрушений и человеческих жертв (Арагатское землетрясение 1840г., Хаитское землетрясение 1949г., Гиссарское землетрясение 1989г., Рачинское землетрясение 1991г. и т.д.)

Возникающие в ближней эпицентральной зоне остаточные сейсмодеформации, в зависимости от энергетических источников, весьма разнообразны.

Энергетические источники сейсмогенных экзогенных процессов

Землетрясения относятся к наиболее опасным эндогенным процессам в связи с выделением большого количества энергии в единицу времени. В общей расходной части энер-

гетического баланса Земли, составляющей около 1×10^{28} эрг/год, доля высвобожденной при землетрясениях сейсмической энергии в виде упругих волн существенна и составляет величину порядка $1,0 \times 10^{25}$ эрг/год [1,2]. Определение полной энергии, высвобожденной в очаге землетрясения, является еще окончательно нерешенной проблемой. Некоторые авторы оценивают отношение энергии упругих волн ко всей энергии, высвобождающейся в очаге землетрясений (так называемый коэффициент полезного действия землетрясения) значениями в пределах $0,1 \div 0,01$ [3,4]. Распределение энергии, высвобожденной в очаге землетрясения, можно представить в следующем виде:

$$E_0 = E_p + e_c \quad (1)$$

где E_0 - полная энергия, выделяемая в очаге землетрясения;

E_p - энергия, высвобождающаяся при разрушении геологической среды;

e_c - излучаемая сейсмическая энергия землетрясения.

Излучаемая сейсмическая энергия e_c , представляет собой суммарное излучение:

$$e_c = e_p + e_n \quad (2)$$

состоящее из излучения, связанного с процессами разрушения среды и излучения в виде объемных сейсмических волн, обусловленного самой подвижкой по разрыву в очаге.

Каждая из составляющих высвобожденной в очаге энергии приводит к возникновению остаточных сейсмодетонаций, которые по виду их проявления подразделяются на первичные и вторичные [1,5,6]

Высвобожденная при разрушении геологической среды энергия приводит к так называемым первичным деформациям сеймотектонического характера. К ним относятся вышедший на поверхность главный разрыв, а также примыкающие к нему оперяющие и параллельные вторичные разрывы.

В зависимости от ориентации напряжений и деформаций в очаговой зоне на этих разрывах наблюдаются компоненты движения различного характера: сдвиги, надвиги, взбросы, сбросы и т.д.

К вторичным сейсмодеформациям относятся сейсмогравитационные смещения - оползни, обвалы, камнепады, осыпи, а также явления разжижения и осадки грунта, вызванные излучением сейсмической энергии в виде колебательного процесса.

Сейсмодеформации-источники сейсмических воздействий

Не останавливаясь подробно на рассмотрении вопросов механизма и условий возникновения каждого из вышеуказанных типов сейсмогенных экзогенных процессов отметим, что по форме и размерам их проявления они зависят как от литологического состава, физико-механических свойств грунтов и характеристик рельефа, так и от параметров очагового сейсмического излучения: смещения, скорость, ускорение, длительность, частотный состав и направление подхода сейсмической волны [7].

В ближней эпицентральной зоне эти процессы представляют собой источники опасных воздействий, приводящие в ряде случаев к большим разрушениям. В этой связи определение основных параметров сейсмогравитационных смещений (размеров, объемов, направлений и расстояний возможного перемещения масс горных пород) и их учет наравне с сейсмическими воздействиями должен явиться составной частью работ по оценке сейсмической опасности.

Однако, на практике при выполнении работ по сейсмическому микрорайонированию, определение основных параметров сейсмогравитационных смещений и их учет в оценках сейсмической опасности выполняются весьма поверхностно, а в большинстве случаев вовсе игнорируются. Это связано в основном со слабой базой исходных данных, и как следствие этого, отсутствие в методических руководствах [8,9] количественных зависимостей между параметрами очагового излучения с многофакторными характеристиками и условиями возникновения сейсмогравитационных процессов.

Приводимые в работах [5,6] зависимости связывают возникновение некоторых остаточных сейсмодеформаций с макро-сейсмической интенсивностью (баллы). Для территории Арме-

нии эти зависимости становятся неприемлемыми, в связи с переходом по СНиП-94 от макросейсмической интенсивности к количественным параметрам сейсмических воздействий.

Исходя из этого, в условиях Армении становится актуальным рассмотрение возможности применения количественных зависимостей, связывающих параметры очагового излучения с условиями возникновения сейсмогравитационных смещений, полученных в работах [10,11].

Анализ некоторых мировых количественных зависимостей сейсмогравитационных смещений от параметров сейсмического излучения

Наиболее детальные исследования возникновения сейсмогравитационных смещений и явлений разжижения и осадков грунтов, связанных с сейсмическими излучениями, проводятся в США, Японии, Китае. Некоторые количественные зависимости, связывающие условия возникновения этих экзогенных процессов с величинами магнитуд землетрясений и критических значений $\alpha_{кр}$ ускорений, полученные в этих странах, по оценкам [7] носят не только региональный характер но и могут быть применены в других регионах. К этим зависимостям относятся соотношения между магнитудой землетрясения и расстояниями от очага, при которых возникают сейсмогравитационные склоновые процессы [11,12]. Численные значения этих соотношений сведены в табл.1. Представляет практический интерес также соотношение между расстоянием R и магнитудой землетрясения, при которой могут наблюдаться эффекты разжижения грунта [13,14]

$$\lg R = 0,77 M_s - 3,6 \quad (\text{Япония})$$

$$\lg R = 0,87 M_s - 4,4 \quad (\text{Китай})$$

$$\lg R = M_s - 5,03 \quad (\text{США})$$

Особо следует отметить работы Д. Кефера [10,11], где дается детальная классификация и условия возникновения сейсмогравитационных процессов, а также получены соотношения, связывающие величину критического ускорения $\alpha_{кр}$, крутизну склона и фактор стабильности (рис.1)

Таблица 1

Типы сейсмо-гравитационных смещений	4-5	5-6	6-7	7-8
Осыпи несвязанных грунтов и обвалы	0,1 - 20 км	20 - 55 км	50-100 км	100-200 км
Оползни связанных грунтов	-	0,1 - 10 км	10 - 50 км	50 - 100 км
Грунтовые потоки	-	0,2 - 15 км	15 - 55 км	55 - 110 км

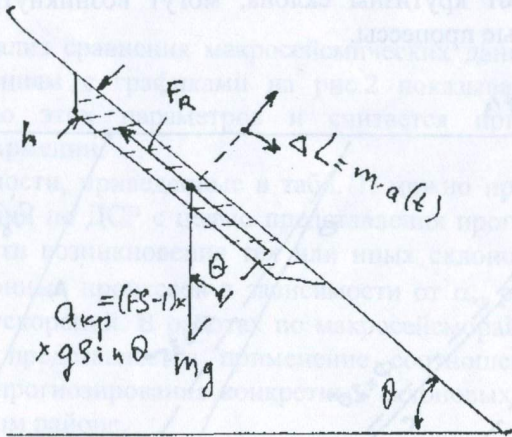


Рис.1 Модель потенциального оползня на склоне [10,11]

L - гравитационная нагрузка; F_R - сила сопротивления; $a(t)$ - сейсмическое ускорение; $\alpha_{кр}$ - критическое ускорение.

Фактор стабильности представлен соотношением

$$FS = F_{R \max} / L \quad (3)$$

где L - гравитационная сила, равная

$$L = mg \sin \theta \alpha_{кр}$$

Критическое ускорение и угол склона связаны соотношением

$$\alpha_{кр} = [F_{R \max} L^{-1} - 1] g \sin \theta \quad (4)$$

Зависимость критического ускорения от физико-механических параметров, согласно [11] имеет следующий вид

$$\alpha_{кр}/g = c'/\gamma h + (1 - \lambda) \operatorname{tg} \varphi' \cos \theta - \sin \theta \quad (5)$$

где c' - эффективное сцепление склонового материала, γ - вес материала, h - толщина, φ' - эффективный угол трения, λ - отношение порового давления к нагрузке.

На основе этих соотношений для трех типов пород были рассчитаны уровни критических ускорений, при которых, в зависимости от крутизны склона, могут возникнуть сейсмогравитационные процессы.

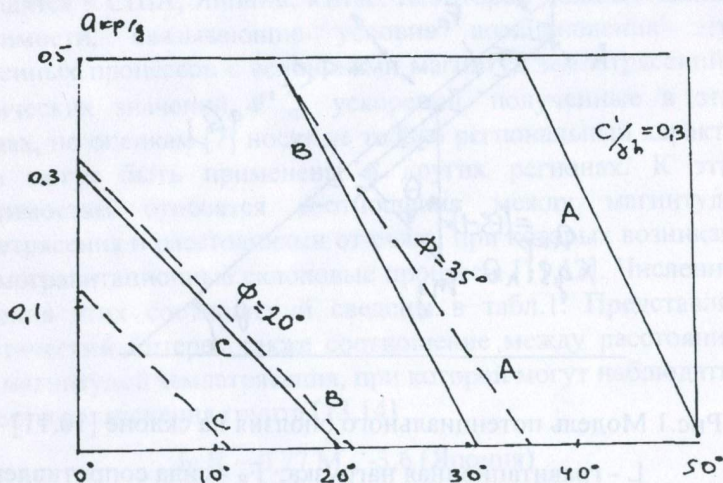


Рис.2 Зависимость уровня критических ускорений от крутизны склона по [11]. А-крепкие скальные породы; В-слабо сцементированные скальные породы; С- сланцы и глинистые породы; Φ - угол внутреннего трения; $c'/\gamma h$ - фактор связанности грунта.



-сухие породы



-водонасыщенные породы

Вышеуказанные количественные соотношения анализировались с наблюдаемыми данными сейсмогравитационных смещений, возникающих при сильных землетрясениях Закавказья. К этим землетрясениям относятся Спитакское 1988г., Рачинское 1991г., Лениканское 1926г., Дагестанское 1970г., Гукасянское 1961г., Параванское 1985г., Чхалтинское 1963г. и ряд других землетрясений.

Рассматривались условия возникновения отдельных типов сейсмогравитационных смещений при этих землетрясениях в зависимости от эпицентрального расстояния и величин ретроспективно рассчитанных значений α_{\max} горизонтальных максимальных ускорений по [13] В.Джойнера и Д.Бура, связывающих α_{\max} с расстоянием R и магнитудой M землетрясения.

Анализ сравнения макросейсмических данных по этим землетрясениям с графиками на рис.2 показывает хорошую корреляцию этих параметров и считается приемлемым в условиях Армении.

Зависимости, приведенные в табл. 1, можно применять при исследовании по ДСР с целью представления прогнозных схем возможности возникновения тех или иных склоновых сейсмогравитационных процессов в зависимости от $\alpha_{кр}$ рассчитанных значений ускорений. В работах по макросейсмрайонированию полезным представляется применение соотношения (5) для расчета и прогнозирования конкретных склоновых процессов в исследуемом районе.

Литература

- 1.Осипов В.И., Кутенов В.М., Зверев и др. Опасные экзогенные процессы. Москва, Геос, 1999, 290с.
- 2.Кропоткин П.Н., Полак Б.Г. Энергетический баланс Земли. //Земная кора сейсмоопасных зон// Верхняя мантия, # 11 Москва, "Наука", 1973, с.7-24
- 3.Садовский М.А. и др. О методе определения энергии, высвободившейся при землетрясении. ДАН СССР, 1987, т.293, #3, с.575-578.

4. Кригер Н.И., Кожевников А.Д., Колосов Е.В. Вопросы энергетики природных и техногенных геологических процессов. Москва, ИНЖЕКО, 1992, 64с.
5. Попова Е.В. Остаточные сейсмодетформации грунта и возможность их прогнозирования "Сейсмическое микрорайонирование". М., Наука, 1977, с.114-121.
6. Попова Е.В., Севастьянов В.В. Прогнозирование сейсмодетформаций грунтовых условий на сейсмическую опасность. М., Наука, 1988, с.130-138
7. Штейнберг В.В. и др. Методы и оценка сейсмических воздействий. Вопросы инженерной сейсмологии. вып.34, М., Наука, 1999 с. 5-92
8. Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность. Методическое руководство по сейсмическому микрорайонированию. М., Наука, 1988, 224с.
9. Методические основы инженерно-геологических, гидрогеологических и сейсмологических исследований в зоне бедствия Армянской ССР. Ереван, 1989, 160с.
10. Kefer D. Rock Avalanches Caused by Earthquakes /Source Characteristics/ Science. 1984 Vol.223 #4642 p.1288-1290
11. Kefer D. Landslides Caused by Earthquakes /Bull. Geol.Soc.Fvtr. 1984 Vol.95, #4 p.406-421
12. Wilson R., Kefer D. Predicting Areal Limits of Earthquake Hazards in the Los-Angeles region: An Earth-science Perspective. Wash (D.C) 1985 p.317-346.
13. Kuribayashi E., Tatsuoka F. Brief Review of Liquefaction During Earthquakes in Japan /Soilsand Found. 1975. Vol.15#4 p.81-92
14. Tinsley J., Voud T., Perkins D., Chen A. Evaluating Earthquake Hazards in the Los-Angeles region. An Earth Science Perspective. Wash (D.C.) 1985, p.263-316

НАВЕДЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ В РАЙОНЕ АХУРЯНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

ГЕДАКЯН Э. Г.
(ИГИС НАН РА)

По мере увеличения техногенных воздействий на природу было выявлено, что земная кора активно реагирует на эти воздействия. Первым проявлением влияния техногенных воздействий на сейсмичность явились землетрясения, связанные с заполнением крупных водохранилищ [1]. Вероятность возникновения так называемых "наведенных землетрясений" значительно повышается с увеличением объемов и высоты плотины, а также геодинамическим состоянием геологической среды под водохранилищем [2].

В сейсмоактивных регионах создание крупных искусственных водохранилищ приводит к общему повышению сейсмичности [3,4,5].

Именно к таким водохранилищам относится Ахурянское водохранилище (объем воды $V=500$ миллион m^3 , $H=60m$), расположенная непосредственно в очаговой зоне Лениаканского землетрясения 22 октября 1926 года с магнитудой $M \approx 6.0$. С целью выявления "наведенных землетрясений", связанных с процессом заполнения и эксплуатации водохранилища, исследовался сейсмический режим территории акватория Ахурянского водохранилища и прилегающих районов. (рис.1).

На основе многолетних данных инструментальных наблюдений рассматривался характер изменений параметров сейсмического режима при различных этапах эксплуатации водохранилища. В качестве этих параметров изучались:

- частота повторения слабых землетрясений во времени $N(T)$ (рис.2,3);
- суммарная величина высвобожденной сейсмической энергии $\Sigma E(T)$ (рис.4);
- величина снятых сейсмодетонаций во времени $\Sigma \sqrt{E}(T)$.

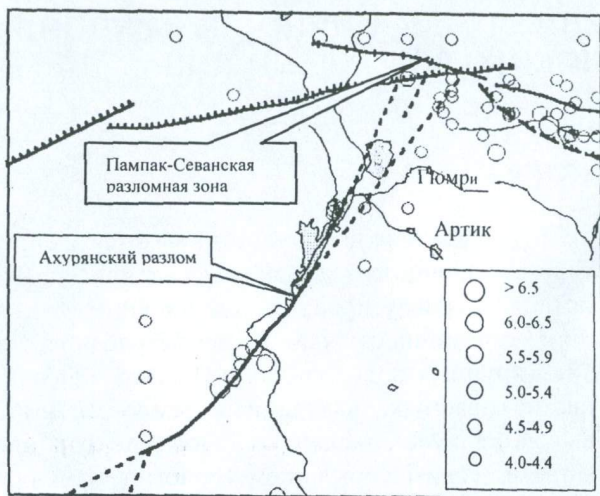


Рис.1. Карта эпицентров землетрясений района Ахурянского водохранилища за период с 139-2000гг. с $M \geq 4.0$

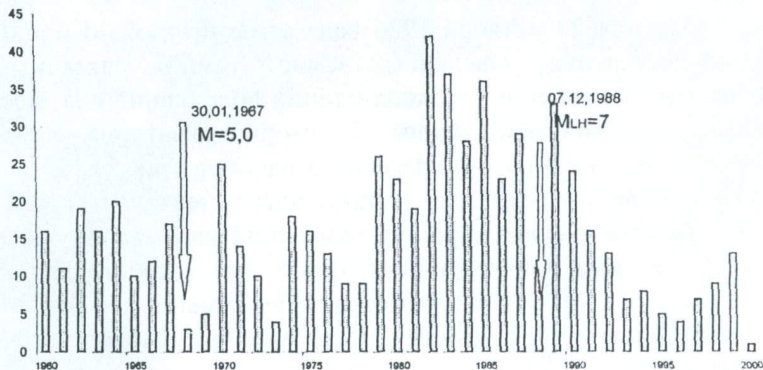


Рис.2. Изменение во времени количества сейсмических толчков $N(T)$ за период 1962 по 2000 гг.

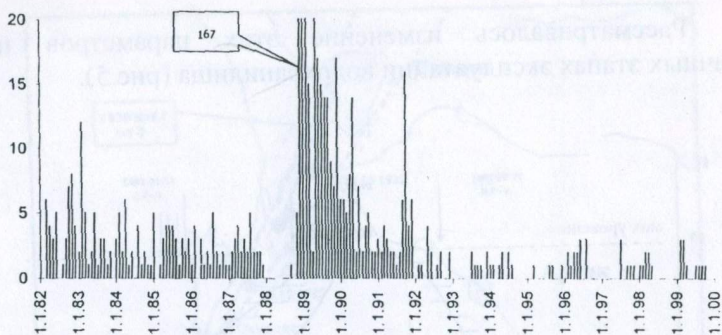


Рис.3. Изменение во времени количества сейсмических толчков $N(T)$ по месяцам за период эксплуатации плотины с 1982 по 2000 гг.

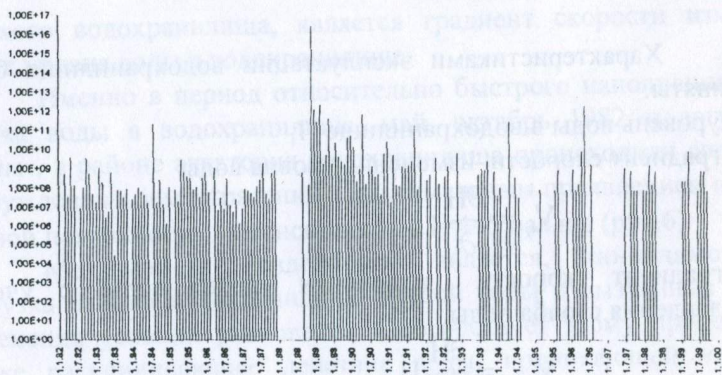


Рис. 4. Выделившаяся суммарная сейсмическая энергия ΣE .

Рассматривалось изменение этих параметров при различных этапах эксплуатации водохранилища (рис.5).

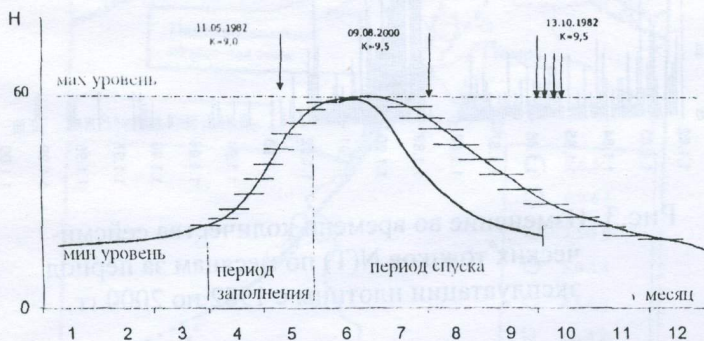


Рис.5. График эксплуатации водохранилища

Характеристиками эксплуатации водохранилища были приняты:

- уровень воды в водохранилище H ;
- градиент скорости изменения уровня воды

$$V_y = \frac{\partial H}{\partial t};$$

- градиент скорости изменения уровня воды, с учетом давления столба воды

$$V_{y.н.} = \frac{\partial H}{\partial t} H.$$

Выявлено, что зависимость между параметрами носит нелинейный характер и свидетельствует о более сложных связях, обусловленных влиянием нескольких, одновременно действующих факторов.

Наиболее существенным фактором, влияющим на пространственно-временной ход сейсмичности в районе Аху-

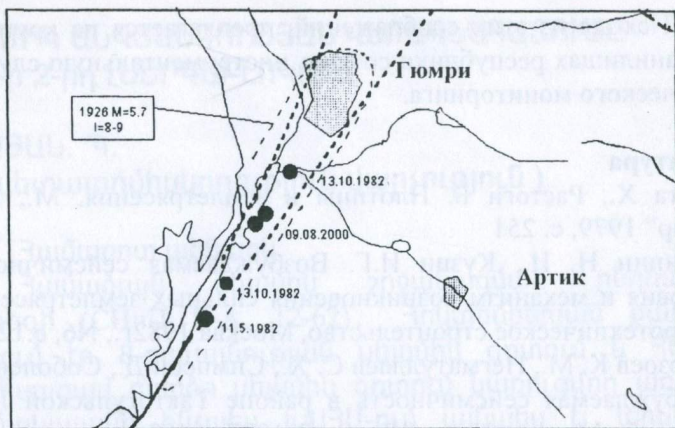


Рис.6 Эпицентры землетрясений вызванные воздействием эксплуатации водохранилища

рянского водохранилища, является градиент скорости изменения уровня воды в водохранилище.

Именно в период относительно быстрого наполнения и спуска воды в водохранилище, май, октябрь 1982 и август 2000гг., в районе акватория водохранилища происходили серии возбужденных землетрясений с максимальным проявлением на земной поверхности, интенсивностью $I=4\div 5$ баллов (рис.6)

Механизмом воздействия является, по-видимому, загрузка района водохранилища массой воды и вызванные ею изменения условий равновесия. Способствует этому процессу также расклинивающее действие воды, проникающей через трещины и разлом вглубь земной коры, что снижает прочностные свойства горных пород.

Необходимо отметить, что искусственные воздействия на геологическую среду, путем создания водохранилищ, приводит к негативному изменению естественных природных процессов, повышению сейсмического риска, возбуждению землетрясений, которые при других обстоятельствах могли не произойти.

Исходя из этих соображений, предлагается на крупных водохранилищах республики создать инструментальную службу сейсмического мониторинга.

Литература

1. Гупта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения. М., Изд. "Мир" 1979, с. 251
2. Калинин Н. И., Кузин И.Г. Возбуждаемая сейсмичность, условия и механизм возникновения сильных землетрясений. Гидротехническое строительство, Москва 1982г., №6, с.12-16.
3. Мирзоев К. М., Негматуллаев С. Х., Симпсон Д., Соболева О. Возбуждаемая сейсмичность в районе Тактогульской ГЭС. Душанбе-Москва. Из-во "Дониш", 1987, с.402.
4. Николаев Н. И. О состоянии изучения проблемы возбуждения землетрясений, связанных с инженерной деятельностью. Сб. Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим. Москва, Из-во "Наука", 1977, с. 8-21.
5. Плотникова Л. М., Уломов В. И., Махмудова. В. И. Влияние Чарвакского водохранилища на параметры сейсмического режима. Сб. Экспериментальная сейсмология в Узбекистане. Ташкент, Из-во "ФАН" Узб. ССР, 1983, с. 31-42.

ՍԵՅՍՄԻԿ ԱՆՎՏԱՆԳՈՒԹՅԱՆ ՎԵՐԱԳՆԱՅԱՏՈՒՄԸ ՀԱԷԿ-ի 2-րդ ԷՆԵՐԳԱԲԼՈԿՈՒՄ

ԶԱՂՈՅԱՆ. Պ.

(Հայպետատոմհսկողություն վարչություն)

Համառոտ ակնարկ

Համաձայն սեյսմիկ շրջանացման ընդհանուր քարտեզի (СНП II-A. 12-62), Հոկտեմբերյան քաղաքը գտնվում էր 8-բալայնության սեյսմիկ գոտում և ՀԱԷԿ-ը հանդիսացավ բարձր սեյսմիկ գոտում կառուցվող առաջին ատոմակայանը ինչպես ԽՍՀՄ-ում այնպես էլ արևելյան Եվրոպայում: ՀԱԷԿ-ի հարթակի ինժեներա-հետախուզական աշխատանքների անցկացման ժամանակ դեռևս ձևավորված չէին այդպիսի հարթակներում տեղակայվող ատոմակայանների հարթակների սեյսմոլոգիական հետազոտությունների անցկացման ծավալին ու մեթոդակարգին ուղղված նորմատիվ պահանջները:

Ակադեմիկոս Ա. Գ. Նազարովի ղեկավարությամբ կատարված համալիր հետախուզական և հետազոտական աշխատանքների արդյունքում հաստատվեց, որ ՀԱԷԿ-ի հարթակի սեյսմիկ պայմանները բնութագրվում են առավելագույն հաշվարկային երկրաշարժի (ՄՐ3) 8 և նախագծային երկրաշարժի (ՄՅ3) 7 բալանոց ուժգնություններով: Հանրապետական (ԳԱ ԵԻՍԻ, ՀայշինճարտԳՀԻ) և կենտրոնական մի շարք ինստիտուտների (ЦНИИПСК, ЦНИИСК им.В.А.Кучеренко, Теплоэлектропроект, ИАЭ им. И.В.Курчатова) կողմից 1970-75թթ. կատարված հատուկ հետազոտությունների շնորհիվ կանխորոշվեցին ՀԱԷԿ-ի սեյսմիկ անվտանգության մոտեցումները: Սեյսմակայունության և անվտանգության բարձրացման լրացուցիչ բոլոր լուծումներն ու միջոցառումները 2-րդ էներգաբլոկում իրականացվեցին մինչ նրա շահագործումը:

Նորմատիվ պահանջների զարգացման հետ մեկտեղ (1987թ. թողարկվեց ատոմակայանների նախագծման առաջին նորմերը՝ ПН АЭ Г-5-006-87), հաշվի առնելով ատոմակայանների վրա աշխարհում տեղի ունեցած երկրաշարժերի

հետևանքները, կատարվեցին անվտանգության բարձրացմանն ուղղված նախագծա-կոնստրուկտորական մշակումներ (այստեղ հարկ է նշել, որ 1977թ Վրանչայի երկրաշարժի ժամանակ արևելաեվրոպական մի շարք ատոմակայաններ ենթարկվեցին ուժգին ցնցումների):

Մասնավորապես, 1988թ. վերակառուցման նախագծով նախատեսված էր, արդեն համաձայն նորմատիվ պահանջների, լրացուցիչ ստուգել առաջին և երկրորդ կոնտուրների անվտանգությանն առընչվող խողովակաշարերի սեյսմակայունությունը: Ընդ որում, որպես առավելագույն նախագծային վթար ընդունվում է առաջին կոնտուրի խտացվածության կորուստը (разуплотнение), որն համարժեք է կայանի լիովին հոսանքազրկմանն համընկած մինչ $\varnothing 200$ ջերմատարի միակողմանի հոսքին: Համաձայն նոր պահանջներով կատարված հաշվարկային արդյունքների, ապարատային բաժանմունքի սեյսմակայունությունը (MP3-8) ապահովվում էր մինչ 10.5մ նիշը (ներառյալ հերմոզոման) իսկ ուժեղացման կարիք ունեին ավելի վեր գտնվող, ինչպես նաև լայնական ու երկայնական հարկաբաժինների կոնստրուկցիաները:

Սպիտակի երկրաշարժի ժամանակ կայանի էներգաբլոկները մնացին նոմինալ հզորության պայմաններում: Միութենական միջգերատեսչական հանձնաժողովը եզրահանգեց, որ ՀԱԷԿ-ը դիմակայել է 5.5 բալ ուժգնության երկրաշարժի (կանգառի ինքնաշխատ համակարգը՝ СИАЗ, գործում է 6-ից բարձր բալայնության դեպքում): Շենքերի կառուցվածքների և սարքավորումների հետազննումը որևէ խախտում չհայտնաբերեց: Ռեակտորային բաժանմունքի շինարարական կոնստրուկցիաների ուժեղացման աշխատանքները ավարտվեցին կայանի կանգառի և շահագործման վերսկսման նախապատրաստման փուլում:

Այդ թվում իրականացվեցին.

- ռեակտորի կորպուսի և կցախողովակների մետաղի, շոգեգեներատորի կորպուսի ու խողովակային համակարգերի ստուգումը;

- հակազդեցության ճշգրտված սպեկտրներով ռեակտորի համակարգի սեյսմակայունության մոտավոր հաշվարկի արդյունքների հիման վրա մի շարք հանգույցների նկատմամբ մշակվեցին սեյսմաուժեղացման կոնստրուկտորական մեթոդներ;
- էներգաբլոկի վրա մոնտաժվել են կորպուսի ու 100մմ տրամագծից առավել խողովակաշարերի դիագնոստիկ համակարգի և 1-ին կոնտուրի թույլ ամրացված առարկաների հայտնաբերման համակարգը;
- էլեկտրասնուցման համակարգի հուսալիության 1-ին և 2-րդ խմբի վերակառուցումը, 1-ին խմբում տեղադրվել են սեյսմակայուն մարտկոցներ;
- լայնական և երկայնական հարկաբաժինների կրող կոնստրուկցիաները ուժեղացվել են լրացուցիչ ուղղաձիգ և հորիզոնական կապերի միջոցով, միացնելով դրանք ապարատային մասնաշենքի կոշտ համակարգին;
- մեքենային մասնաշենքի սյուների միջև տեղադրվել են ուղղաձիգ ու հորիզոնական կապեր;
- ամրացվել են պատի արտաքին պանելները;
- ֆախվերկի ու հեծանների միջոցով ամրացվել են հարկաբաժնի պատերի միջնորմները;
- ուժեղացվել են դիզելային-էլեկտրակայանի կրող կոնստրուկցիաները ավելացնելով կառույցի ընդհանուր կոշտությունը;

Սեյսմիկ վերազնահատման անհրաժեշտությունը

Սեյսմիկ իրադարձություններից ստացված նոր տեղեկություններն ու գիտելիքները, սեյսմիկ վտանգի առավել բարձր մակարդակը, ինչպես նաև միջազգային հանրության կողմից ատոմակայանների սեյսմիկ անվտանգության ոլորտում համընդհանուր ճանաչում գտած չափանիշների ու պահանջների համապատասխանությունը ստուգելու նպատակով անհրաժեշտ համարվեց 2-րդ էներգաբլոկում իրակացնել սեյսմիկ անվտանգության համալիր վերազնահատում:

Չնայած 2-րդ էներգաբլոկի կառուցման ու շահագործման տարբեր փուլերում իրականացված միջոցա-

ռուններին, տվյալ խնդրում պարզորոշ ու ամբողջական պատկեր ստանալը առընչվում է առավել ճշգրիտ, ժամանակակից մեթոդակարգերի ու մոտեցումների կիրառման հետ: Նման մոտեցումով հնարավոր կլինի ներկայացվող առավել խիստ պահանջների լույսի ներքո բացահայտել թե՛ նվազ ապահով հանգույցները և թե՛ գոյություն ունեցող պաշարները:

Հատկանշանական է, որ սկսած 1990-ականներից սեյսմիկ վերազնահատման են ենթարկվում նաև բոլոր արևելաեվրոպական առումակայանները: Ընդհանուր տեղեկության կարգով աղյուսակ 1-ում բերված է մի քանի կայաններում հիմնախնդրի վիճակը.

Աղյուսակ 1.

Կայանի անվ.	Երկիրը	բլոկն. թիվը	Շահագործ. սկիզբը	Նախագծային երկրաչափ	Վերանայված երկրաչափ	Ընթ-ը
Կոզլոդոյ	Բուլղարիա	6	1974-91	0.2g	0.25g	Շարունակ. է
Բոհունիցե	Սլովակիա	4	1979-85	-*	0.25g	-
Մոհովցե		2	1993	0.05g	0.2g	-
Դուկովանի	Չեխիա	4	1985-87	0.06g	0.1g	-
Տենելին		2	1996	0.06g	0.1g	-
Պակշ	Հունգարիա	4	1983-87	-	0.25g	-
Ջապորոժե	Ուկրաինա	6	1980-88	-	0.1g	-
Յուժնայա		3	1983-85	-	0.15g	-

Վերազնահատման գործընթացը

1992-95թ. ընթացքում ՀԱԵԿ-ի հարթակի սեյսմիկ վտանգի որոշման նպատակով կատարվեցին լրացուցիչ հետախուզական-հետազոտական ուսումնասիրություններ: Հանրապետական վեց կազմակերպությունների մասնակցությամբ կատարված համալիր աշխատանքները ամփոփվեցին միավորված հաշվետվությունում [1]: Ուսումնասիրվեցին հարթակին առընչվող հրաբխային վտանգը, պատմական սեյսմիկությանը, երկրաբանության, տեկտոնիկայի, գեոֆիզիկայի ու հարթակի սեյսմիկ վտանգի հիմնախնդիրները: Որոշ հանձնարարականներով հանդերձ, ներկայացված արդյունքների հիման վրա ԱԵՄԳ-ի կողմից մշակվեց և կարգավորող մարմնին ներկայացվեց ՀԱԵԿ-ի վերազնահատման մեթոդակարգի ուղեցույցը [2] (համանման

ուղեցույցներ ընկած են նաև արևելաեվրոպական ատոմակայանների սեյսմիկ վերազնահատման գործընթացների հիմքում): Վերազնահատման ընթացակարգը լիովին կարգավորվում և վերահսկվում է այդ նպատակով կազմված Օրագրի միջոցով [3]:

Գործող ատոմակայանների սեյսմիկ անվտանգության վերազնահատման բավականաչափ բարդ ու տեխնիկապես ծանր խնդիրը լուծելու նպատակին է ուղղված "Սեյսմակայունության պաշարի գնահատման" մեթոդակարգը [4]: Ըստ որի, վերանայված մակարդակի երկրաշարժի ազդեցության դեպքում որոշվում է ատոմակայանի բարձր-ապահովությանը-խափանման-ցածր-հավանականության (HCLPF) ունակությունը: Այստեղ վերազնահատման են ենթարկվում միայն կայանի այն համակարգերն ու բաղադրիչները, որոնք, վերանայված մակարդակի երկրաշարժին հաջորդած ժամանակահատվածում պետք է ի վիճակի լինեն կայանը բերել անվտանգ կանգառի և ապահովեն այն երկրաշարժին հաջորդած 72ժամ տևողությամբ: Ընդ որում, ընդունվում է, որ կայանը հոսանքազրկված է և խափանված է նրա արտաքին ջրասնուցումը: Դիտարկվում են անվտանգ կանգառի հասցնելու հիմնական ու երկրորդական ուղիներ, ինչպես նաև կանգառի տաք կամ սառը տարբերակները: Շենքերի, կառույցների, համակարգերի ու բաղադրամասերի սեյսմակայունության հաշվարկների օգտագործվող մեթոդակարգերն ու ընթացակարգերը, ինչպես նաև գործընթացների կարգավորումը ընթանում են համաձայն [5,6]:

1. Վերանայված մակարդակի երկրաշարժ

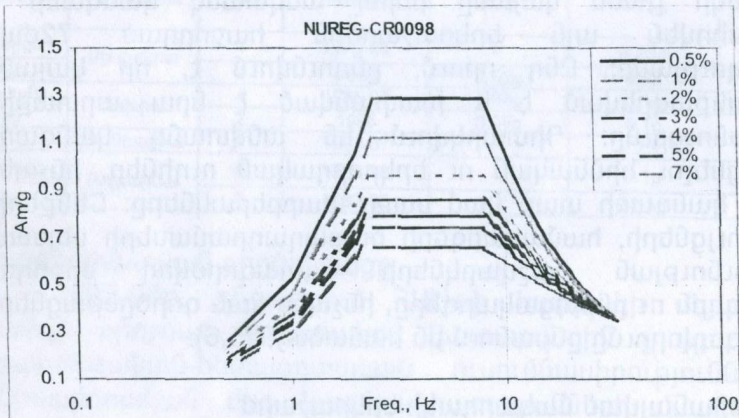
ՅԱԷԿ-ի արդյունաբերական հարթակի մոտակա ակտիվ խզվածք համարվում է Արաքսի խզվածքը, որը գտնվում է 19 կմ հեռավորության վրա ($M=6.5$): Տարածաշրջանի ամենախոշոր սեյսմիկ իրադարձությունը համարվում է 1840թ. Արարատի երկրաշարժը ($M=7.4$):

Ենթատարածաշրջանը համարվում է թույլ ակտիվ սեյսմոտեկտոնիկ տարածք, նկատվող երկրաշարժերը այստեղ ունեն դիսպերսիոն բնույթ [1]:

Վերանայված մակարդակի երկրաշարժը բնորոշվում է հետևյալ պարամետրերով.

- Ազատ դաշտի գրունտի հորիզոնական առավելագույն արագացումը հավասար է 0.35g –84% ապահովության համար;
- Ընդունվում է 50% ապահովության NUREG/CR-0098 սպեկտրը;
- Ուղղաձիգ բաղադրիչը կազմում է հորիզոնականի -2/3-ը:

Վերանայված մակարդակի երկրաշարժի հաշվարկային սպեկտրի հորիզոնական բաղադրիչը, մարման տարբեր մեծությունների համար, բերված է նկ.1-ում (հաճախությունների շերտ):

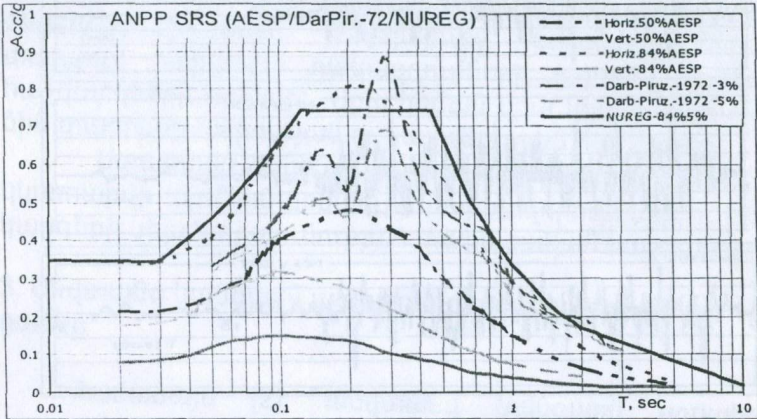


Նկ.1.

ՀԱԷԿ-ի հարթակի հակազդեցության հաշվարկված սպեկտրի [1], ինչպես նաև նախկինում ստացված [7]

* 84%-ով ապահովվում է իրական երկրաշարժի ժամանակ վերանայված երկրաշարժի մեծությունից արագացման սպեկտրի պիկի արժեքի չգերազանցման հավանականությունը:

սպեկտրների բաղադրումը NUREG/CR-0098 սպեկտրի հետ [2], բերված է նկ.2-ում (ժամանակային շերտ):

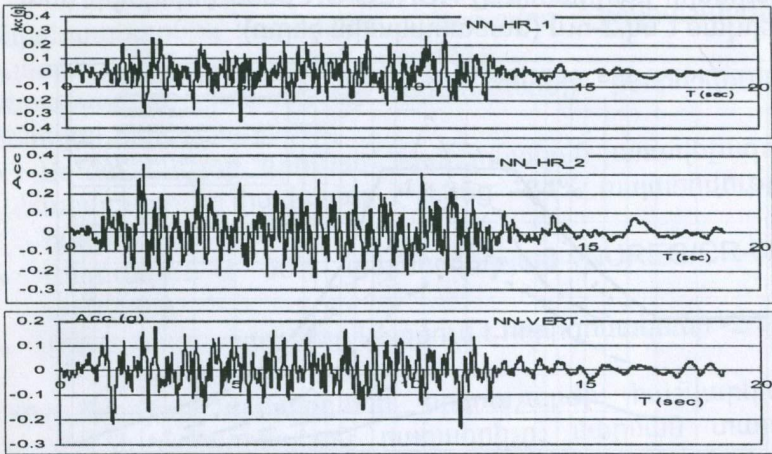


Նկ.2

Հաշվարկային սպեկտրներից արհեստական արքելե-րոգրամների հաշվարկման ընթացակարգին ներկայացվող պահանջների համաձայն [5,6] հաշվարկված արքելե-րոգրամները բերված են նկ.3-ում (5%):

Հաշվարկված արագացումներին ներկայացվում են հետևյալ պահանջները.

1. Ամպլիտուդը և տևողությունը համապատասխանում են հարթակի սեյսմիկ տվյալներին;
2. Ջրոյական պարբերության միջին արժեքը \geq գրունտի նախագծային սպեկտրից;
3. $R = \sum S_{\text{հաշվ}}(f_i) / \sum S_{\text{նախագծ}}(f_i) \geq 1$;
4. Բոլոր հաճախությունների համար $S_{\text{հաշվ}}(f_i) \geq 0.9 S_{\text{նախագծ}}(f_i)$;
5. Խտության բաշխման սպեկտրը՝ $PSD_{\text{հաշվ}} \geq 0.8 PSD_{\text{նախագծ}}$, $PSD(\omega) = 2[F(\omega)]^2 / 2\pi t_{m_i}$;
6. Կորելացիոն գործակիցը՝ $\rho_{1,2} = E(x_1 - m_1)(x_2 - m_2) / (s_1 s_2) \leq 0.3$



Նկ.3

2. Մոդելավորումն ու հաշվարկը

Գլխավոր մասնաշենքի ու դիզել-գեներատորի մասնաշենքի հարկային հակազդումների սպեկտրների հաշվարկները արված են տարածական մոդելների հիման վրա: Արդյունքները գնահատվում են որպես պահպանողական, քանզի չեն օգտագործված հակազդումները մեղմացնող միջառք հանգամանքներ:

Հարթակի վերին շերտերի երկրաբանական կտրվածքը օժտված է որոշակի առանձնահատկությամբ: Ապառաժային ձևավորումների միջև առկա է 10-15մ հզորության միջփուլային կազմավորման նստվածքաշերտ: Գլխավոր մասնաշենքը լիովին հիմնված լինելով վերին բազալտե շերտի վրա, ռեակտորի հորանը, միաժամանակ, անցնելով նշված շերտի միջով հասնում է երկրորդ բազալտին: Այս հանգամանքը ենթակա է առավել խորը ուսումնասիրման, մասնավորապես, գրունտ-կառուցվածք փոխազդեցության էֆեկտի ճշգրիտ հաշվառման, այն է հաճախությունից կախված իմպեդանսի ֆունկցիաների կիրառմամբ: Հաճախությունից անկախ գործակիցների միջո-

ցով մադելավորված հիմնատակի հաշվարկները գնահատվել են որպես չափազանց պահպանողական: Հարկ է ճշգրտել նաև հիմքի տիրույթի շրջակայքում սեյսմիկ ալիքի կրած ձևափոխությունները: Ներկայումս աշխատանքներ են տարվում հարկային հակազդումների առավել հիմնավոր հաշվարկների համար: Սրա հիման վրա կկատարվի առանձին տարրերի ամրության ու կայունության հաշվարկը:

Ստացված վերջնական հակազդումների հիման վրա կկատարվի առաջին կոնտուրի սարքավորումների ու համակարգերի սեյսմակայունության տարածական հաշվարկը:

3. Անվտանգ կանգառն ապահովող սարքավորումների ցանկը

Համաձայն [2], անվտանգ կանգառն ապահովող սարքավորումների ցանկը պետք է ներառի այն սարքավորումների նվազագույն ցանկը, որոնք վերանայված երկրաշարժի ժամանակ և դրանից հետո պետք է ապահովեն կայանի անվտանգության համակարգերի անխափան գործունեությունը: Ցանկում ներառված է մոտ 2500 անվանում:

Երկրաշարժի ժամանակ և դրան հաջորդած ժամանակամիջոցում այդ սարքավորումների հիմնական նշանակությունը կայանում է հետևյալում.

- Ռեակտիվության վերահսկում;
- Ռեակտորի սառեցման համակարգի ճնշման վերահսկում;
- Ռեակտորի մնացորդային ջերմահեռացում;
- Սառեցման համակարգի կառավարում:

Այս խնդրի շրջանակներում կազմվում է նաև Վերանայված երկրաշարժի ժամանակ կայանի անվտանգ կանգառի սցենարը:

Ցանկում ներառված համակարգերի ճնշող մեծամասնության համար չի պահանջվում կատարել սեյսմակայունության հատուկ հաշվարկ, դրանց անվտանգությունը գնահատվում է հատուկ մեթոդակարգով անցկացվող հետազննման միջոցով (GIP SQUG), որի շրջանակներում երբեմն

անհրաժեշտ է կատարել մոտավոր հաշվարկներ՝ ինտեգրոն ուժերի ստատիկ կիրառմամբ:

4. Սեյսմակայունության հետազննում

ՀԱԷԿ-ի 2-րդ էներգաբլոկում անցկացվել է սեյսմակայունության միջանկյալ հետազննում, որի նպատակն էր բացահայտել.

1. սարքավորումների բնութագրերն ու սեյսմաապահովությունը (սեյսմատունակությունը);
2. սարքավորումների խարսխման ապահովությունը;
3. խարսխից սարքավորում սեյսմիկ ճիգերի «երթուղին»;
4. մոտ տեղակայված տարրերի հնարավոր տարածական փոխազդեցությունը:

Յուրաքանչյուր բաղադրամասի համար քննարկվում է հետազննման երեք հնարավոր տարբերակ.

1. կատարելագործում կամ ուժեղացում չի պահանջվում;
2. սեյսմատունակությունը ամորոշ է, պահանջվում է հետագա հաշվարկ՝ ամրացման անհրաժեշտությունը պարզելու համար;
3. սեյսմատունակությունը համապատասխանում է վերանայված մակարդակի երկրաշարժին:

Միջանկյալ հետազննման փուլում փաստվել է, որ չնայած ընդհանուր առմամբ բարվոք պատկերին, հատուկ հանձնարարակներ պետք է իրականացվեն բորի հանգույցի բաքերի, որոշ ջերմափոխադրիչների, կաբելային ուղիների հենարանների, էլեկտրական պահարանների, որոշ խողովակաշարերի լայնական տեղափոխությունների սահմանափակման և մի շարք այլ դեպքերի համար: Թեթևակի կամ դյուրին ամրացվող դեպքերը ներկայումս գտնվում են իրականացման փուլում:

Վերջնական վերլուծության հիման վրա կազմվում է գլոբալ ուժեղացումների կամ ամրացումների իրականացման նախագիծ (դրանց անհրաժեշտության դեպքում), որն և ներդրվում է ըստ առաջնայնության:

Ատոմակայանի սեյսմիկ անվտանգության վերազնահատման վերջնական փուլ համարվում է սեյսմիկ ան-

վտանգության հավանական գնահատումը, համաձայն որի, գնահատվում է Վերանայված մակարդակի երկրաշարժի ազդեցությանից Ցանկուն ներկայացված այս կամ այն համակարգի կամ բաղադրամասի խափանման հավանականության մեծությունը: Այս գնահատականը իր հերթին ներառվում է կայանի անվտանգության հավանական վերլուծության համընդհանուր ընթացակարգում:

Գրականություն

1. Доизучение сейсмических условий ААЭС. Сводный отчет, Армотомэнергосейсмопроект, Ереван, 1995г.
2. Technical Guidelines for Seismic Re-Evaluation and Upgrading Programme of the Armenian Nuclear Power Plant, Unit-2, IAEA, Vienna, 1997.
3. Программа сейсмической переоценки 2-го блока ААЭС, 2000г.
4. US EPRI, Seismic Margin Assessment, 1991.
5. ASCE-04 Standard, Seismic Analysis of Safety Related Nuclear Structures, 1997.
6. US NUREG-0800, Standard Review Plan, rev. 2. Aug. 1989.
7. Дарбинян, С.С., Пирузян, С.А. О прогнозе сейсмического воздействия для территории строительства ААЭС. Строительная механика и расчет сооружений, М., 5/1979.

ПРЕДЛОЖЕНИЯ ДЛЯ ВКЛЮЧЕНИЯ В ШКАЛУ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ

**КАРАПЕТЯН Б.К., КАРАПЕТЯН К.Б.
(НАН РА)**

Для установления интенсивности землетрясения используются Шкалой сейсмической интенсивности. В ней интенсивность выражается в баллах и определяется на основании характера повреждений зданий, остаточных явлений в грунтах, поведения людей и животных, положения различных предметов, а также замеренных величин параметров колебаний при землетрясении.

Признавая важность создания единой международной шкалы сейсмической интенсивности, ЮНЕСКО, на своем Международном совещании по сейсмологии и сейсмостойкому строительству в Париже в 1964 году, рекомендовало временное использование Шкалы MSK-64, которая была составлена на основании модификации существующих шкал, использования материалов полевого изучения последствий сильных землетрясений и анализа проектных решений зданий, возведенных в сейсмических районах [1]. Несмотря на рекомендацию о временном использовании, а также некоторые недостатки, этой шкалой пользуются до настоящего времени.

В Шкале MSK-64 интенсивность землетрясения устанавливается по степени повреждений зданий, в которых не применены антисейсмические мероприятия.

Между тем количество таких зданий в сейсмических районах со временем становится все меньше и, наоборот, количество современных зданий с антисейсмическими мероприятиями становится все больше и больше. И поэтому при обследовании сильных землетрясений, в первую очередь следует учитывать поведение зданий, в которых осуществлены антисейсмические мероприятия.

В результате изучения поведения зданий и сооружений, в которых применены антисейсмические мероприятия, при сильных и разрушительных землетрясениях и, особенно, при Спитакском землетрясении 7 декабря 1988г., нами разработаны предложения для включения в шкалу сейсмической интенсивности. Они в части количественной оценки поврежденных зданий и оценки степени повреждений в них имеют общий характер и относятся как к зданиям с антисейсмическими мероприятиями, так и к зданиям, в которых не применены антисейсмические мероприятия [2].

Здания делятся на те же 3 типа, как в MSK-64: А, В, С (без антисейсмических мероприятий) и еще на 6 типов с антисейсмическими мероприятиями: В7 и С7 - с учетом 7-балльной расчетной сейсмичности; В8 и С8 - с учетом 8-балльной расчетной сейсмичности; В9 и С9 - с учетом 9-балльной расчетной сейсмичности. При этом делается примечание о том, что для других типов зданий и сооружений (их можно перечислить) сведения в шкале не приводятся, но их следует учитывать при оценке балльности землетрясения.

Количество зданий и сооружений предлагается 6 видов:

- I. единичные здания - до 5% от всех зданий;
- II. отдельные здания - 6-10% от всех зданий;
- III. некоторые здания - 11-25% от всех зданий;
- IV. многие здания - 26-50% от всех зданий;
- V. большинство зданий - 51-95% от всех зданий;
- VI. все здания - 96% и более от всех зданий.

Повреждения в зданиях и сооружениях классифицируются по 6 степеням:

- 1 - легкие повреждения;
- 2 - умеренные повреждения;
- 3 - существенные повреждения;
- 4 - тяжелые повреждения;
- 5 - разрушения;
- 6 - обвалы, полное разрушение.

Указанные повреждения следует более детализировать по сравнению с теми описаниями повреждений, которые приведены в шкале MSK-64.

Ниже в таблице 1 приводятся разработанные нами предложения для оценки интенсивности сильных и разрушительных землетрясений по повреждениям зданий с антисейсмическими мероприятиями. В ней даются количества (римскими цифрами) и степени повреждений (арабскими цифрами) зданий с антисейсмическими мероприятиями в зависимости от их типа (B и C) и расчетной интенсивности [7, 8, 9]. Эта таблица может быть использована уже сейчас, как дополнение к соответствующей таблице Шкалы сейсмической интенсивности MSK-64.

Таблица 1
Оценка интенсивности землетрясения по количеству и степени повреждений зданий с антисейсмическими мероприятиями

Интенсивность	Типы зданий с антисейсмическими мероприятиями					
	B7	C7	B8	C8	B9	C9
7	I-2	I-1				
	II-1					
8	I-4	I-3	I-2	I-1		
	II-3	II-2	II-1			
	III-2	III-1				
	IV-1					
9	III-6	II-6	I-4	I-3	I-2	I-1
	IV-5	III-5	II-3	II-2	II-1	
	V-4	IV-4	III-2	III-1		
			IV-1			
10	VI-6	V-6	III-6	II-6	I-4	I-3
			IV-5	III-5	II-3	II-2
			V-4	IV-4	III-2	III-1
					IV-1	

Приведенные в таблице показатели могут быть уточнены в дальнейшем, по мере накопления новых данных по обследованиям сильных и разрушительных землетрясений.

Переходя к инструментальной части Шкалы MSK-64, отметим, что в ней приведена таблица, в которой даны условные характеристики колебаний при землетрясениях интенсивностью от 5 до 10 баллов. Этими характеристиками являются: ускорение (a) и скорость (v) колебаний почвы и смещение центра

массы маятника (c_0) с периодом собственных колебаний $T_0=0.25c$ и декрементом колебаний $d=0.5$.

Рассмотрение приведенных в этой таблице данных показывает, что значения скоростей почвы установлены путем деления значений ускорений колебаний почвы на $2\pi/T$, принимая при этом период колебаний почвы при землетрясении $T=0.5c$.

Для установления значений смещений колебаний почвы, по всей вероятности, значения скоростей также следует делить на $2\pi/T$, но принимая при этом T равным не $0.5c$, а $1.0c$, поскольку записи смещений при землетрясении характеризуются более длинными периодами колебаний почвы.

Таким образом, считаем целесообразным и предлагаем указанную таблицу дополнить полученными таким путем значениями смещений колебаний почвы при землетрясениях. Тогда таблица характеристик колебаний, приведенная в шкале MSK-64, станет более полной и может быть представлена в виде приводимой ниже таблицы 2.

Таблица 2

Характеристики колебаний при землетрясениях
различной интенсивности

I	a, см/с ²	v, см/с	d, мм	c ₀ , мм
V	12-25	1.0-2.0	1.5-3.0	0.5-1.0
VI	25-50	2.1-4.0	3.1-6.0	1.1-2.0
VII	50-100	4.1-8.0	6.1-12.0	2.1-4.0
VIII	100-200	8.1-16.0	12.1-25.0	4.1-8.0
IX	200-400	16.1-32.0	25.1-50.0	8.1-16.0
X	400-800	32.1-64.0	50.1-100.0	16.1-32.0

Кроме этого, предлагаем в инструментальной части шкалы привести кривые приведенных сейсмических ускорений t (T, d), поскольку на сейсмических станциях, расположенных в сейсмоактивных районах, а также на инженерно-сейсмологических станциях, организованных в характерных зданиях, наряду с приборами СБМ, записывающими c_0 (приведенные в таблице 1 шкалы), в обязательном порядке установлены многомаятниковые сейсмометры ИГИС, по записям которых и строятся эти кривые.

Большая работа в этом направлении проведена в ИГИС Назаровым А.Г. и Дарбиняном С.С. Были даны рекомендации по шкале сейсмической интенсивности [3]. Ими, на основании анализа большого количества данных, получены средние спектры приведенных сейсмических ускорений для землетрясений интенсивностью 6, 7, 8 и 9 баллов.

Мы предлагаем эти средние спектры поместить в инструментальную часть шкалы сейсмической интенсивности, в дополнение и обогащение данных по спектру действия c_0 , который приведен в шкале, поскольку вычисленные нами из этих спектров значения c_0 для $T=0.25c$ совпадают.

В заключение отметим, что основным предложением является - приступить к составлению новой шкалы сейсмической интенсивности.

Литература

1. Медведев С.В., Шпонхоер В., Карник В. Шкала сейсмической интенсивности MSK-64. -М: Изд. Наука, 1965, 11с.
2. Карапетян Б.К., Карапетян К.Б. Определение интенсивности сильных землетрясений по повреждениям зданий с антисейсмическими мероприятиями. Изв. НАН РА "Науки о Земле", 1994, N3, с.49-56.
3. Назаров А.Г., Дарбинян С.С. Основы количественного определения интенсивности сильных землетрясений. -Ереван: Изд. АН Арм.ССР, 1974, 166с.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА СКОРОСТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ АРАРАТСКОГО СЕЙСМОПРОГНОСТИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА

МАНАСЕРЯН Г.П.
(ГГО ИГИС НАН РА)

Изучение скоростных характеристик земной коры Араратского сейсмопрогностического полигона (АСП) представляется актуальной задачей в связи с мониторингом геодинамических процессов, происходящих на его территории. АСП охватывает площадь, равную окружности с центром в городе Ереван, радиусом 50 км. Выбор АСП в качестве объекта исследований обусловлен:

- Наличием объектов стратегической важности (ААЭС и др.)
- Относительно высокой сейсмичностью.

Работы по изучению скоростного разреза земной коры АСП начались еще в 1979 г. Затем [1] были проведены более детальные исследования с использованием обменных волн, в результате указанных работ была построена следующая скоростная модель для АСП.

Фундамент – имеет плотность $2450 \div 2930 \text{ кг/м}^3$ и среднюю скорость распространения продольных волн 6 км/сек^* . Вероятно, фундамент сложен хлорит-эпидотами, амфиболитами, метаморфическими сланцами и графитами.

Второй горизонт, выделяемый на основе сейсмологических данных, имеет в среднем плотность $2600 \div 2650 \text{ кг/м}^3$, и характеризуется скоростью распространения продольных волн $4,5 \div 5,6 \text{ км/сек}$. Данный горизонт, вероятно сложен породами палеозоя и триаса, которые представлены известняками, кварцитами и песчаниками.

Третий горизонт представлен породами со средней плотностью от 2300 кг/м^3 до 2700 кг/м^3 и скоростью распространения продольных волн $3,7 \div 4,81 \text{ км/сек}$. Породы данного горизонта

* Все единицы измерения приводятся в международной системе СИ.

датируются верхним мелом и представлены вулканогенно-осадочными туфитами с прослоями порфиритов и порфиров, известняков и песчаников, а так же песчано-мергелистыми породами.

Четвертый горизонт имеет плотность 2480 кг/м^3 , а скорость распространения продольных волн в нем составляет $3,5 \text{ км/сек}$. Песчаники, глины, известняки, туфоосадочные и вулканические породы образуют вулканогенно-осадочные отложения палеогена, в которых выделяются толщи возраста эоцена.

Пятый горизонт представлен породами, имеющими среднюю плотность $2300 \div 2500 \text{ кг/м}^3$, и скорость распространения продольных волн $3,3 \div 4,5 \text{ км/сек}$. Породы данного горизонта датируются неогеном, имеют вулканическое происхождение и сложены липаритами, туфами и андезитами.

Шестой горизонт слагают породы, обладающие средней плотностью $2400 \div 2500 \text{ кг/м}^3$, и средней скоростью распространения продольных волн от $1,7 \text{ км/сек}$ для озерно-речных отложений до $4,0 \text{ км/сек}$ для вулканических.

На основании данных, полученных станциями "Земля", "Черепаша" и статистического анализа, дана оценка границ раздела земной коры АСП [1, 2, 3, 4].

I. $3 \div 5 \text{ км}$ коррелируется с границей осадочного чехла и кровлей фундамента. Средние пластовые скорости продольных волн в верхней части кристаллической толщи $5,5 \div 6,0 \text{ км/сек}$, поперечных $2,9 \div 3,1 \text{ км/сек}$.

II. $12 \div 13 \text{ км}$ коррелируется с границей находящейся внутри "гранитного" слоя. Скорость продольных волн ниже этой границы $6,3 \div 6,8 \text{ км/сек}$, а поперечных $3,4 \div 3,6 \text{ км/сек}$.

III. $21 \div 25 \text{ км}$ приурочена к поверхности "базальтового" слоя. Скорость продольных волн – $6,8 \div 7,4 \text{ км/сек}$, поперечных – $3,8 \div 3,9 \text{ км/сек}$.

$1У.45 \div 50 \text{ км}$ вероятно совпадает с границей Мохо, скорость продольных волн ниже этой поверхности $7,9 \div 8,0 \text{ км/сек}$, поперечных – $4,5 \text{ км/сек}$.

Альтернативная скоростная модель была предложена Саакяном А.А. [5]. В соответствии с перечисленными выше работами, наблюдается существование одной, а иногда и двух проме-

жуточных границ, на которых наблюдается скачкообразное изменение скоростей, ведущее к искажению истинных значений. Последнее обстоятельство требует от исследователя оценить и исключить все возможные методические ошибки. Характерными особенностями землетрясений происходящих на АСП, и на территории Армении, в соответствии с работами Гедакяна Э.Г. [6], Карапетян Н.К. [7] и Габриеляна А.А. и др. [8] являются:

- сравнительно небольшая глубина гипоцентров. Основная часть сейсмических событий имеет глубину около 20 км, т.е. находится на границе раздела, так называемого “осадочного” чехла и “гранитного” слоя;

- разнообразие сейсмического режима, в пределах тектонических зон, что вероятнее всего, вызвано сложным строением земной коры и локализацией внутрикоровых процессов, приводящих к разуплотнению земной коры;

- неоднородность поля напряжений.

Характерными событиями для АСП являются следующие землетрясения: Ереванское 1937, Бюраканское 1949г., Двинское 1995г., Гарнийское 1679г., Араратское 1840 г.

С целью предварительного анализа скоростных характеристик АСП из каталога землетрясений НССЗ РА, была сделана выборка землетрясений, эпицентры которых входили в 50 км зону АСП. Период наблюдений был взят с 1 января 1993 по 16 апреля 2001 года. Максимальная магнитуда землетрясений, зарегистрированных в указанном промежутке времени достигает $M=4,4$ а минимальная магнитуда $M=0,3$. Всего было зарегистрировано 404 события. Все данные были систематизированы и введены в базу данных на основе MS Excel и MS Access. С помощью запросов, составленных на языке SQL из базы данных были исключены те записи, которые не содержали времен продольных волн. Основываясь на работах Славиной Л.Б. [9] и [10] для всех событий были рассчитаны отношения продольных и поперечных сейсмических волн с применением формулы:

$$\frac{V_P}{V_S} = \frac{t_S - t_P}{t_P - t_0} + 1$$

где V_P и V_S -соответственно скорость продольной и поперечной волн; t_S и t_P времена вступлений продольной и поперечной волны на сейсмическую станцию; t_0 время в очаге землетрясения, определяемое сетью сейсмостанций. Затем были исключены все отрицательные значения рассчитанных отношений V_P/V_S .

Кроме того, на основе эмпирической формулы [11]:

$$D = \frac{\Delta H}{(10^{0.413M - 2.66})^{-3}}$$

было рассчитано напряженно-деформированное состояние земной коры в районе полигона. Здесь Δ - эпицентральное расстояние, H – глубина очага, M – магнитуда землетрясения.

После проведения вышеуказанных вычислений, полученные результаты были профильтрованы и усреднены по глубинам очагов. Общее число качественных событий составило 243, всего записей 1646. Оценка точности расчета параметра V_P/V_S проводилась расчетным способом, предложенным Славиной Л.Б. [9]. Полученные результаты свидетельствуют о приемлемой точности расчетов. Среднее значение параметра V_P/V_S для имеющихся событий составило 1,665. Результаты вычислений приведены в таблице 1.

Таблица 1

Н	Осредненная Магнитуда	Осредненный параметр V_p/V_s	Осредненная Деформация
0	2.47	1.5302	0.00000
1	2.85	1.7108	0.02360
2	2.69	1.8375	0.01001
3	2.38	1.6605	0.00279
4	2.45	1.1805	0.00786
5	2.44	1.7347	0.01053
6	2.75	1.6225	0.02901
7	2.28	1.6513	0.00112
8	2.49	1.6513	0.01543
9	2.45	1.6913	0.04927
10	2.37	1.5846	0.04049
11	2.32	1.7138	0.04923
12	2.65	1.6643	0.19247
13	2.37	1.6661	0.01577
14	2.50	1.6197	0.09068
15	2.88	1.7483	0.06396
16	2.24	1.7619	0.01490
17	2.37	1.6920	0.01274
18	2.92	1.7859	0.14073
19	2.47	1.6894	0.07521
20	2.72	1.6452	0.19950
21	2.68	1.4839	0.05949
22	2.94	1.7280	0.15461
23	2.75	1.7914	0.10455
25	3.32	1.7572	0.54057
26	2.33	1.6902	0.04166
27	2.08	1.8877	0.00696
28	2.00	1.6611	0.00441
30	3.11	1.7577	0.39672
31	2.50	1.4254	0.03011
41	2.70	1.7743	0.04352



Рис.1. Средние значения параметра V_p/V_s по глубине.

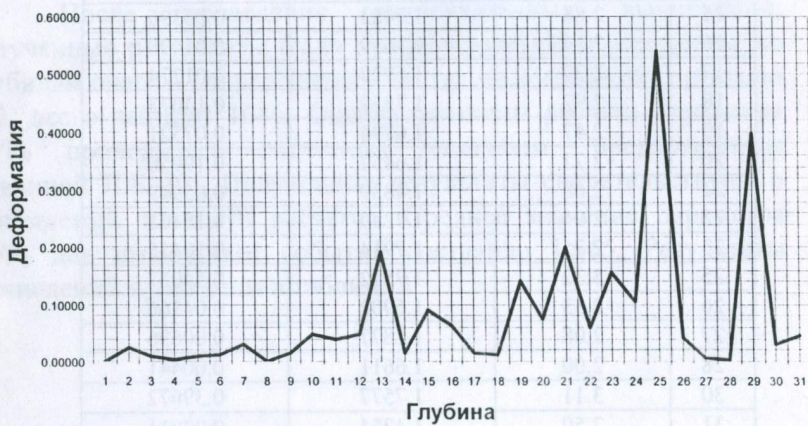


Рис.2 Средние значения деформаций в зависимости от глубины.

На основании полученных результатов представляется интересным продолжить исследования по выявлению закономерностей изменения параметра V_p/V_s с целью

возможного его применения для мониторинга геодинамических процессов АСП.

Автор выражает свою благодарность профессору Баласаняну С.Ю. и Аракеляну А. за предоставленные материалы.

Литература

1. Бадалян М.С., Киракосян А.А., Осипова И.Б. Границы раздела в земной коре Армении по сейсмическим данным. Известия АН Арм ССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, №1, с.42-53
2. Баграмян А.Х. Строение земной коры в районе Кавказа. Ереван, Изд-во АН Арм.ССР, 1974г.
3. Сихарулидзе Д.И., Тутберидзе Н.П., Баграмян А.Х. и др. Строение, напряженно-деформированное состояние и условия сейсмичности литосферы Малого Кавказа. Тбилиси: Изд-во "Мецниереба", 1983.
4. Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М. Изучение глубинных разломов по материалам станций "Земля" территории Армении. Разведочная геофизика. Москва: Изд-во "Недра" Выпуск 72, 1976.
5. Саакян А.А. Аномалии времен пробега Р волн и некоторые особенности строения среды на Кавказе. Известия АН Арм ССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, №3, с.60-63
6. Гедакян Э.Г. Диссертационная работа "Пространственно-временное распределение сильных землетрясений Тавро-Кавказского региона и сейсмичность Армянской ССР", Фонды ИГИС, 1986г.
7. Карапетян Н.К. Сейсмогеодинамика и механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья, Изд-во АН Армянской ССР, Ереван 1990г.
8. Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сейсмоструктурная геология Армянской ССР Изд-во Ереванского университета. Ереван 1981г.
9. Славина Л.Б. Методика и результаты изучения V_p/V_s в фокальной зоне Камчатки. В сб. Исследования по физике землетрясений, Москва, Наука 1976г.
10. Карапетян Н.К. Исследование отношения скоростей продольных и поперечных волн в очаговой зоне Спитакского

землетрясения. Известия АН Арм ССР, Науки о Земле, 1989, XLII, №3, с.34-43.

11. Добровольский И.П., Зубков С.И., Мячкин В.И. Об оценке размеров зоны проявления предвестников землетрясений. В сб. Моделирование предвестников землетрясений. М., "Наука", 1980г., с.7-43.

ВЫБОР МЕТОДА ПРИ ВЫЧИСЛЕНИИ V_P/V_S ДЛЯ АРАРАТСКОГО СЕЙСМОПОЛИГОНА

МАНАСЕРЯН Г.П.
(ГГО ИГИС НАН РА)

Методы вычисления отношения скоростей продольных и поперечных волн подразделяются на графические и аналитические. Сущность графического метода заключается в определении наклона графика Вадати с помощью осреднения данных группы станций. Этот метод широко применялся на Гармском сейсмополигоне Нерсесовым И.Л. и его сотрудниками [1], и в Калифорнии [2].

Аналитический метод расчета параметра V_P/V_S был предложен Славиной Л.Б. [3] и опробован в фокальной зоне Камчатки. Аналитический метод расчета отношения скоростей использует следующую формулу:

$$V_P/V_S = T_{S-P} / (P-t_0) + 1$$

где T_{S-P} - разность времени вступления волн P и S, $(P-t_0)$ - время пробега волны P от источника до станции, t_0 - время в очаге, которое определяется по имеющимся данным сейсмической сети. Основным преимуществом аналитического метода является возможность вычисления единичных значений V_P/V_S по данным одной станции, которые затем приписываются к эпицентру. Аналитический метод удачно применялся Карапетян Н.К. [4] для Спитакского землетрясения 1988г.

В указанной статье параметр V_p/V_s изучался до землетрясения Спитак-88, в частности, с 1 января 1967г. по 5 января 1989г. Всего было отобрано 20 событий, эпицентры которых располагались в районе Спитака и произошли в период от января 1967 г. до 6 декабря 1988г. Фоновые, т.е. нормальные значения V_p/V_s для различных глубин очагов имеют величину 1,715. Анализ средних значений параметра V_p/V_s выявил определенную связь между магнитудой землетрясения и изменением значений отношения продольных и поперечных волн.

В настоящее время имеются две теории объясняющие флуктуации параметра V_p/V_s в связи с подготовкой сильных землетрясений. Первая из них основана на механике разрушения, а вторая на явлении дилатансии. Пока сложно отдать предпочтение той или иной теории, но то, что изменение значений отношения скоростей продольных и поперечных сейсмических волн по площади и во времени реально существуют, трудно отрицать. Применимость методики, предложенной Славиной Л.Б. для территории Кавказа была показана ранее в статье [5].

Задачей настоящей статьи является выяснение применимости аналитического метода расчета V_p/V_s для Араратского сеймополигона. С этой целью были обработаны данные сейсмостанций «Мецамор» и «Ереван», входящих в состав региональной сети сейсмостанций Армении. Результаты указанной обработки показали, что значения параметра V_p/V_s колеблются в пределах от 1,640 до 1,840 для станции Ереван (табл. 1) и от 1,650 до 1,800 для станции «Мецамор» (табл. 2). Сопоставление полученных результатов по двум вышечисленным станциям с результатами аналогичных вычислений по сейсмическим станциям телеметрической сети НССЗ РА, которые действуют в пределах Араратского сеймополигона, дают основание для применимости аналитического метода расчета параметра V_p/V_s в районе исследований.

Таким образом, для вычисления отношения скоростей продольных и поперечных волн на Араратском сеймополигоне аналитический метод является адекватным.

V_p/V_s для сейсмостанции Ереван Таблица 1.

V_p/V_s		n	n/Σn	V_p/V_s		n	n/Σn
1.640	1.650	6	0.03	1.750	1.760	1	0.12
1.650	1.660	11	0.05	1.760	1.770	0	-
1.660	1.670	19	0.08	1.770	1.780	1	0.12
1.670	1.680	21	0.09	1.780	1.790	1	0.12
1.680	1.690	40	0.17	1.790	1.800	1	0.12
1.690	1.700	32	0.13	1.800	1.810	1	0.12
1.700	1.710	26	0.11	1.810	1.820	2	0.25
1.710	1.720	24	0.10	1.820	1.830	0	-
1.720	1.730	15	0.06	1.830	1.840	1	0.12
1.730	1.740	13	0.05				
1.740	1.750	13	0.05				
1.750	1.760	10	0.04				
1.760	1.770	2	0.01				
1.770	1.780	6	0.03				
Σ 238				Σ 8			

V_p/V_s для сейсмостанции Мецамор

Таблица 2.

V_p/V_s		n	n/Σn
1.650	1.660	3	0.02
1.660	1.670	6	0.05
1.670	1.680	7	0.06
1.680	1.690	11	0.09
1.690	1.700	13	0.11
1.700	1.710	16	0.13
1.710	1.720	20	0.16
1.720	1.730	9	0.07
1.730	1.740	10	0.08
1.740	1.750	8	0.07
1.750	1.760	11	0.09
1.760	1.770	3	0.02
1.770	1.780	3	0.02
1.780	1.790	1	0.01
1.790	1.800	1	0.01
Σ 122			

Однако, необходимым условием для применимости отношения скоростей продольных и поперечных волн в качестве предвестникового параметра наряду с определенным геологическим строением района исследований, является наличие сети сеймостанций, окружающих очаговую зону, оснащенных аппаратурой с высокой чувствительностью и большой разверткой или цифровой регистрацией, которая позволит производить непрерывный мониторинг за флуктуациями параметра V_p/V_s .

Автор выражает благодарность Гедакяну Э.Г. и Мкртчян М.Б. за предоставленные материалы.

Литература

1. Нерсесов И.Л., Семенов А. И., Симбирева И.Г. Пространственно-временное распределение отношений времен пробега поперечных и продольных волн в Гармском районе. В сб. Экспериментальная сейсмология. Москва, Наука, 1971.
2. Aggarwal Y.P., Sykes L.R., Ambruster S., Abar M.L. Premonitory changes in seismic velocities and prediction of earthquakes. Nature 1973, vol. 241.
3. Славина Л.Б. Методика и результаты изучения V_p/V_s в фокальной зоне Камчатки. В сб. Исследования по физике землетрясений. М., Наука, 1976.
4. Карапетян Н.К. Исследование отношения скоростей продольных и поперечных волн в очаговой зоне Спитакского землетрясения. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1989, XLII, N3, с.34-43.
5. Славина Л.Б., Баграмян А.Х., Гедакян Э.Г., Енгоян М.С. Оценка возможности изучения параметра V_p/V_s по данным сейсмических станций Армении. В сб. Сейсмологический бюллетень Кавказа за 1982г. Тбилиси, Мецниереба, 1987, с. 101-107.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

НАЗАРЕТЯН С. Н., КИРАКОСЯН А. А.,
СТЕПАНЯН Р.М.
(СД НССЗ РА)

Для установления возможностей прогнозирования сильных землетрясений территории Армении особое место занимает выбор модели очага. Под моделью очага обычно подразумевают описание процессов, предшествующих основному сейсмическому событию (образование магистрального разлома), сопровождающих его и следующих за ним. Даже при наличии современной густой сети многопараметровых наблюдений системы оперативного сбора и обработки информации, не зная в первом приближении основные черты процессов, предшествующих сильному толчку, трудно говорить о надежном сейсмопрогнозе. На основе регистрации аномалий разных полей (геофизических, деформационных, геохимических и др.) весьма трудно определить место, время и силу будущего землетрясения если неизвестны процессы, происходящие в очаге будущего землетрясения.

К сожалению специалисты этому вопросу уделяли малое внимание. Для выбора наиболее подходящей для условий Армении модели очага, необходимо собирать множество данных из разных областей геологии и геофизики. Причем надежность этих данных может быть спорной. Ниже предлагается база данных для выбора модели очага сильных землетрясений ($M \geq 5,0$) территории Армении.

1. Территория Армении входит в зону коллизии Аравийской и Евразийской плит, где действуют субмеридиональные силы сжатия.
2. Земная кора раздроблена на блоки размерами 30-50 км.
3. Сеть региональных разломов насыщена, поэтому при тектонических напряжениях любого направления образование новых разломов исключается. Возможна унаследованная

активизация разломов по фрагментам существующих разломов.

4. Границы блоков (разломы) имеют угол наклона 50° - 90° , а ширина зон региональных разломов не превышает 10 км.
5. По региональным разломам возможны подвижки как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях, причем амплитуда вертикальных движений больше горизонтальных.
6. Среди региональных разломов преобладают взбросо-сдвиги, менее- сбросы, надвиги и сдвиги.
7. Основные типы режима движения по разломам - импульсный и импульсно-криповый.
8. Сильные ($M \geq 5$) землетрясения в основном расположены на глубинах до 20 км, а сейсмогенный слой имеет глубину 0-30 км.
9. Максимальная магнитуда землетрясений составляет 7,5.
10. Время подготовки сильного землетрясения десятки и сотни лет.
11. Периодичность проявления землетрясений в очаговых зонах отсутствует.
12. Наиболее крупные очаги имеют размер: ширину 10 км и длину 50 км
13. По параметрам механизмов очагов вероятные разрывы имеют СВ и СЗ простирание с углом падения 40° - 90° . Вектор сжатия - субмеридиональный. Длина магистрального (обновленного) разлома составляет максимум 50-80 км.
14. Возможна одновременная подготовка нескольких очагов землетрясений региона.
15. Продолжительность основного события - до нескольких десятков секунд (40), а скорость вспаривания магистрального разлома составляет в среднем $\sim 2,5$ км/сек. (мировые данные 1,4 - 4 км/с).
16. Большая вероятность (70%) наличия форшоков землетрясений и 100% наличие афтершоков. Длительности афтершокового периода до 10-15 лет, а активного периода - 5 лет. На основе этих данных предлагается модель очага, которая состоит из четырех стадий (рис.1) и более или менее согласуется с отдельными элементами известных моделей Ю.Ризниченко, ИФЗ АН СССР, Б.Брэйди и И.Добровольского [1].

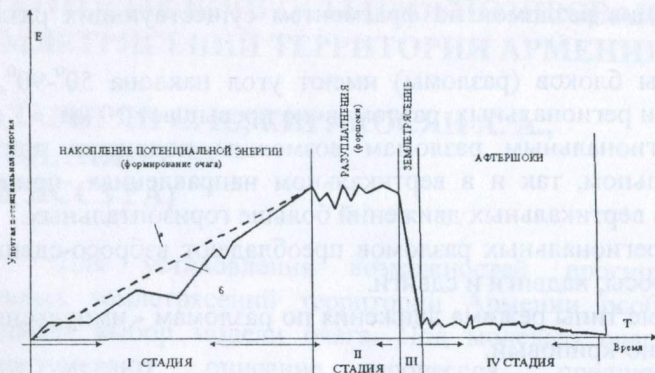


Рис. 1. Основные стадии модели очага землетрясений территории Армении.

Рассматриваются модели очага как отдельного землетрясения, так и нескольких очагов. Сделана попытка представления развития процессов в будущей очаговой зоне, дается продолжительность этапа, вероятность проявления предвестников землетрясения и др. Дается оценка возможности сейсмопрогноза.

I. Стадия накопления (сцепление, накопление упругой потенциальной энергии, образование и развитие неоднородностей, формирование будущего очага)

Развитие:

А. Очага сильного землетрясения:

- сцепления в зоне разлома
- медленное накопление упругой потенциальной энергии
- консолидация среды и дилатансионное упрочнение
- рост объема очага
- накопление энергии до критического уровня

Б. Нескольких очагов территории:

- прекращение или резкое замедление движений по разломам
- формирование основного очага
- формирование других очагов слабых землетрясений
- релаксация напряжений в некоторых очагах (фононая сейсмичность)

- большая часть территории ведет себя как «сплошная» среда.

Продолжительность:

- десятки и сотни лет ($5,0 \leq M \leq 7,0$)
- сотни и тысячи лет ($M \geq 7,1$)
- **Предвестники (долгосрочные)** V_p/V_s , сейсмическое затишье, смещение земной поверхности, коэффициент b , геофизические, механизм очага

Возможность сейсмопрогноза:

- Местоположение очага - более или менее;
- время возникновения – невозможно установить;
- магнитуда – невозможно установить.

Время проявления предвестника T определяется:

$$\lg T = 0,685 M - 1,57 \text{ (в сутках)} [2]$$

II. Стадия разуплотнения (дилатансия и диффузия, трещинообразование, разрушение пород очага).

Развитие:

- прекращение роста упругих напряжений;
- снижение хрупкости среды вследствие диффузии воды в очаговую зону;
- резкий рост количества трещин, ориентация которых во времени приближается к простиранию будущего магистрального разлома;
- быстрое течение, активные, часто трудно прогнозируемые или непрогнозируемые процессы в будущей очаговой зоне (рост объема, неустойчивость напряжений, изменение физических и других свойств горных пород, движение масс и т.п.);
- появление форшоков и других среднесрочных и краткосрочных предвестников.

Продолжительность:

- до нескольких недель
- может быть очень коротким или практически отсутствовать.

Предвестники: наклоны земной поверхности, смещение поверхности, деформации, геофизические, геохимические, гидродинамические, атмосферные, акустические, форшоки, микросейсмичность (рой землетрясений), механизм очага.

Возможность сейсмопрогноза:

Место - наиболее точно устанавливается фэршоками и по распределению интенсивности предвестников на поверхности ;

Сила - возможно определение по интенсивности предвестников;

Время - достоверно по лавинообразному росту количества предвестников, рою слабых толчков.

III. Стадия – образование магистрального разлома.

Развитие:

- одноактное или многоактное образование магистрального разлома за короткий период времени, высвобождение основной части накопленной энергии, импульсное перемещение блоков по разлому;
- раздробление горных пород зоны разлома.

Продолжительность:

- до 2-х минут, возможны относительные перерывы между актами образования отдельных фрагментов магистрального разлома;
- скорость вспарывания разрыва ~ 2.5 км/с.

Движения по разлому:

- одновременно вертикальные и горизонтальные (взбросо-сдвиг) с преобладанием амплитуды вертикального движения.

IV Стадия афтершоковой активности («Шлифовка» зоны разлома, залечение внеразломной области очага)

Развитие:

A. Очаговой зоны:

- большая частота афтершоков;
- наиболее сильные афтершоки (первые часы или дни);
- общая тенденция уменьшения количества афтершоков во времени с отдельными периодами активизации и затишья, локализация области;
- общая тенденция уменьшения силы афтершоков во времени.

Б. Региона:

- появление относительно слабых землетрясений в других очаговых зонах (сейсмическая активизация региона, превышающая фон);
- явление «концерта» землетрясений;
- большая вероятность подготовки следующего сильного землетрясения в одном из этих активизированных очаговых зонах региона.
- **Продолжительность периода** : до 15 лет, а активного цикла - до 5 лет.

Движения по разлому: незначительные, постепенное обратное вертикальное движение и стабилизация, афтершоки не увеличивают амплитуду перемещений по разлому.

Выводы:

- вероятность краткосрочного прогнозирования сильных землетрясений очень высока. Этому способствуют неглубокое расположение очагов, вероятность появления предвестников. Ныне действующая многопараметровая сеть наблюдений (состоит из 150 станций), система сбора и анализа информации НССЗ РА позволяют при наличии благоприятных условий второй стадии модели очага успешно решить проблему.
- после сильного землетрясения, в течении нескольких месяцев (до одного года) происходит резкая сейсмическая активизация региона. Появляются слабые и средней силы землетрясения в нескольких очаговых зонах, которые могут являться местом подготовки следующего сильного землетрясения.

Литература

1. Касахара К. Механика землетрясений, М. Мир, 1985, 264с.
2. Scholz C.H., Sykes L.R., Aggarwal Y.P. Earthquake prediction, Science, 181, 1973

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧНОСТИ КАВКАЗА ПОСЛЕ СПИТАКСКОГО РАЗРУШИТЕЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

САРГСЯН Г. В. , ГАСПАРЯН В.Р
(СД НССЗ РА)

Современные инструментальные данные о разрушительных землетрясениях, происшедших в историческом прошлом, указывают на высокую сейсмическую активность этого региона с различным характером проявления сейсмического режима на отдельных его участках. Исследование пространственно-временных закономерностей распределения сильных землетрясений с форшоковым и афтершоковым процессами и макросейсмическим проявлением сильных землетрясений Армянского нагорья, выявление наиболее сейсмоопасных зон, особенно важно после разрушительного Спитакского землетрясения и других разрушительных землетрясений, таких как: Иранское 1990 г., Рачинское 1991 г., Ардебильское 1997 г., Измитское 1999 г.

Исходные данные.

Данные о землетрясениях Кавказа неоднородны. Разрушительное Ахалкалакское землетрясение 1899 г. способствовало развитию сети сейсмологических наблюдений на Кавказе. С развитием сети представительность регистрации землетрясений повышается. Сейсмичность Северного Кавказа и Закавказья изучена намного детальнее, чем Восточная часть Турции и северо-восток Ирана.

С 1980 года представительность регистрации землетрясений по Кавказу составляла $K_{\min}=8.$, а с 1993г. - $K_{\min}=9.$ Сейсмологические исследования за последние годы проводятся на основе данных НССЗ Республики Армения.

На территории Армении и сопредельных районов представительность регистрации землетрясений повысилась на основе телеметрической сети: центральной - вокруг Еревана и АЭС. В эпицентральной зоне Спитакского землетрясения, представительность землетрясений $K_{min}=6$, что позволяет прослеживать ход слабых сейсмических событий региона рис.1.

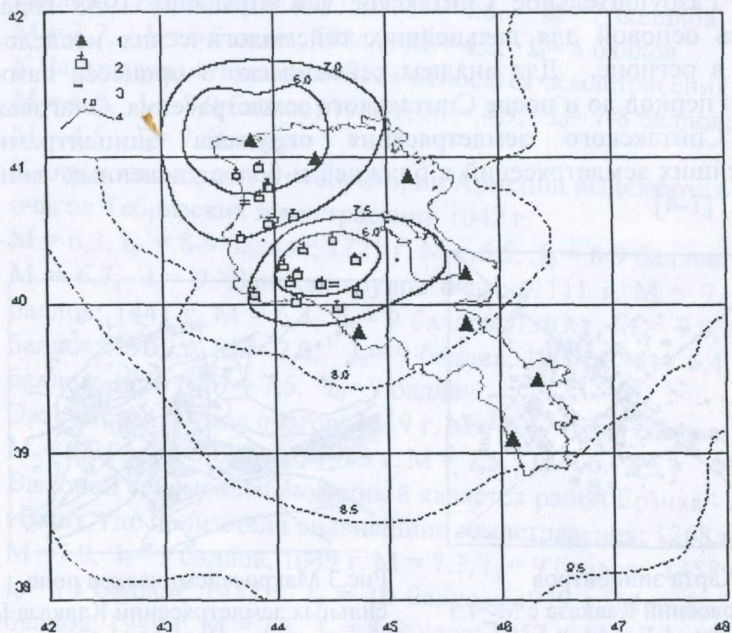


Рис.1. Схема региональных и телеметрических станций и изолинии K_{min} энергетической представительности землетрясений на территории Армении .

- 1 - региональные и телеметрические сейсмические станции ;
- 2 - центр сбора и обработки;
- 3 - изолинии K_{min} .

Регистрация сильных движений колебаний грунта проводится аппаратурой SMACH, установленной в северной части территории Армении и в Грузии, что позволяет более детально следить за характером происшедших землетрясений с $M \geq 3,5$ и

затуханием макросейсмического поля по инструментальным наблюдениям.

На основе накопленного инструментального и макросейсмического материала составляется база сейсмологических наблюдений Кавказа.

Пространственно-временное распределение сейсмичности Кавказа.

Разрушительное Спитакское землетрясение 1988 года, явилось основой для дальнейших сейсмологических исследований в регионе. Для анализа сейсмического процесса нами выбран период до и после Спитакского землетрясения. Очаговая зона Спитакского землетрясения окружена эпицентрами сильнейших землетрясений в ближней и более удаленных зон. (рис.2.) [1-4]

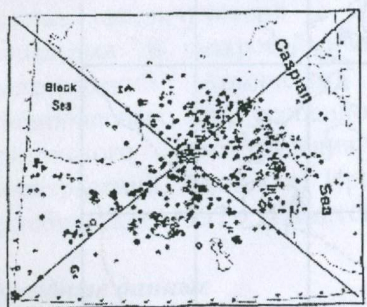


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений Кавказа с $M \geq 4,5$

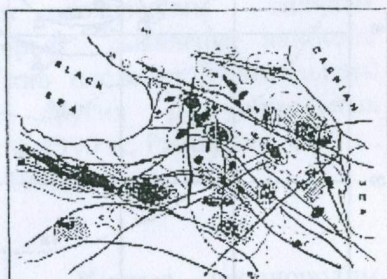


Рис.3 Макросейсмическое поле сильных землетрясений Кавказа $I_0 \geq 7$

На рис.2 представлена карта сильных землетрясений Кавказа с $M \geq 4,5$. Как видно из карты эпицентров, территория Армянского нагорья выделяется следующими основными группами очагов землетрясений: Гюмрийская группа очагов с Ленинанканским землетрясением 1926 г. $M = 5,7$, $I_0 = 8-9$ баллов; Анийское 1046 г. $M = 5,5$, $I_0 = 8$ баллов; 1132 г. $M = 5,3$, $I_0 = 7$ баллов; Дигорское 1935 г. $M = 6,2$, $I_0 = 8$ баллов.

Ванадзор – Спитак - Дзорашенская группа: Ванадзорская 1916г. $M=5.3$, $I_0=6-7$, Спитакское 1961г. $M=4.9$, $I_0=7$, Спитакское 1967 $M=5.0$, $I_0=7$ баллов; Спитакское 1988 г. $M=7.0$, $I_0=10$ баллов. Араратская группа очагов: Араратское землетрясение 139 г. $M=5.0$, $I_0=8$ баллов; 1840 г. $M=6.7$, $I_0=9$ баллов; Двинское 893 г. $M=5.5$, $I_0=8-9$ баллов, Аручское землетрясение 971 г. $M=5.0$, $I_0=7-8$ баллов; Гарнийское 1679 г. $M=5.9$, $I_0=8-9$ баллов; Ереванское 1937 г. $M=4.6$, $I_0=7$ баллов; 1973 г. $M=3.7$, $I_0=6$ баллов; 1984 г. $M=4.2$, $I_0=6$ баллов.

К Зангезурской группе очагов относятся землетрясения 1931 г. $M=6.3$, $I_0=8-9$ баллов; 1968 г. $M=4.9$, $I_0=7-8$ баллов; 1985 г. $M=4.5$, $I_0=7$ баллов.

К югу и юго-западу от территории Армении выделяются группы очагов Тебризских землетрясений 1042 г.

$M=6.3$, $I_0=8-9$ баллов; 1721 г. $M=6.5$, $I_0=8-9$ баллов; 1780 г. $M=6.7$, $I_0=9$. Ванская группа очагов: 1111 г. $M=7$, $I_0=9$ баллов; 1441 г. $M=6.4$, $I_0=9$ баллов; 1903 г. $M=7.0$, $I_0=9$ баллов; 1903 г. $M=7.0$, $I_0=9$ баллов; 1907 г. $M=6.4$, $I_0=8$ баллов; 1976 г. $M=7.5$, $I_0=9$ баллов.

Эрзрумская группа очагов: 1859 г. $M=6.4$, $I_0=8$ баллов; 1924 г. $M=6.9$, $I_0=8-9$ баллов; 1983 г. $M=7.5$, $I_0=9$ б.

Высокой сейсмоактивной зоной является район Ерзнка - Варто - Измит, где произошли сильнейшие землетрясения: 1268 г.

$M=7.0$, $I_0=9$ баллов, 1049 г. $M=7.3$, $I_0=9$ баллов; 1458 г. $I_0=10$ баллов; 1482 г. $I_0=10$ баллов; 1939 г. $M=8$, $I_0=11$ баллов; 1949 г. $M=7.3$, $I_0=8$ баллов; 1957 г. $M=7.1$; 1966 г. $M=6.8$, $I_0=8-9$ баллов; 1967 г. $M=7.1$, $I_0=9-10$ баллов; 1999 г. $M=7.6$, $I_0=10$ баллов.

На севере сопредельно с Армянским нагорьем выделяется наиболее сейсмоактивная зона Джавахетского нагорья с разрушительным Ахалкалакским землетрясением 1899 г.

$M=5.4$, $I_0=8-9$ баллов; 1986 г. $M=5.7$, $I_0=7-8$ баллов; 1959 г. $M=5.4$, $I_0=7-8$ баллов; Боржомское 1970 г. $M=5.1$, $I_0=7$ баллов; Дманисское 1978 г. $M=5.3$, $I_0=7-8$ баллов. Мцхетское землетрясение 1275 г.,

Гегечкорско-Чхалтинская и Казбеки-Лагодехская: с Чхалтинским землетрясением 1963 г. $M = 6.4$, $I_0 = 9$ баллов и Гегечкорским 1957 г. $M = 5.3$, $I_0 = 8$ баллов. Казбеки-Лагодехская зона связана с сейсмоактивным разломом южного склона Большого Кавказа, где произошли разрушительное Алавердское землетрясение 1742 г. $M = 6.0$, $I_0 = 8-9$ баллов и Гудамакарское 1947 г. $M = 4.6$, $I_0 = 7$ баллов.

На севере Кавказа группы очагов разрушительных землетрясений расположены в районе Махачкалы и Грозного.

Землетрясения в Дагестане 1830 г. $M = 6.3$, $I_0 = 8$ баллов; 1970 г. $M = 6.6$, $I_0 = 8-9$ баллов; 1999 г. $M = 5-6$, $I_0 = 7-8$ баллов, Черногорское 1976 г. $M = 5.4$, $I_0 = 8-9$ баллов.

С востока выделяется Кировабадская группа, известная разрушительными землетрясениями, происшедшими в историческом прошлом 427 г. $M = 6.7$, $I_0 = 9$ баллов, Гей-Гельское 1139 г. $M = 6.8$, $I_0 = 9-10$ баллов, Гянджийское 1235 г. $M = 5.7$, $I_0 = 8$ баллов. Для полного анализа макросейсмического поля изолинии переведены на тектоническую карту с ограничением до семибалльной изосейсты вышеотмеченных землетрясений (рис.3).

Четко выделяются преимущественные направления вытянутости изосейст вдоль основных структурных нарушений Кавказского региона.

Семибалльная зона охватывает большую часть территории Кавказа, изосейсты вытянуты по северной части - в общекавказском направлении, в южной - по Североанатолийскому разлому, включая оз.Урмия, а в центральной части, до Спитакского землетрясения, изосейсты имели преимущественно антикавказское направление.

По вытянутости изосейст четко прослеживается направление глубинных разломов вдоль южного склона Восточной части Большого Кавказа, разлом по Куринской депрессии, Севано-Амасийский глубинный разлом, Севано-Базумский и зона разломов. имеющих общекавказское простираение. Антикав-

казское простирание наблюдается от г. Казбек через Джавахетское нагорье к Североанатолийской зоне.

В период активности афтершокового процесса Спитакского землетрясения наблюдалось понижение сейсмического фона по Кавказу в целом.

Начиная с конца 1989г. на территории Тавро-Кавказского региона произошли сильные разрушительные землетрясения $M > 6$ баллов: Иранские: 1990 г., $M = 7,1$ и Ардебильское $M = 6,7$; Рачинское 29 апреля 1991 г., $M = 6,9$ (Грузия), Турецкое 13 марта 1992 г. $M = 6,7$; Измитское 17 августа 1999 г. $M = 7,5$. Дагестанские землетрясения 31 января и 21 февраля с $M = 5,0$ 1999г. На территории Армении произошло Мартунинское землетрясение с $M = 5$.

Наиболее характерными являются землетрясения, эпицентры которых расположены в северной части республики. Частота повторений ощутимых землетрясений составляет $2 \pm 0,5$ г. В 6-и балльной изосейстовой зоне Спитакского землетрясения произошли следующие ощутимые землетрясения: в районе озера Сагамо 16 декабря 1990 г. $M = 4,8$, Баврийское - 18 мая 1994 г. $M = 4,0$., Дзорашенские - 1996 г., с серией сильных толчков начиная с мая месяца $3,5 < M \leq 4,5$, Ноемберянское - 18 июля 1997 г., $M = 4,2$, в Джавахетии - 14 января 1999 г. с $M = 4,4$. (рис. 4).

Направление разрывообразования Дзорашенских землетрясений совпадает с направлением разрыва Спитакского землетрясения. Вытянутость изосейст отмеченных землетрясений, кроме Ноемберянского имеет северное направление.

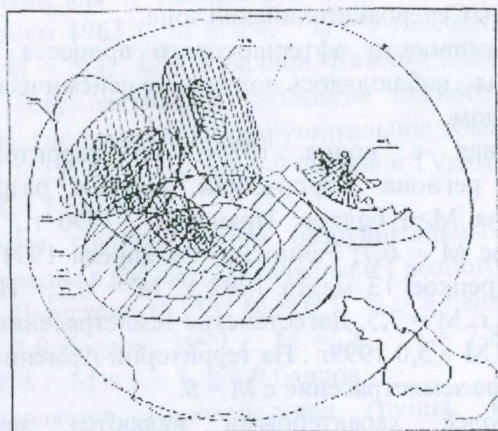


Рис.4. Шестилобная изосейста макросейсмического поля Спитакского землетрясения.

«Рои» перед сильными землетрясениями Кавказа

При детальном изучении сейсмичности, предшествующей катастрофическому землетрясению, выявлены периоды возникновения "роя", как в непосредственной близости от очага, так и на относительно большем удалении от очаговой зоны будущего землетрясения. Перед Спитакским землетрясением с июля 1988 года распределение «роев» наблюдалось на севере региона около городов Грозный и Пятигорск с $M=3.0 \div 4.0$ и на юго-востоке в районе оз. Севан с $M=1.5 \div 3.0$.

До Рачинского землетрясения 29 апреля 1991 г. наблюдались «рои» на границе Армения-Грузия.

Почти год до Измитского землетрясения 18 августа 1999 года наблюдались периодические «рои» с $M \geq 4.5$ в очаговых зонах сильных землетрясений по Анатолийскому глубинному разлому.

Характеристики землетрясений

Основные параметры Спитакского землетрясения определены по нескольким системам сейсмологических наблюдений: 50-ю сейсмическими станциями Кавказской региональной сети, 311 сейсмическими станциями единой сети сейсмологических наблюдений бывшей СССР и мировой сетью

телеметрических наблюдений IRIS. Оно зарегистрировано в широком диапазоне эпицентральных расстояний и азимутов.

На близких станциях оно начинается резким вступлением, а на удаленных станциях по длиннопериодной аппаратуре - четкому вступлению Р предшествуют слабовыраженные вступления (рис.5).

Процесс в очаге развивался в юго-восточном направлении с небольшими заглублием. Через 4 мин. после главного толчка последовал основной афтершок с $M = 5,8$. По данным региональной сети определения механизма очага плоскость близширотного простирания является плоскостью подвижки. Плоскость, по которой произошел взброс северного крыла с правосторонним сдвигом, падает на север под углом 55° . Ось сжатия близгоризонтальна с азимутом 323° .

Землетрясение сопровождалось форшоками и афтершоками.

Основная часть афтершоковой области имеет форму дуги с простиранием на северо-запад к Джавахетскому нагорью и по направлению к очаговой зоне Ленинанканского землетрясения 1926 года.

На рис.5 с) показано распределение числа N суммарно выделенной энергии ΣE очагов землетрясений во времени. Глубина очага землетрясений начиная с 3 км углубляется до 25 км. Длительность активного афтершокового процесса Спитакского землетрясения составляет 6 месяцев.

29 апреля 1991 года 09ч 12м произошло Рача-Имеретинское землетрясение с координатами $\varphi = 42,44$ $\lambda = 43,68$ на глубине 5 км. с $M = 6,9$ на Джава-Гагринском разломе главного Кавказского хребта. Землетрясение ощущалось и на территории Армении и сопровождалось большим числом афтершоков. Первый сильный афтершок 3 мая 1991 г. (Амбролаурский район) с $\varphi = 42,53$ $\lambda = 43,23$ с $M = 5,3$. Второй сильный афтершок 15 июня 1991 г. (Джавский район) с $\varphi = 42,40$ $\lambda = 44,01$ глубина залегания 5 км.

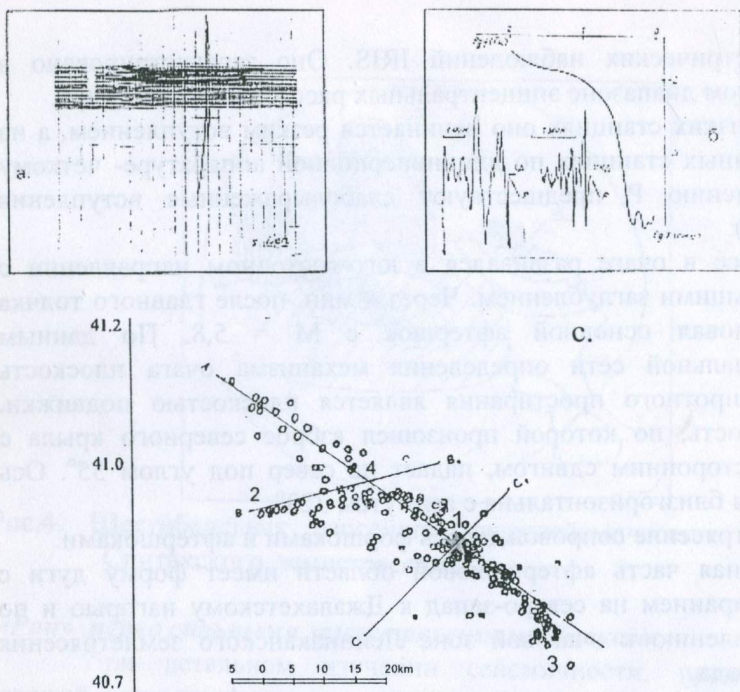


Рис.5. Спитакское землетрясение 7 декабря 1988г. Запись основного толчка на станциях :
 а) «Ленинакан» (СМТР-3), б) «Обнинск» (СКД, СД-1)
 в) распределение афтершоков.

Механизм очага основного толчка - правосторонний взбросо-сдвиг с преобладающей компонентой взброса.

Рача-Имеретинское землетрясение по своей магнитуде почти не уступает Спитакскому землетрясению, но по характеру вспарывания резко отличается.

С Рача-Имеретинским землетрясением связано землетрясение в Гудамарском ущелье 23 октября 1992г. с $M = 6.3$ с глубиной очага $h = 25$ км, $I_0 = 7$. По данным механизма очага плоскость разрыва простирается в северо-западном направлении $\alpha = 360^\circ$ и падает под углом 44° , движение взбросовое с правосторонним

сдвигом, аналогично с Рача-Имеретинским землетрясением (по данным И.Шенгелия)

Мартунинское землетрясение произошло в районе оз. Севан 9 декабря 1992 года с $M=5$. Землетрясение сопровождалось роем форшоков и серией афтершоков. Плейстосейстовая зона интенсивностью 7 баллов имела вытянутость в субмеридиональном направлении в сторону Ехегнадзора. По наклону графика повторяемости сейсмический процесс в очаговой зоне не закончился. Из уравнения наклона графика повторяемости $\lg N = -0.2K + 0.98$ видно, что значение γ ниже нормального уровня. Это землетрясение отличается по своему форшоковому и афтершоковому распределению основного толчка выделилось 2.143×10^{10} дж., а после 1.207×10^{10} дж. энергии (рис.6) .

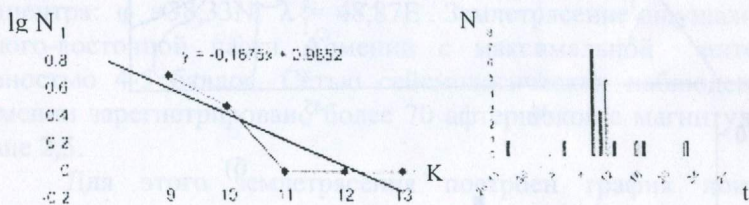


Рис.6

До основного толчка выделилось 2.143×10^{10} дж., а после 1.207×10^{10} дж. энергии

Начиная с 1993 г. наблюдалась активизация сейсмического процесса на севере региона, где 18 мая 1994г. произошло Баврийское землетрясения с магнитудой 4,0 [5].

Очаг Дзорашенского землетрясения 9 июня 1996 г, находится в области распределения афтершоков Спитакского землетрясения. Это землетрясение зарегистрировано также сетью сильных движений колебаний грунта, аппаратурой SMACH, установленной на северо-западе Армении. На записи ст. Бавра в течении 18 сек. четко выделяются субочаги дзорашенского землетрясения. Землетрясение сопровождалось форшоками и афтершоками.

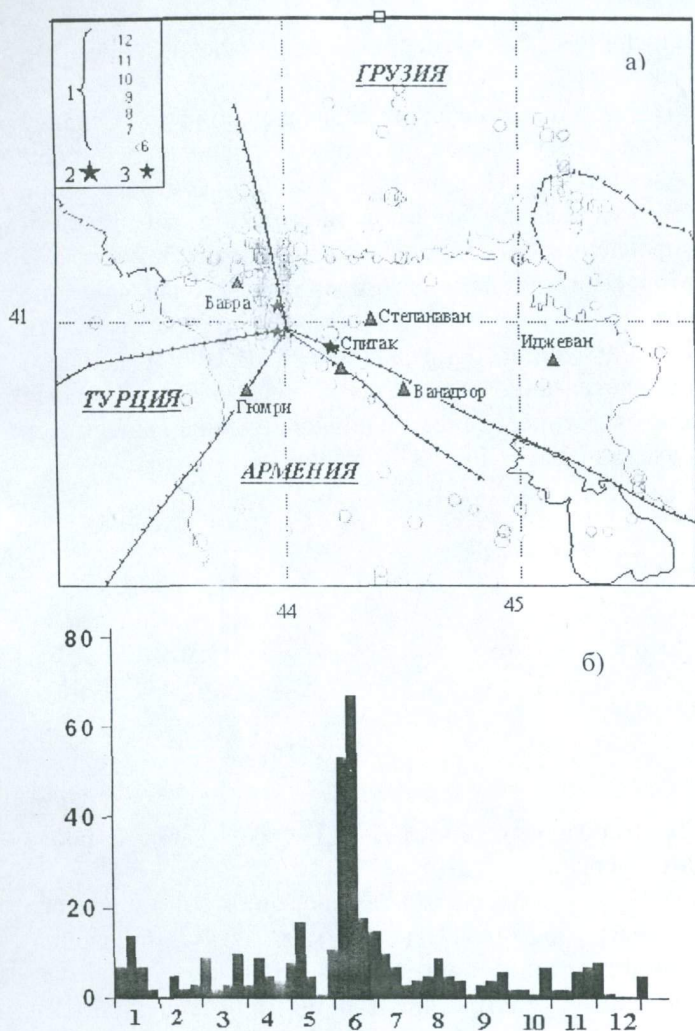


Рис.7. а) Карта эпицентров северо-западной части территории Армении за 1996г. б) Распределение количества землетрясений во времени до и после Дзорашенского землетрясения 9 июня 1996г.

Облако афтершоков распространилось от Дзорашена в сторону Бавра и Ахалкалаки (рис.7а). На рис.7 б представлен график распределения числа землетрясений. Механизмы очагов Дзорашенских землетрясений имеют взбросо-сдвиговой характер подвижки.

18 июля 1997 года произошло Ноемберянское землетрясение с $M=4.2$ к северо-востоку от Спитакской очаговой зоны. Землетрясение сопровождалось гулом.

Механизм Ноемберянского землетрясения имел сбросово-сдвиговой характер подвижки. В плейстоценовой зоне землетрясения произошли разрушения.

Национальной сетью сейсмологических наблюдений республики Армения зарегистрировано Ардебильское землетрясение с $M=6.7$, на территории Ирана с координатами эпицентра: $\varphi = 38,33N$ $\lambda = 48,87E$. Землетрясение ощущалось в юго-восточной части Армении с максимальной интенсивностью 4-5 баллов. Сетью сейсмологических наблюдений Армении зарегистрировано более 70 афтершоков с магнитудой выше 2,5.

Для этого землетрясения построен график повторяемости и числа распределения землетрясений во времени. Наибольшее число афтершоков произошло в первые 3 суток, по угловому коэффициенту графика повторяемости - γ наблюдается «дефицит» числа афтершоков. Спустя сутки от основного толчка Ардебильского землетрясения 1 марта в 12ч 29м произошло землетрясение на территории Азербайджана с $M=5.0$ с координатами $\varphi = 40,5N$ $\lambda = 48,3E$.

Распределение афтершоков имеет северо-западное направление, при этом $\gamma=0,5$.

14 января 1999г. на границе Армении с Грузией произошло землетрясение с магнитудой $M = 4.2$. Глубина очага - 20 км. Афтершоки землетрясения мигрировали от Дманиси в сторону

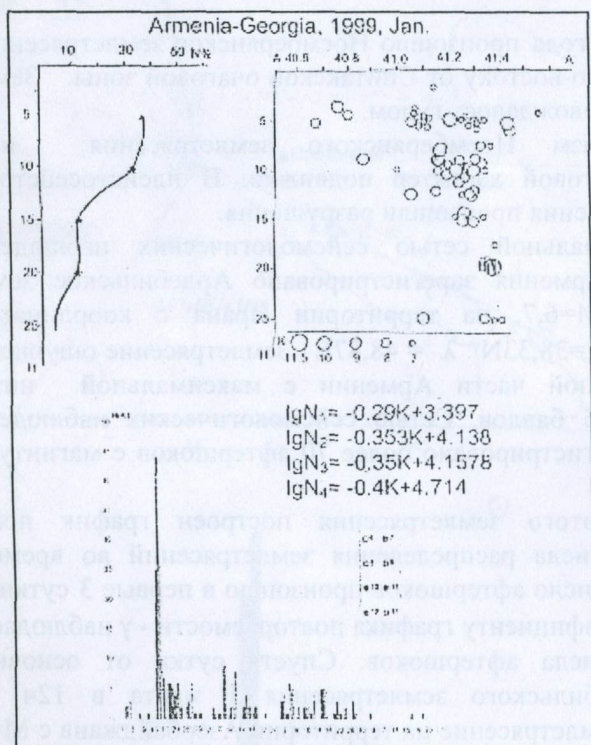


Рис.8

Бавра. Макросейсмический эпицентр достаточно смещен от инструментального. Длительность афтершокового процесса составляла 5 месяцев (рис 8).

Интенсивность землетрясений северо-западной части территории Армении не превышают магнитуду $M = 4,5$. Землетрясения сопровождаются форшоками и афтершоками. Глубина залегания очагов не превышает 10 км.

Сейсмический режим региона.

Для исследования пространственного распределения количественных характеристик землетрясений изучены параметры сейсмического режима (рис 9. а,б,с).

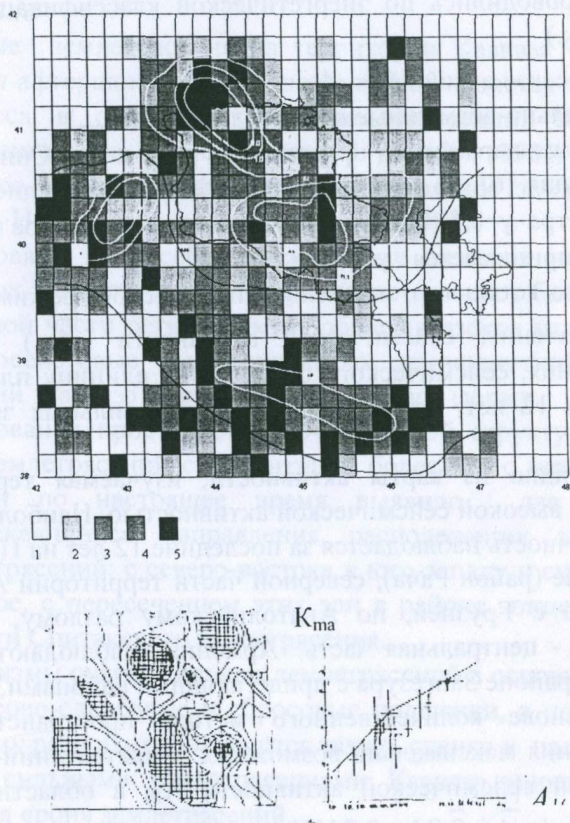


Рис. 9. Параметры сейсмического режима : а) карта активности \bar{A}_{10} на поле сейсмического фона "н" (1 - 2%, 2 - 10%, 3 - 18%, 4 - 30%, 5- 40%) б) карта максимально возможных землетрясений K_{max} в) корреляционная кривая $K_{max}(\bar{A}_{10})$.

1. Количественное распределение "n" в единицу времени и площади

2. Коэффициент наклона графика повторяемости, как долгосрочный параметр и как предвестниковый параметр "b" (γ).

Расчеты проводились по энергетической классификации ($K = \lg E$ дж.)

3. Сейсмическая активность \bar{A}_{10}

4. Максимально-возможные магнитуды M_{\max} (K_{\max})

Исследования параметров проводились до и после Спитакского землетрясения [6]. За весь исследуемый период среднее значение параметра $\gamma=0,5$ ($b=0,8$), при расчетах нормальное значение параметра принимается $\gamma=0,5$.

Для полного детального изучения сейсмического режима картировано значение: сейсмической активности (\bar{A}_{10}) методом суммирования, сейсмического фона "n" на единицу площади и времени за 12 лет, без учета афтершоков сильных землетрясений.

Как видно из карты активности, изучаемая территория отличается высокой сейсмической активностью. Наиболее высокая сейсмичность наблюдается за последние 12 лет на Центральном Кавказе (район Рача), северной части территории Армении на границе с Грузией, по Анатолийскому разлому, а более умеренной - центральная часть Армении. Наблюдаются зоны затишья в районе Зангезура с прилегающими районами.

На основе количественного метода пространственного распределения максимально возможных землетрясений- K_{\max} , с корреляцией сейсмической активности A_{10} в области очагов следующее: $\lg \bar{A} = 2.84 - 0.21(K_{\max} - 15)$ где $K_{\min} = 15$ вполне соответствует территории Армении и сопредельных районов, все разрушительные землетрясения согласуются с корреляционной кривой.

Спитакская очаговая зона соответствует зоне изолинии $K=16$. На карте K_{\max} имеются зоны с $K = 16$, от Еревана к югу Зангезура, в Турции в районе оз. Ван, Ирана - оз. Урмия.

На изучаемой территории четко прослеживается изолиния $K = 15$, что указывает на возможность здесь сильных землетрясений с магнитудой 6 и выше.

Заключение

1. Сильные землетрясения на территории Кавказа сопровождаются афтершоками и форшоками. Наблюдается сложность процесса в очагах сильных землетрясений: Спитакское разрушительное землетрясение 7 декабря 1988г, Дзраршенское землетрясение 1996г, Дманисское землетрясение 1996г., Ноемберянское землетрясение 1997г.
2. Картировано макросейсмическое поле сильных и разрушительных землетрясений. Направление изосейст балльности в северной части региона имеет общекавказское направление. Плестосейстовые зоны ощутимых землетрясений на территории Кавказа имеют изометрическую форму.
3. Исследование пространственно-временной структуры сильных землетрясений с магнитудой более 4,5 с исторических времен по настоящее время выявило два взаимно-пересекающихся направления расположения эпицентров землетрясений: с северо-востока к юго-западу и субмеридиональное, с пересечением этих зон в районе эпицентральной области Спитакского землетрясения.
4. Механизмы очагов сильных землетрясений в основном имеют взбросово-сдвиговые и сбросовые подвижки, а по Анатолическому разлому наблюдаются также сдвиги и надвиги.
5. Перед сильными землетрясениями Кавказа иногда наблюдаются «рои» землетрясений.

Литература

1. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР» М, Наука, 1977, с. 534
2. Toksos M.M., Arpat E., Sargolu F. East Anatolian Earthquake of 24 November, 1976, Nature, 270, 1977. p. 423-425
3. Ambraseys N.N., Zatopek A. Turkey Earthquake Reconnaissance Mission the Varto Usturkan (e. Anatolia) Earthquake of 19 August 1966. Paris: UNESCO, 1967, Feb. p 45.
4. Землетрясения в СССР за 1962-1991 г. Изд-во. Наука, М.
5. Саргсян Г.В , Саркисян Н.М и др. Баврийское землетрясение 18 мая 1994г. Землетрясения Северной Евразии 1994г.Изд-во Наука, М. 2000г. с.134-137
6. Геодакян Э.Г Саргсян Г.В. Исследование долгосрочных параметров сейсмического режима территории Армянской ССР, Сейсмологический Бюллетень Кавказа, Тбилиси «Мецниереба» 1987, с. 114-121.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ СЕЙСМИЧНОСТИ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

**СИМОНЯН Г.П., НАЗАРЯН Л.С., САРГСЯН О.О.
(ЕГУ)**

Отдельные сейсмогеологические предпосылки сейсмичности территории Республики Армении рассматривались в разных работах (А. Габриелян, А. Асланян, Г. Симонян и т.д.). Здесь даются в общих чертах возможные предпосылки в целом. Ниже мы остановимся на этих предпосылках.

1. Возраст складчатости тектонических зон.

Существуют разные схемы тектонического районирования Армении, но большинством авторов принято районирование по А.Габриеляну, на основе возраста складчатости, согласно которому на территории РА отделяют раннеальпийский, средне-

альпийский, верхнеальпийские тектонические зоны и Среднеараксинский межгорный прогиб.

Первая - Вирайюц-Капанкая пологоскладчатая зона эвгеосинклинали развития, раннеальпийской (кимерийской) складчатости, охватывает северо-восточную часть территории Армении и развивалась на байкальском основании. Зона характеризуется сравнительно слабой сейсмичностью, не превышающей 7-8 баллов ($M=4.5-5.0$) Последнее землетрясение силой 7 баллов здесь произошло в 1997г.

Вторая - Базум-Зангезурская интенсивно складчатая зона эвгеосинклинали развития, среднеальпийской складчатости, охватывает Центральное-Армянское плоскогорье и развивалась на герцинском и байкальском основании. Зона характеризуется высокой сейсмичностью. С этой зоной связаны Вайоцзорское (735г.), Гюмрийское (1926г.), Цахкадзорское (1827г.), Зангезурские (1931, 1968г.г.) и другие землетрясения. Последним является Спитакское землетрясение 1988г. силой 10 баллов ($M=7.0$).

Третья зона, состоящая юго-западную часть территории Армении и включающая Прикаспийскую миогеосинклиналию зону позднеальпийской складчатости на герцинском основании характеризуется высокой сейсмичностью и интенсивностью. Здесь зарегистрированы Вайоцзорское (906г.), Гарнийское (1679г.) и другие землетрясения. Интенсивность последнего оценивается в 10 баллов ($M=6.5-7.0$).

Среднеараксинская впадина - это наложенная межгорная впадина, образовавшаяся в заключительной фазе альпийской складчатости в верхнем олигоцене-нижнем миоцене. Заполнившие ее молассовые отложения несогласно залегают на нижележащих породах. Это сейсмоактивная территория, где произошли Двинские (851, 863, 893 гг.) и др. землетрясения. Интенсивность их оценивается в 10 баллов ($M = 6.5-7.0$).

Из вышеприведенного следует, что с тектонической точки зрения, сейсмичность поздно сформировавшихся зон превосходит сейсмичность более раннее сформировавшихся.

2. Новейшие, четвертичные и современные тектонические движения.

Современный высокогорный, сильно расчлененный рельеф Армении сформировался вследствие новейших и четвертичных движений, суммарная амплитуда поднятий которых, по геолого-геоморфологическим данным, составляет 3.5-4км. При этом, в послесарматское время она составляет более 2км, а в четвертичном - до 1км.

На территории Армении выделяют три неотектонические зоны и Среднеараксинский межгорный прогиб, которые во многом соответствуют выше приведенным зонам.

Первая - это моноклиальная зона северо-западного склона Малого Кавказа, которая соответствует Вирайюц-Капанской тектонической зоне. Важной особенностью зоны является донеогеновое складчатое основание с древним (киммерийским) возрастом, унаследованным типом развития новейших структур, слабо дифференцированным поднятием с амплитудами: в новейшем времени до 2000-2500м, в четвертичном - 300-400м и современными вертикальными движениями, со скоростью 2-3мм/г. Зона характеризуется сравнительно слабой - до 7, редко-8 балльной ($M=4.5-5$) сейсмичностью.

Вторая зона Центральной Армении с высокой интенсивностью новейших движений, соответствует Базум-Зангезурской тектонической зоне. Характерной особенностью является обращенный характер поднятий и впадин по отношению к структурам фундамента. Некоторые блоковые поднятия (хребты) в рельефе представлены синклиальными структурами (Памбакский и Арегунийские хребты), а впадины антиклинальными структурами (Дзкнагетская и Памбакская впадины). В этой зоне максимальная амплитуда поднятий неотектонических движений достигает 3.5-4км, амплитуда поднятий четвертичного периода оценивается до 1 км, а скорость современных вертикальных движений до 10-12мм/год. Зоне характерна высокая сейсмичность: до 9-10 баллов ($M=6.1-7.0$).

Третья - Приараксинская неотектоническая зона умеренно дифференцированных поднятий и опусканий соответствует одноименной тектонической зоне. В этой зоне, за исключением некоторых структур, с обращенными формами рельефа, в

основном представлены прямыми соотношениями тектонических структур и форм рельефа. Здесь амплитуда новейших движений достигает 2500м, четвертичных движений - до 400-500м, скорость современных вертикальных движений составляет 3-5мм/год. Зона характеризуется до 8-9, редко 10-и балльной (M 6.0-6.5) сейсмичностью.

Среднеараксинский межгорный прогиб состоит из унаследованных от палеогена и наложенных неоген-четвертичных грабен-опусканий и горст-поднятий, и характеризуется интенсивной дифференциацией новейших тектонических движений. Впадина сформировалась в позднем олигоцене и имеет наложенный характер. Амплитуда новейших дифференцированных движений колеблется от 0 до 1км, четвертичных - 100-500м, скорость современных движений оценивается в 2-3мм/год. Сейсмичность зоны оценивается в 9 и даже 10 баллов (M 6.1-6.5).

Из приведенных данных следует, что сейсмические явления, связанные с новейшими тектоническими зонами в основном отражают активность тектонических зон. Одновременно наблюдается некоторая зависимость между амплитудой новейших тектонических движений неотектонических зон, соотношением новейших структур с основанием, а также между степенью дифференциации и сейсмичностью.

3. Сейсмогенные зоны. Под сейсмогенными зонами понимаем разнородные, разновозрастные и разнонаправленные глубинные (первой категории) и региональные (второй категории) тектонически активные разломы земной коры, которые порождают землетрясения. Связь между землетрясениями и разломами дает возможность на территории Армении выделить сейсмогенные зоны кавказского и антикавказского направлений.

а. Сейсмогенные зоны кавказского направления.

К сейсмогенным зонам первой категории относятся Анкаван-Зангезурская, Шишкерт-Гиратахская, Ереванская, Базум-Севанская зоны, которым соответствуют одноименные глубинные разломы. В Базум-Севанской зоне зарегистрированы только слабые толчки до 7 баллов ($M=4.0-4.6$), в Анкаван-Зангезурской зоне: Цахкадзорское (1827г., 8-9 баллов, $M=6.0-6.5$), Гюмрийское (1926г., 9 баллов, $M=5.8$), Зангезурское (1931г., 9 баллов, $M=5.2$) землетрясения. В Шишкерт-Гира-

тахской зоне зарегистрированы Татевское (1308г., 9 баллов, $M=6.0$), Зангезурское (1.09.1968г., 8 баллов, $M=5.2$), Хонарасарское (Цхукский хребет) (5 тыс.д.н.э., 9-10 баллов, $M=6.5$) и Вардениское (782г.д.н.э., 9 баллов, $M=6.0$) землетрясения. С Ереванской зоной связаны Двинское (893г., 9 баллов, $M=6.5$), Аручское (972г., 9 баллов, $M=6.0$) землетрясения. С Памбак-Севанской зоной связаны Спитакское (1988г., 10 баллов, $M=7.1$) катастрофическое и Ванадзорское землетрясения (9 баллов, $M=6.5$).

К сейсмогенным зонам второй категории относятся Арагац-Вайкская, Среднеараксинская, Дебедашен-Кохбская зоны, которые обусловлены одноименными разломами. С Арагац-Вайкской зоной связаны Анийское (1319г., 9 баллов, $M=5.7$), Вайоцзорское (735г., 9 баллов, $M=6.5$), Гарнийское (1679г., 10 баллов, $M=7.0$) землетрясения. С Среднеараксинской зоной связаны землетрясения, произошедшие в долине р. Аракс (139г., 9 баллов, $M=5.7$) и Вайоцзорское (906г., 9 баллов, $M=6.5$). В Дебедашен-Кохбской зоне произошли только 7-и балльные землетрясения ($M=4.5$).

б. Сейсмогенные зоны Антикавказского направления.

К сейсмогенным зонам первого порядка относятся Нижнеаракская, (Палмиро-Каспийская), Ахурянская, Арарат-Арагац-Джавахская, Азат-Севанская зоны, которые соответствуют одноименным глубинным разломам. С Палмиро-Каспийской зоной (линеamentом) связаны Анийское (1319г., 9 баллов, $M=6.0-6.5$), Дигорское (1935г., 9 баллов, $M=6.5$) и др. землетрясения. В Арарат - Арагац - Джавахской зоне зафиксированы землетрясения, произошедшие в 550г. д.н.э. (9 баллов, $M=6.5$), Араратское (1840г., 10 баллов, $M=7.0$), Аручское (972г., 9 баллов, $M=6.5$), Ахалкалакское (1899г., 9 баллов, $M=6.0$) и др. землетрясения. С Арарат-Севанской зоной связаны Двинское (893г., 9-10 баллов, $M=6.5-7.0$), Гарнийское (1679г., 10 баллов, $M=7.0$) и др.

К сейсмогенным зонам второй категории относятся Гюмри-Ашощкая, Арагац-Спитакская, Раздан-Агстевская, Вайк-Варденисская и Сисиан-Ишханасарская зоны. С Гюмри-Ашощкой зоной связаны Гюмрийское (1926г., 9 баллов, $M=5.7$) и др. землетрясения. С Арагац-Спитакской зоной связаны (1869г.,

8 баллов, $M=5.5$), Спитакское (1988г., 10 баллов, $M=7.1$) и др. землетрясения. В Раздан-Агстевской зоне зарегистрированы Цахкадзорское (1827г., 9 баллов, $M=6.0$) и более слабые землетрясения. С Вайк-Варденинской зоной связаны Вайоцзорское (735г., 9 баллов, $M=6.0-6.5$), Вардениское (782г. д.н.э., 9 баллов, $M=6.0$) землетрясения. С Сисиан-Ишхана-сарской зоной связаны относительно слабые толчки (6-7 баллов, $M=4.1-5.0$).

К ряду сейсмогенных сейсмогеологических предпосылок можно отнести также сохраненные сейсмодислокации и палеосейсмодислокации в эпицентральных зонах сильных землетрясений (выше 8 баллов), произошедших в историческое время: Вайоцзор 735г., Арарат 1840г., Зангезур 1931 и 1968г.г., Спитак 1988г. и др., и в голоцене (около Спитака 20-17 тыс. д.н.э., Ванадзора 3-2 тыс. д.н.э., 782г., д.н.э. и др.). Приведенные геолого-сейсмические предпосылки можно использовать при определении места и силы возникновения землетрясений и составления общих и детальных карт сейсмического районирования территории Армении.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД АРМЕНИИ

**ХАЛАТЯН Э.С.
(ИГН НАН РА)**

Сложнейшие гидрогеологические условия РА обусловлены разнообразием геологического строения республики, биоклиматическими, геоморфологическими и другими условиями. В ее геологическом строении участвуют различные по возрасту, генезису, литологическому составу и условиям залегания осадочные и магматические породы, различной степени водопроницаемости. Водоносные горизонты преимущественно приурочены к палеозойским известнякам, верхнеюрским известнякам и песчаникам, к верхнемеловым известнякам и мергелям, к известнякам, мергелям и песчаникам

среднеэоценовых вулканогенно-осадочных образований. Большой водообильностью на территории Армении отличаются молодые лавы, аллювиальные отложения и водоносные горизонты, заключенные в отложениях верхнемелового возраста [1,3].

По гидродинамическим условиям выделяются нижняя, средняя и верхняя зоны. В общем балансе подземных вод Армении эти зоны не равнозначны. Основное место в балансе подземных вод занимает верхняя гидродинамическая зона - грунтовые безнапорные воды.

Наряду с гидродинамическими зонами выделяются гидрохимические, отличимые не только по величине общей минерализации, составу воды, температуре, но и по газогидрогеохимической зональности, наличию определенного набора микрокомпонентов (таблица).

По богатству и разнообразию минеральных вод РА относится к интереснейшим регионам мира.

В Армении в общем плане наблюдается с глубиной зональная смена вод.



Вертикальная и горизонтальная гидрохимическая зональность минеральных вод вызвана увеличением общей минерализации и сменой состава при движении вод по породам.

1. Гидрохимическая зона включает воды $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-Mg}$, $\text{HCO}_3\text{-SO}_4$ разного катионного состава с общей минерализацией до 5.0г/л.

Температура воды не более 26⁰С (Татев). Воды данной зоны грунтово-трещинные, пластово-трещинные, трещинно-жилые. В газовом составе некоторых вод к CO_2 присоединяется азот (Арагат, Аргичи).

Гидрогеохимическая зональность минеральных вод Армении

Тектон. области	Геотермич. области	Гидрогеохимические зоны	Тип вод	Источники	Водовмещающие породы
Раннеальпийская складчатость и области питания артезианских бассейнов средне-позднеальпийской складчатости	Северо-восточная область $\Gamma=1.5-3.3^{\circ}\text{C}/100\text{м}$ $Q=0.9$ мккал/см ² сек	I зона Минерализация до 5г/л Воды в основном холодные	HCO ₃ -Ca	Арагат, Арени, Татев и др.	Карбонатные породы
			HCO ₃ -Mg	Севкар, Ноемберян, Зод	Доломиты, основные и ультраосновные породы
			HCO ₃ -SO ₄ разного катионного состава	Алаверди, Мартуни, Лернашен	Гидротермально измененные породы, зоны с сульфидной минерализацией
Средне- и позднеальпийская складчатость	Центральная область $\Gamma=5^{\circ}\text{C}/100\text{м}$ $Q \geq 2.0$ ккал/см ² сек	II зона Минерализация до 10г/л. Встречаются субтермальные и термальные воды	HCO ₃ -Na	Бжни, Арзакан, Дилижан	Метаморфические и эффузивные породы
			HCO ₃ -Cl-Na	Анкаван, Личк, Карашен	Метаморфические и песчано-глинистые породы
			HCO ₃ -SO ₄ -Na	Джермук, Дали, Гридзор	Изверженные вулканогенно осадочные породы
Средне- и позднеальпийская складчатость	Юго-западная область $\Gamma=1.5-3.3^{\circ}\text{C}/100\text{м}$ $Q=0.77-1.779$ мккал/см ² сек	III зона Минерализация до 100г/л. Встречаются субтермальные и термальные воды	HCO ₃ -Cl-Na	Горбатех, Ехегис, Саят-Нова	Вулканогенно-осадочные породы
			Cl-HCO ₃ -Na	Азатаван, Двин, Севаберд	Терригенно-карбонатные флишевые фации
			Cl-Na	Арзни, Птгни, Раздан	Соленосные породы

Вертикальная и горизонтальная гидрохимическая зональность минеральных вод вызвана увеличением общей минерализации и сменой состава при движении вод по породам.

1. Гидрохимическая зона включает воды HCO₃-Ca, HCO₃-Mg, HCO₃-SO₄ разного катионного состава с общей минерализацией до 5.0г/л.

Температура воды не более 26⁰С (Татев). Воды данной зоны грунтово-трещинные, пластово-трещинные, трещинно-жильные. В газовом составе некоторых вод к CO₂ присутствует азот (Арабат, Аргичи).

2. Зона HCO₃-Na, HCO₃-Cl-Na, HCO₃-SO₄-Na воды с минерализацией до 10.0г/л. Этих вод нет в Сомхето-Капанской тектонической зоне. HCO₃-Na воды в осадочных породах образуются, по-видимому, при катионном обмене Ca на Na. В эффузивах (Дилижан), интрузиях (Мегри) и метаморфических породах (Бжни, Арзакан, Агверан) обогащение щелочными элементами идет за счет разложения полевых шпатов. Температура воды до 42⁰-52⁰ (Бжни, Арзакан, Анкаван) и 64⁰ (Джермук). Водообмен этой гидрохимической зоны происходит в течение 45-50 лет.

3. Зона HCO₃-Cl-Na; Cl-HCO₃-Na; Cl-Na вод с минерализацией до 100г/л. Высокоминерализованные воды присущи областям наибольшего погружения и бассейнам, сложенным соленосными отложениями. Формирование вод этой зоны связано со смещением древних инфильтрационных гидрокарбонатных натриевых вод с древними седиментационными хлоридными натриевыми водами. Возобновление вод этой зоны происходит в течение от 5000 до 15000 лет. Воды 3 зоны - пластово-трещинные с температурой до 83⁰ (Севаберд).

При неотектонической активизации отдельных регионов воды нижней гидрогеодинамической и гидрогеохимической зон проникают вверх, что сопровождается изменениями ряда физико-химических параметров (дебит, газовый состав, температура и др. показатели).

Сложность геологических и гидрогеологических условий Армении, наличие мощного новейшего вулканизма и рудной минерализации приводят к большому разнообразию и широкой распространенности углекислых минеральных вод на ее территории. В республике зафиксировано около 700 минеральных источников.

Многие минеральные источники Армении по своему химическому составу и температуре близки к водам прославленных курортов Карловы Вары (Джермук, Арпи, Гридзор), Боржоми

(Дилижан, Арзакан, Бжни), Эссенуки (Анкаван, Личк, Мартуни), Кисловодск (Татев, Арагац), Цхалтубо (Арарат и Фиолетово). Воды Зоден-Антаунс, Киссенген, Висбаден, Наугейм, Зельтер и Роя имеют такие армянские аналоги, как Арзни, Гюмуш, Авазан, Птгни, Раздан, Двин, Азатаван, Норашен, Ехегис, Орбатех, Саят-Нова и др. источни-ки. Особенно многодебитны минеральные воды Арарата, Арагаца, Джермука, Анкавана, Арзни, Татева и др.

Наступило время использовать минеральные воды РА не только в бальнеологии, в пищевой промышленности, но и для извлечения газов и ценных микрокомпонентов из минеральных вод. Совместно с технологами М.Н.Арутюновой и А.Р.Халатяном нами предложена технологическая схема сорбционного извлечения редких щелочных металлов из некоторых углекислых терм Республики Армения [4].

Литература

1. Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Изд. "Айпетрат", Ереван, 1958, 430с.
2. Геология АрмССР. Т.8, Гидрогеология. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1974, 210с.
3. Геология Арм.ССР. Т.9. Минеральные воды. Изд. АН Арм ССР, Ереван, 1968, 521с.
4. Халатян Э.С., Арутюнова М.Н., Халатян А.Р. Извлечение редких металлов из терм Армении. Сборник научных трудов Горно-металлургического института 1999-2000г. Ереван, 2000, с.68-74.
5. Trettin R., Hiller A., Khalatian E.S. Komplexe Isotopentersuchungen an Armenischen Mineralwassern. ZfJ-Mitt, 1984, N4, Isot.Nztur., Leipzig, 1983, 1, p 391-401.

СЕКЦИЯ 3 – РАЗВЕДОЧНАЯ ГЕОФИЗИКА

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПРИАРАКСИНСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА

АРУТЮНЯН Р.А.
(ЕГУ)

В Мегринском рудном районе известен ряд месторождений и рудопроявлений золота, пространственно и генетически связанных с Мегринским плутоном [1].

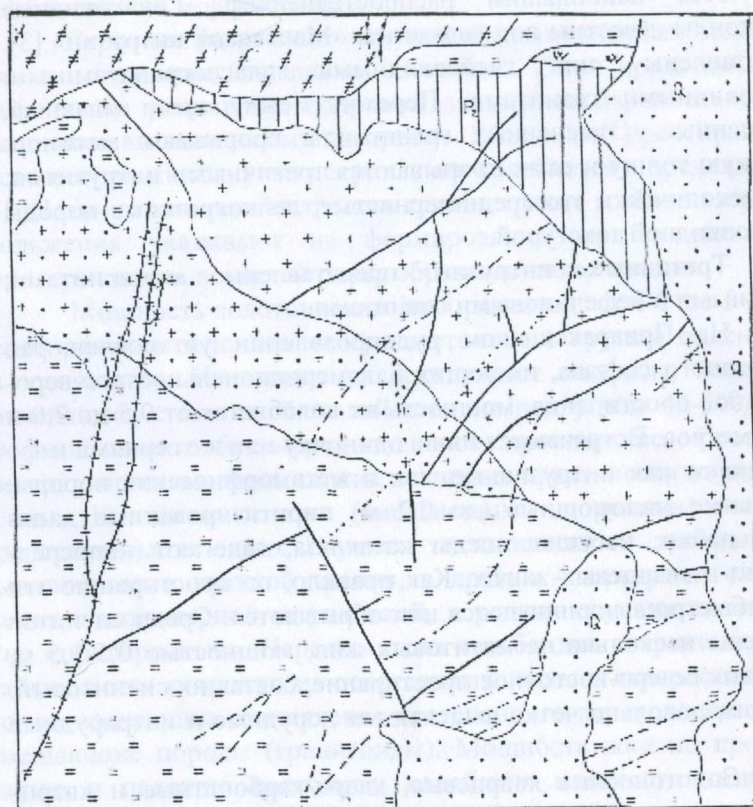
Выявленное нами Приараксинское рудопроявление золота по своей структурной позиции, пространственной приуроченности к определенным интрузиям, морфологии и составу рудоносных тел, отличается от всех известных месторождений и проявлений района.

Поэтому приводимые ниже данные о геологическом строении названного рудопроявления могут представлять не только частный интерес.

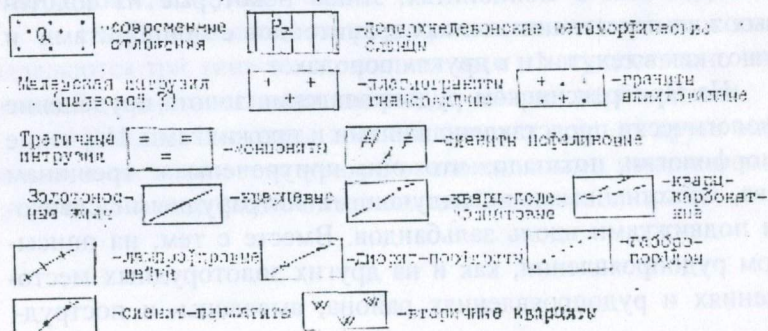
Приараксинское золоторудное проявление находится в юго-восточной части Мегринского рудного района. Локализовано оно на стыке доверхнедевонской метаморфической толщи, гнейсовидных гранитоидов палеозойского (?) возраста и третичного Мегринского плутона (рис.1).

Весь перечисленный комплекс пород прорван лампрофировыми, габбро-порфировыми, сиенит-пегматитовыми дайками и жилами разного состава. Здесь долина р.Малев перекрыта чехлом аллювиальных отложений, мощностью до 10 км.

Доверхнедевонские образования сложены метаморфизованными порфиритами с прослоями хлоритовых, кремнистых сланцев, метаморфизованными туфобрекчиями и туфоконгломератами. В приконтактной части с третичными интрузиями, в зоне контактного метаморфизма, указанные породы превращены во вторичные кварциты. Полоса вторичных кварцитов при мощности 50-90м прослеживается далеко за пределами описываемого рудопроявления.



Ано.1 Геологическая карта Принаравского рудопромысла золота



В районе рудопроявления интрузивные породы пользуются наибольшим распространением. Гнейсовидные гранитоиды известны под названием «Малевской интрузии» [3]. Представлены они гнейсовидными плагиогранитами и аплитовидными гранитами. Переход между ними плавный, постепенный. Отмеченные гранитоиды прорывают метаморфическую толщу и сами прорываются третичными интрузиями. Макроскопически это среднезернистые, лейкократовые породы с гнейсовидной текстурой.

Третичные интрузии представлены монцонитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами.

На Приараксинском рудопроявлении установлен ряд даек разного состава, имеющих близмеридиональное и северо-восточное простирания, мощность их колеблется от 0,5 до 2,0 и более метров. Встречаются они в одиночку или же сериями и пересекают как интрузивные, так и метаморфические породы. Отдельные маломощные (до 0,2 м) пиритизированные дацитовые дайки, несущие следы катаклаза, залегают непосредственно в кварцевых жилах. Как правило, по простиранию эти дайки быстро выклиниваются или обрываются. Среди сиенитов отмечены несколько пегматитовых жил, мощностью 0,5-1,5 м, имеющих северо-восточное простирание, состав их сиенитовый. В целом, довольно четко выделяются дорудные и интравудные дайки.

Золотоносные кварцевые, кварц-карбонатные и кварц-полевошпатовые жилы залегают в основном в гнейсовидных гранитоидах или в монцонитах. Лишь некоторые из золотоносных жил пересекают контакт гранитоидов с монцонитами и залегают как в тех, так и в других породах.

На Приараксинском рудопроявлении золота оруденение морфологически представлено жилами и прожилками. Изучение их морфологии показало, что они приурочены к трещинам отрыва, осложненными последующими интравудными сдвиговыми подвижками вдоль зальбандов. Вместе с тем, на описываемом рудопроявлении, как и на других золоторудных месторождениях и рудопроявлениях района, выявлены и поструд-

ные нарушения, которые, однако, не меняют сколько-нибудь существенно их морфологию.

Строение разрывных нарушений, выполненных золотоносными жилами, довольно сложное. Они представлены одиночными разрывами, сопровождающимися параллельными трещинами, выполненными кварцем. Жилы по простиранию часто искривляются, угол искривления колеблется в пределах 5-15°. Наличие в контактах трещин глинок трения и обилие зеркал скольжения указывают на формирование жил в связи с приоткрыванием полостей ранее образовавшихся трещин.

Мощность золотоносных жил различна: от 1-2 до 5-6 м, простирание в основном северо-восточное с крутым падением на юго-восток. Некоторые из жил имеют апофизы, которые сочленяются с основной жилой в плане под углом 40-50°, т.е. апофизы имеют близмеридиональное простирание. Составы минерального выполнения жил и апофиз практически тождественны. Контакты жил с вмещающими породами четкие, представлены в одних случаях тектоническими трещинами, выполненными глиной трения, в других - зеркалами скольжения с характерной штриховкой, в редких случаях контакты жил «приваренные». Нередко вдоль зальбандов кварцевых жил наблюдаются оторочки из осветленных, сильно окварцованных пород, создающих впечатление постепенного перехода жилы во вмещающие породы (гранитоиды). Мощность жил по простиранию и падению постоянна: колебания мощности незначительны. Выклинивание жил в одних случаях постепенное, клиновидное, в других - резкое.

На Приараксинском рудопроявлении золота по составу выделяются три типа золотоносных жил: 1 - существенно кварцевые, 2 - кварц - полевошпатовые, 3 - кварц - карбонатные.

Выделенные типы жил отличаются друг от друга минеральным составом, текстурами, околужильными изменениями и т.д., что наглядно видно из приводимой ниже таблицы 1.

Таблица 1

Тип жил	Околожилные изменения	Минеральный состав	Текстура	Вмещающие породы
Кварцевые	Окварцевание Серицитизация Пиритизация	Кварц (темносерый, полупрозрачный), пирит, магнетит, гематит, халькопирит, сфалерит	Массивная	Гнейсовидные Плагиграниты Аплитовидные граниты Монциты
Кварц-полевошпатовые	Окварцевание серицитизация	Кварц (светло-серый, белый, прозрачный), пирит, магнетит, гематит, халькопирит	Брекчиевая	Аплитовидные граниты, Плагииграниты Монциты
Кварц-карбонатные	Окварцевание карбонатизация	Кварц (хальцедоновидный), каронат, пирит, магнетит	Полосчатая	Монциты

Распространенные брекчиевые и полосчатые текстуры руд указывают на приоткрывание рудных полостей в процессе рудоотложения. Повсеместно количество жильных минералов резко преобладает над рудными, которые составляют не более 1,5-2,0 % от общей массы жил. Таким образом, Приараксинское рудопроявление золота может быть отнесено к типу малосульфидных [4]. Во всех случаях рудные минералы образуют тонкие прожилки или рассеянную вкрапленность. В целом рудная минерализация распределяется в пределах жил крайне неравномерно. С поверхности жилы заохрены и слабо малахитизированы, редко наблюдается и азурит.

На рудопроявлении развиты ореолы окolorудных изменений. Формирование золотоносных жил тесно связано с серицитизацией, окварцеванием и слабой пиритизацией боковых пород. Периоду рудообразования предшествовало образование ряда крупных трещин северо-восточного простирания. Хотя изменения вмещающих пород и образование жил сближены во времени и развивались по одной трещинной сети, они были последовательны.

Изучение характера выделения рудных минералов, их взаимоотношений, а также пространственной разобщенности, показало, что формирование золотоносных жил описываемого рудопроявления было многостадийным.

В общих чертах на рудопроявлении можно выделить три стадии рудообразования, разделенные интратрудными подвижками, в течение которых минерализующие растворы существенно меняли свой состав.

Первая - *кварц-серицитовая стадия* минерализации пользуется наибольшим распространением, причем максимальное ее развитие отмечается в гранитоидах. В эту стадию происходило окварцевание, серицитизация и, частично, хлоритизация рудовмещающих пород. Из рудных минералов были привнесены лишь пирит и магнетит.

Во вторую - *кварц-сульфидную стадию* рудообразования сформировалась основная масса рудоносных жил и отлагались пирит, магнетит, гематит, халькопирит, сфалерит, золото и серебро.

Третьей - *карбонатной стадией* завершается рудный процесс. В эту стадию привноса рудных минералов не было. Отмечаются лишь прожилки карбоната (кварцита и анкерита), секущие образования предыдущих стадий.

Следует отметить, что минеральные продукты различных стадий рудообразования совмещены в пространстве в пределах одних и тех же трещин.

Судя по морфологии рудоносных тел, характеру выделения рудных минералов и околорудным изменениям, в формировании золотоносных жил Приараксинского рудопроявления золота принимали участие как процессы выполнения приоткрытых трещин гидротермальными растворами, так и процессы гидротерматоза. Резюмируя вышеизложенное, можно сделать следующие **выводы:**

1. Приараксинское рудопроявление золота существенно отличается от всех других золоторудных месторождений и рудопроявлений Мегринского рудного района;
2. На рудопроявлении выделяются три типа золотоносных жил;
3. Комбинация разных по составу золотоносных жил в пределах рудопроявления, видимо, может быть объяснена структурно-литологическими особенностями рудовмещающих пород.

4. Рудоотложению предшествовало интенсивное гидротермальное изменение рудовмещающих пород. Эти изменения близки к процессам низкотемпературного метасоматоза типа березитизации.

Литература

1. Арутюнян Р.А. Генетические типы золоторудных месторождений и проявлений Мегринского плутона. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1970, № 4
2. Ходжабабян Г.С., Арутюнян Р.А., Меликсетян Б.М. Особенности геологического строения и магматизма юго-восточной части Мегринского рудного района. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1974, № 2.
3. Адамян А.И. Петрография щелочных пород Мегринского района. Изд. АН Арм.ССР, 1955, Ереван.
4. Петровская Н.В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формация золотых руд СССР. Сб. Генетические проблемы руд. Изд. АН СССР, 1960, Москва.

РЕАКЦИЯ ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ АРМЕНИИ НА ИЗМИТСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 1999г.

**АСЛАНЯН С.Р.
(СД НССЗ РА)**

Для оценки текущей сейсмической опасности особое место уделяется данным гидрогеодинамических наблюдений. С учетом геологических, сейсмических и гидрогеологических условий территории Армении с 1986г. выбраны места и пробурены скважины, на основе которых созданы стационарные режимные гидрогеодинамические станции. В настоящее время в составе НССЗ РА действует 15 станций. Во всех скважинах измеряется уровень артезианских вод, частотой один раз в час, с точностью ± 1 см. Скважины имеют глубину 125-180 м, а фильтры расположены на глубинах 75-160 м. Годичные изме-

нения уровня воды в большинстве скважин имеют выраженный сезонный ход. С наступлением весны начинается повышение уровней артезианских вод и с конца лета или осенью - уровень снижается. Изменением уровней артезианские воды, в некоторых скважинах, реагировали на близкие землетрясения (расстояние от эпицентра около 25 км) [1-5].

Неожиданно для нас две станции ("Ноемберян" и "Ашоцк") отреагировали на Измитское землетрясение 18.07.1999г., расстояние от эпицентра составляет около 1200км.

На гидродинамической станции "Ноемберян" было зарегистрировано аномальное повышение уровня артезианских вод в августе 1999г (рис. 1). В течении 9 дней уровень воды повысился на 43 см от среднего фона, потом стал медленно снижаться и через два дня после начала снижения уровня произошло землетрясение в Измите с $M=7,4$ после чего изменение уровня воды в течение 5 суток вернулось к своему "нормальному" состоянию.

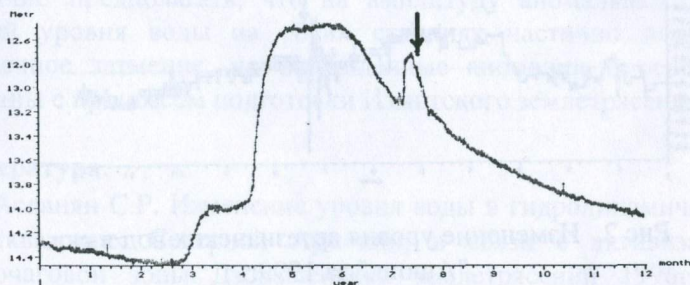


Рис.1. Изменение уровня артезианских вод в скв. "Ноемберян" за 1999г.

В скважине "Ноемберян" измеряется уровень артезианских вод начиная с 1986г. За 16 лет изменением уровня воды в скважине они отреагировали на несколько близких землетрясений: Спитакское 1988г. / $M=7.1$ / и Ноемберянское 1997г. / $M=4.4$ /.

Своеобразное аномальное изменение уровня артезианских вод зарегистрировалось на гидродинамической станции "Ашоцк" в августе 1999г. (рис. 2). Здесь уровень воды изменился резкими падениями и поднятиями с амплитудой 21 см. Период аномальных изменений длился с 05.08.1999г. до 11.08.1999г., а через несколько дней – в 17.08.1999г. произошло Измитское землетрясение. Нужно отметить, что землетрясение произошло после восстановления нормального хода на обеих станциях. Восстановление уровня подземных вод перед основным событием может быть объяснено моделью лавинно-неустойчивого трещинообразования очага, согласно которой на последней стадии подготовки землетрясения неустойчивая деформация стягивается в узкую зону, а в большей части объема напряжение падает, что неизбежно отражается и на режиме подземных вод [6].

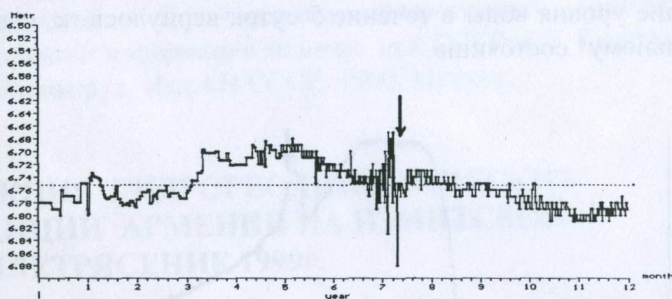


Рис 2. Изменение уровня артезианских вод в скв. "Ашоцк" за 1999г.

Станция "Ашоцк" расположена в пределах Базум-Зангезурской интенсивно складчатой зоны (Базумский горст-антиклинорий) на сейсмоактивных, региональных разломах (Памбак-Севанский и Сарикамыш-Желтореченский).

Станция также среагировала на некоторые близкие землетрясения, как Дзорашенские 1996г. и Джавахетские 1994-96гг.

И так: две гидродинамические станции Северной Армении среагировали на отдаленное разрушительное землетрясение с $M=7.4$. По остальным станциям заметные ано-

мальные изменения уровня артезианских вод отсутствуют. Надо отметить, что это явление, когда часть станций реагирует на сейсмические события, а другая - нет, наблюдается и с близкими землетрясениями. Это можно объяснить сложным геологическим и гидрогеологическим строением территории Армении, а также различной чувствительностью системы - скважина-водоносный горизонт, к воздействию сейсмических процессов.

Важно отметить еще один факт: в августе 1999г. наблюдалось солнечное затмение. Хорошо известно, что силы притяжения Луны и Солнца вызывают не только приливные колебания уровня моря, но и деформации твердого тела Земли. Земные приливы влияют и на уровень подземных вод. Установлено, что приливные деформации приводят к изменению уровня подземных вод с амплитудой приблизительно 6-20 мм [7]. Логично, что совместное влияние Луны и Солнца во время затмения может отражаться на уровне артезианских вод большими изменениями амплитуды. Но влияние приливных сил не может вызывать аномалии с амплитудой 43 или 21 см. Логично предполагать, что на амплитуду аномальных изменений уровня воды на обеих станциях частично повлияло солнечное затмение, но наблюдаемые аномалии в основном связаны с процессом подготовки Измитского землетрясения.

Литература.

1. Асланян С.Р. Изменение уровня воды в гидродинамических скважинах Северной Армении, в связи с активизацией очаговой зоны Дзорашенских землетрясений 1996г., Сб научных трудов конференции, посв. 35-летию основания ИГИС НАН РА, г.Гюмри, 8-11 октября, 1996, с. 44-45.
2. S.Aslanyan; A.A. Kirakosyan; G.G. Markosyan. Hydrodynamic Premonitions on the Territory of Northern Armenia in Connection With Seismic Occurences of Spitak Earthquake Source in 1996. Abstracts, The 29th General Assembly of the International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI) 1997. August 18-28, 1997, Thessaloniki, Greece

3. Асланян С.Р., Киракосян А.А., Маркосян Г.Г., Назаретян С.Н.. Аномальные изменения уровня воды в гидродинамических скважинах Северной Армении за 1996-1997гг. и их связь с сейсмическими событиями. Сб. научных трудов конференции, посвященной 90-летию со дня рождения акад. А.Г. Назарова, 1-4 июня, 1998, г. Гюмри, Изд. «Гитутюн» НАН РА; с.222-226.
4. Асланян С.Р., Киракосян А.А., Маркосян Г.Г., Назаретян С.Н.. Опыт прогнозирования повторных толчков по гидродинамическим данным (на примере землетрясений в Северной Армении). Международная Академия Наук Экологии и Безопасности Жизнедеятельности, Вестник, Санкт-Петербург, 1998, N 3(15), с. 41-42.
5. S.Aslanyan, A.Gevorgyan, A.Kirakosyan, G.Markosyan, S. Naza-retyan. Prognosis Attempnt to Activation Course of the Source Zones of the Northern Armenia According to the Hydrodynamic Data.Third International Conference on Seismology and Earthquake Engineering. May 17-19, 1999, Tehran, I.R. Iran.
6. Киссин И.Г. Землетрясения и подземные воды, М., 1982, с. 58-76, 113-160.
7. Киссин И.Г. Гидрогеодинамические предвестники в системе землетрясений. В сб. Гидрогеодинамические предвестники землетрясений, М., 1984, с. 3-30.

МОНИТОРИНГ АТМОСФЕРНОГО ВОЗДУХА ТЕРРИТОРИИ г.ГЮМРИ

**ГАСПАРЯН Р.К., ОГАНЕСЯН Т.О., ГАСПАРЯН В.Р.
(ИГИС НАН РА, ЦМОС)**

Как глобальное экологическое бедствие, Спитакское землетрясение явилось основным фактором обострения геоэкологической обстановки урбанизированных территорий северной Армении. Возникновение и активизация различных экзо- и техногенных процессов и явлений, бедственное положение системы подземных коммуникаций, низкий уровень санитарно-гигиенических условий и, наконец, полное отсутствие природоохранных мероприятий, привели к интенсивному загрязнению атмосферы, грунтов и грунтовых вод территории г. Гюмри. Ключевые геоэкологические проблемы территории города и его окрестностей рассмотрены в работах [1,2,3]. В нашем сообщении освещены некоторые аспекты загрязнения атмосферного воздуха г.Гюмри на основе результатов наблюдений, полученных лабораторией мониторинга окружающей среды в период 1999-2001 г.г.

Известно, что после Спитакского землетрясения, в Гюмри прекратили свое существование 99% производственных предприятий и другие объекты (котельные, карьеры и др.) являющиеся основными источниками загрязнения воздушного бассейна города. Однако, было бы грубой ошибкой делать из сказанного вывод, что проблема чистоты воздуха г.Гюмри исчезла, или, что она не актуальна.

Как видно из рис.1 среди городов Республики, где осуществляется мониторинг состояния атмосферного воздуха (кроме г. Ереван) по степени загрязнения, г.Гюмри прочно занимает ведущее место.

Проблема загрязнения воздушного бассейна г.Гюмри имеет свои специфические особенности. Наиболее остро она проявляется в зимнее время года, в периоды неблагоприятных метеорологических условий, когда рассеивание вредных примесей затруднено штилевым застоем воздуха.

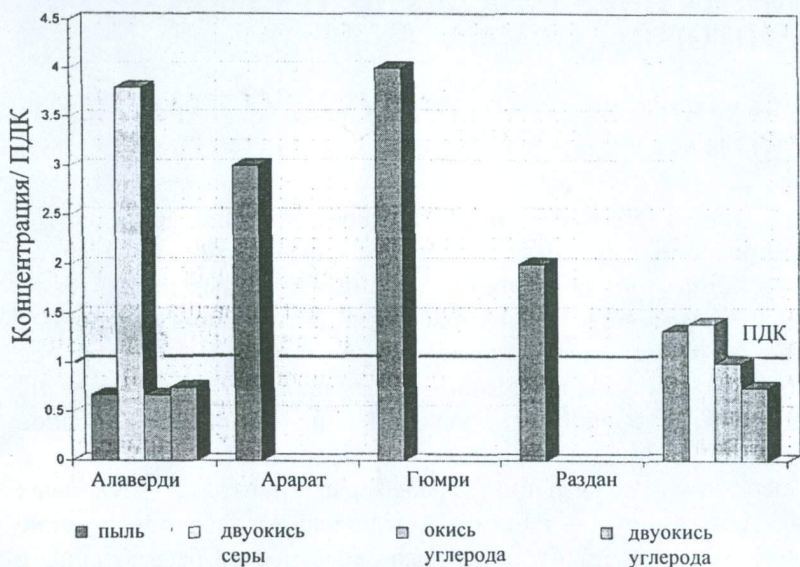


Рис.1 Среднемесячные концентрации вредных веществ, выраженные соотношением *концентрация / ПДК*

Сжигание городского мусора, содержащего значительные количества компонентов, не подвергающиеся минерализации в почве (стекло, пластмасса, металл, стекловата, асбест и др.), приводит к дополнительному загрязнению атмосферного воздуха, которое по большинству агентов превышает предельно допустимые концентрации (ПДК) вредных веществ (рис.2).

Сравнительный анализ динамики различных заболеваний среди населения города, проведенный различными авторами [4,5] свидетельствует о существенном росте числа людей, страдающих болезнями дыхательного аппарата и зрения, а также болезнями аллергического характера. По нашему мнению, росту онкологических заболеваний может существенно способствовать радоновое загрязнение жилых помещений [3].

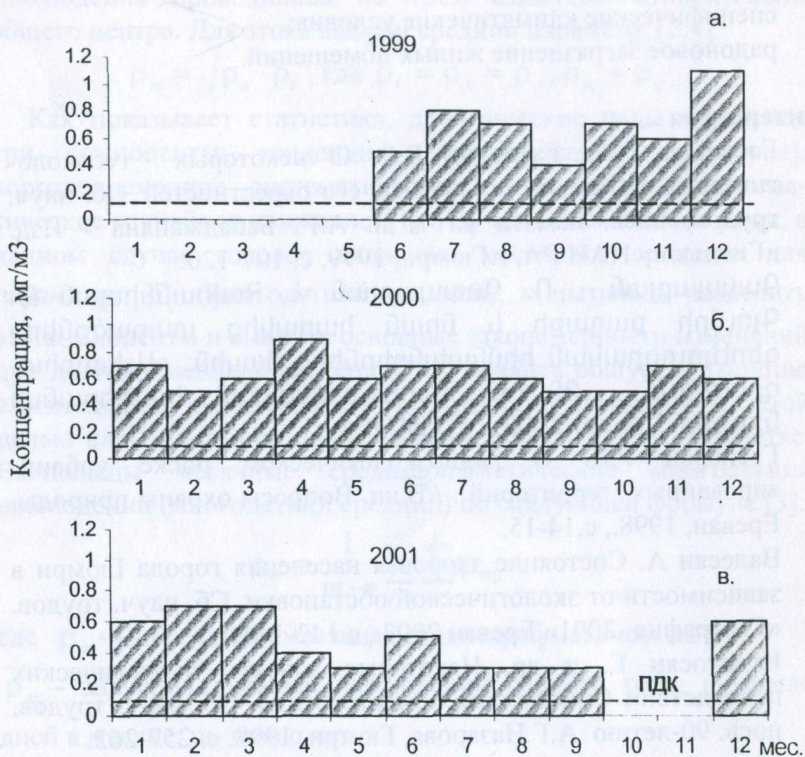


Рис. 2. Среднемесячные концентрации вредных веществ в атмосферном воздухе г. Гюмри.

В целом, основными факторами, характеризующими экологическое состояние воздушного бассейна Гюмри, являются:

- наличие полуразрушенных и аварийных зданий и сооружений, строительного и бытового мусора;
- полное отсутствие на северо-западной окраине города почвенно - растительного слоя и лесополос;
- использование различных материалов, содержащих вредные вещества, для отопительных целей (упаковочный материал, поливинилхлор и др.);
- нарушение технологии эксплуатации жидких и газовых горючих материалов;

- выхлопные газы автотранспорта;
- специфические климатические условия;
- радоновое загрязнение жилых помещений.

Литература

1. Гаспарян Р.К., Гаспарян В.Р. О некоторых геоэкологических проблемах г. Гюмри и его окрестностей. Сб. науч. трудов, посв. памяти к.г.-м н. А.Г. Бабаджаняна - Изд. «Гититюн» НАН РА, г.Гюмри, 1999. с. 107-120.
2. Չափարյան Ռ., Չափարյան Վ., Հովհաննիսյան Թ. Գյումրիի քաղաքի և նրան հարակից տարածքների գեոէկոլոգիական հիմնախնդիրների մասին: «Աշխարհագրություն - 2001», Գիտագործնական կոնֆերանսի նյութեր: Երևան 2002, էջ. 124-131
3. Гаспарян Р.К. О радиозокологическом риске урбанизированных территорий . //В.кн. Вопросы охраны природы. Ереван, 1998., с.14-15.
4. Валесян А. Состояние здоровья населения города Гюмри в зависимости от экологической обстановки. Сб. науч. трудов. «География -2001» Ереван 2002., с.142-144.
5. Игнатосян Г. и др. Некоторые аспекты экологических последствий Спитакского землетрясения. Сб. науч. трудов, посв. 90-летию А.Г.Назарова, Гюмри, 1998. с. 257-262.

О ВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ

КАРАПЕТЯН К. А., АВETИСЯН С.М.
(ИГИС НАН РА, СД НССЗ РА)

При исследовании и анализе результатов многолетних (1994-2001г.г.) стационарных электрометрических (метод сопротивления) наблюдений на геофизическом пункте «Исаакян» сделана попытка определения временных изменений (многолетнего среднего) параметра ρ_k .

Наблюдения проводились по трем азимутам относительно общего центра. Для этого выбран средний параметр [2,4].

$$\rho_m = \sqrt{\rho_n \cdot \rho_t}, \text{ где } \rho_t = \rho_x = \rho_y, \rho_n = \rho_z$$

Как показывает статистика, динамические ряды включают три компоненты: тенденцию (долговременное движение); коротковременное систематическое движение и несистематическое случайное движение [1]. Изучая динамические ряды, в данном случае годовое движение месячного среднего для параметра ρ_k (многолетний средний), попытались разделить эти компоненты и выявить основные закономерности изменений при долговременном движении, т.е. выявить общую тенденцию в изменении, освобождаясь от случайных факторов. С этой целью ряды динамики подвергались статистической обработке. Вычислены месячные среднеарифметические многолетних наблюдений (многолетний средний) по следующей формуле [3].

$$\rho_m = \frac{1}{m \cdot n} \sum_{j=1}^m \sum_{i=1}^n \rho_{m_j}$$

где ρ_m - многолетняя месячная среднеарифметическая,

ρ_{m_j} - значения дневных наблюдений данного года; n- число дней в месяце; m- число лет.

Как показывают результаты расчета (рис. 1), наблюдается синусоидальное изменение эмпирического ряда, который представляет периодическое изменение. Следовательно, чтобы найти временное движение параметра ρ_k , можно использовать аналитическое выравнивание динамических рядов при помощи ряда Фурье [1]. Принимая, что синусоидальные колебания динамического ряда представляют гармонические колебания, можно разложить функцию по ряду Фурье. Изучить динамику изменений по ряду Фурье, значит найти такие простые гармонические колебания, суммируя которые можно получить фактическое периодическое изменение динамического ряда.

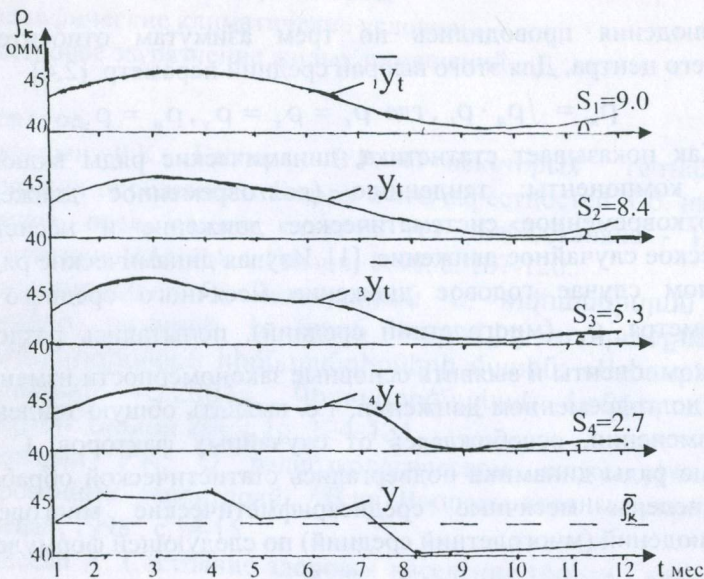


Рис.1 Временное изменение среднемесячных (многолетний средний) значений параметра ρ_k , Y - наблюдаемые значения. ${}_1Y_t, {}_2Y_t, {}_3Y_t, {}_4Y_t$ - теоретические кривые, соответственно для 1-4 гармоник ряда Фурье; S_1, S_2, S_3, S_4 - суммы квадратов разностей наблюдаемых и теоретических данных, соответственно для 1-4 гармоник ряда Фурье.

При помощи ряда Фурье можно показать динамику явления в функциональном виде, в зависимости от времени t , где слагаемые расположены по убыванию колебаний:

$$y_t = a_0 + \sum_{k=1}^m (a_k \cos kt + b_k \sin kt).$$

Параметры ряда Фурье находят методом наименьших квадратов по следующим формулам:

$$a_0 = \frac{1}{n} \sum y; a_k = \frac{2}{n} \sum y_k \cos kt; b_k = \frac{2}{n} \sum y_k \sin kt.$$

Используя ряд Фурье ($n=12$ число месяцев в году), последовательные значения t выражены в градусах и определены от 0 до $\frac{2\pi}{n}$, показатель k в данных формулах определяет гармонику ряда. Обычно, при выравнивании по ряду Фурье рассчитывают несколько гармоник и затем определяют, какая из них наилучшим образом отражает периодичность изменения ряда. В данном случае нужно, чтобы сумма квадратов разностей фактических и выравненных значений была наименьшей [3]

$$(y_1 - \bar{y}_1)^2 + (y_2 - \bar{y}_2)^2 + \dots + (y_n - \bar{y}_n)^2 = S = \min$$

или $\sum (y - \bar{y}_i)^2 = \min.$

На рис.1 представлены фактические и выравненные кривые $(\bar{y}_1, \bar{y}_2, \bar{y}_3, \bar{y}_4, \bar{y}_i)$. Нетрудно заметить, что теоретические значения, вычисленные по формуле четвертой гармоники (кривая \bar{y}_4), более близки к эмпирическим, чем в остальных случаях. Об этом свидетельствуют также суммы квадратов разностей фактических и выравненных данных для гармоник с 1-го по 3-й:

$$\sum (y - \bar{y}_1)^2 = 9; \sum (y - \bar{y}_2)^2 = 8.43; \sum (y - \bar{y}_3)^2 = 5.35,$$

а для четвертого - $\sum (y - \bar{y}_4)^2 = 2.71.$

Таким образом, формула четвертой гармоники, которая характеризует временное изменение параметра ρ_k (среднегодовое), такая:

$${}_4\hat{y}_t = 42.85 + 0.38 \cos t + 2.73 \sin t + 0.16 \cos 2t + 0.33 \sin 2t - 0.55 \cos 3t + 0.48 \sin 3t + 0.63 \cos 4t - 0.04 \sin 4t$$

Полученные результаты могут иметь практический интерес при прогнозировании землетрясений.

Литература

1. Венецкий И.Г., Венецкая В.И. Основные математико- статистические понятия и формулы в экономическом анализе. М., "Статистика", 1974, 278 с.
2. Заборовский А.И. Электроразведка, Гостехиздат, 1963, с.423
3. Общая теория статистики. Под ред. Боярского А.Я., Громыко Г.Л., Изд. Моск. Ун-та, 1985, 376 с.
4. Gamoyan V.B., Tamrazyan A.A., Harutiunyan H.V. The results of cycled electrometric observation on geophysical station "Karnut", Inter. Conference on Continental Collision Zone Earthquake and Earthquake Hazard Reduction, Yerevan, Armenia, 1993, p. 24

ЛАБОРАТОРНАЯ УСТАНОВКА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ УДЕЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ И ПОЛЯРИЗУЕМОСТИ МОДЕЛЕЙ И ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД И РУД

**МАТЕВОСЯН А.К.
(ИГН НАН РА)**

Теоретические исследования обобщенных петрофизических (электрических) характеристик многокомпонентных гетерогенных и слоистых сред при наличии микроанизотропии удельного электрического сопротивления и поляризуемости [1,2,7,8,13,14], привели к заключению, что они подвергаются существенному влиянию в зависимости от особенностей проявления микроанизотропии электрических свойств каждой разности пород, слагающих исследуемую геоэлектрическую модель.

Кроме этого, в настоящее время особое значение приобретают электроразведочные исследования с использова-

нием многоэлектродных систем возбуждения электрического поля (с возможностью вращения направления прилагаемого электрического поля в требуемой области геоэлектрической среды) [4,6,9,10,15,16]. Истолкование результатов таких исследований требует наличия более полноценной информации о распределении (в частности, проявления микроанизотропии, природной дисперсии) электрических свойств среды.

В связи с этим возрастают требования, предъявляемые к изучению обобщенных параметров, выраженные в необходимости проведения исследований в зависимости как от направления, так и в широком амплитудно-временном режиме приложенного электрического поля.

Однако известные лабораторные установки и соответствующие им методики исследования [1,3,5,11,12,14] не дают возможности получения необходимой и достаточно достоверной (хорошо экспериментально воспроизводимой) информации о распределении удельного электрического сопротивления ($УЭС$) и поляризуемости (особенно при изучении в широком временном интервале временных и амплитудных характеристик вызванной поляризации: переходной характеристики и ее производных, нелинейных процессов) исследуемой модели или образца горной породы.

Перечисленные требования к современным экспериментальным исследованиям электрических характеристик могут быть реализованы при использовании крестовой лабораторной установки, создающей в исследуемой среде высоко стабилизированное однородное электрическое поле требуемого направления.

На рис.1 приведена структурная схема предлагаемой лабораторной установки, которая представляет собой крестообразную электролитическую ванну /1/, разделенную пористыми (керамическими) перегородками /2/ на отсеки, четыре из которых (расположенные в торцевых частях установки), являются неполяризуемыми питающими электродами /A, B, C, D/. Затем с каждой стороны находятся по два буферных отсека: /6/ - (для исключения "заражения" питающих электродов электролитом вмещающей среды) и /7/- (вмещающей среды ионами медного купороса), в которых

предусматривается обновление электролитов в процессе проведения продолжительных (при регистрации амплитудно-временных характеристик вызванной поляризации) измерений.

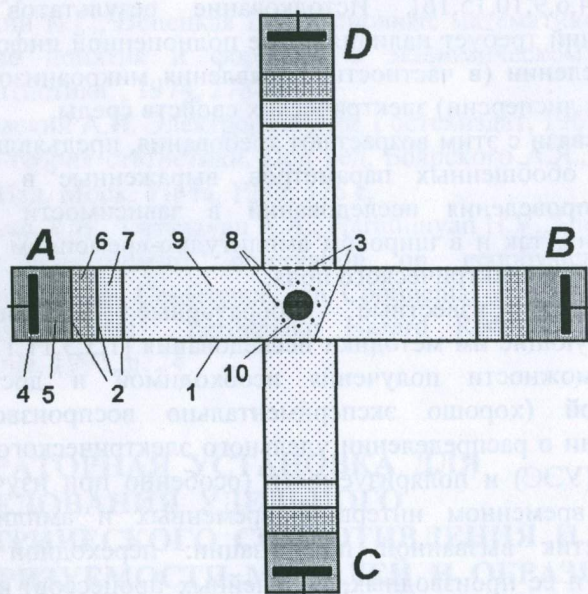


Рис.1. Структурная схема лабораторной крестовой установки (вид сверху). Цифрами обозначены: 1 – электролитическая ванна; 2 – пористые перегородки; 3 – съемные непроводящие перегородки; 4 – медная пластина; 5 – концентрированный водный раствор медного купороса с желатиной; 6 – буферный отсек с электролитом вмещающей среды; 7 – буферный отсек с насыщенным раствором медного купороса; 8 – приемные неполяризующиеся электроды; 9 – вмещающая однородная изотропная проводящая химически нейтральная среда; 10 – исследуемый образец.

В центральной части расположен основной крестообразный отсек, служащий резервуаром исследуемой среды. Такая конструкция питающих электродов позволяет создавать в центре установки, (куда помещают исследуемый образец), однородное электрическое поле заданного направления, путем

соответствующего подбора соотношения величин токов [4,9]. Регистрация разностей потенциалов осуществляется системой приемных электродов /8/, расположенных в требуемых частях исследуемой среды радиально вокруг оси вертикально погруженного цилиндрического образца, которыми измеряют параметры электрического поля в исследуемой среде в требуемом амплитудно-временном режиме возбуждения электрического поля. В ряде случаев (особенно при изучении неоднородных образцов) можно использовать центральный приемный электрод, устанавливая его над образцом, а также систему приемных электродов, радиально размещенных на различной глубине.

Установка снабжена двумя съемными непроводящими перегородками /3/, позволяющими при необходимости производить измерения установкой формы прямоугольного параллелепипеда. Уровень электролита в питающих электродах, в буферных областях и исследуемой среде одинаков. Для калибровки установки используют эталонные (с известными электрическими свойствами и геометрическими размерами, совпадающими с размерами предстоящих изучению образцов) модели и набор электролитов с достаточно большим диапазоном значений удельного электрического сопротивления (соразмерных с предполагаемыми величинами УЭС исследуемых образцов).

В зависимости от варианта подсоединения питающих электродов к источнику (источникам) тока осуществляют регистрацию различных составляющих векторов напряженности первичного и вторичного электрических полей в центре установки при заданном направлении приложенного электрического поля в требуемом временном режиме измерений (на постоянном или переменном токе низкой частоты), без изменения условий проведения эксперимента, что особенно важно при изучении тонкой структуры образцов.

Методика исследования сводится к следующему:

- в отсутствие образца проводят регистрацию необходимых составляющих первичного и вторичного электрических полей (основным) временным режимом измерений при различных (в частности $AB-CD$, ABC , ABD , ACD , BCD)

системах возбуждения электрического поля (с использованием питающих электродов A, B, C, D и двух автономных источников тока) (в нормальном поле), и определяют значения напряженностей первичного E_{0Nx}, E_{0Ny} и вторичного $E_{ВПNx}(T), E_{ВПNy}(T)$ полей, как путем непосредственных измерений приемными линиями вдоль осей x и y , так и после соответствующих преобразований других измеренных составляющих этих полей в центре установки, согласно [10] (I цикл измерений);

- выполняют те же измерения, что и в предыдущем пункте, в присутствии исследуемого цилиндрического образца (в частности, керна горной породы), погруженного в центральной части вмещающей среды, с осью, направленной вертикально, и в результате этих измерений аналогичным образом определяют значения E_{0x}, E_{0y} и $E_{ВПx}(T), E_{ВПy}(T)$ (II цикл измерений);
- для каждой системы возбуждения и системы регистрации определяют различные параметры кажущегося сопротивления (КС) и кажущейся поляризуемости (КП) в требуемые моменты времени и строят соответствующие круговые (амплитудно-временные) диаграммы рассматриваемых параметров, в зависимости от ориентировки нормального (для КС) и первичного (для КП) электрических полей [4,9,10] в изучаемом временном интервале, позволяющие судить об анизотропии и неоднородности образца по исследуемым электрическим свойствам в плоскости, перпендикулярной оси цилиндра;
- при необходимости проводят такие же измерения, поворачивая образец вокруг оси (в частности, ориентируя его по проявлению экстремальных значений КС и КП вдоль осей x и y) (III цикл измерений);
- с целью калибровки данных при определении истинных значений удельного электрического сопротивления и поляризуемости выполняют измерения на заранее изготовленных эталонных моделях с известными электрическими свойствами и размерами, соответствующими исследуемым образцам (I способ), либо двумя непроводящими перегородками

закрывают (перекрывают, загороживают) часть установки (вертикальные отсеки, как показано на рис.1) и определяют (в частности, способом предложенным в [5]) УЭС образца при требуемой его ориентировке путем пропускания тока через два питающих электрода AB (II способ).

Литература

1. Комаров В.А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Л.: Недра, 1980, с. 391.
2. Матвеев Б.К. Электроразведка. М.: Недра, 1990, 368 с.
3. Матевосян А.К. Способ геоэлектроразведки. Авторское свидетельство СССР №1179243, 1984.
4. Матевосян А.К. Способ геоэлектроразведки. Авторское свидетельство СССР №1249607, 1984.
5. Матевосян А.К., Бадалян С.В. Способ определения удельного сопротивления образцов. Авторское свидетельство СССР №1300369, 1984.
6. Матевосян А.К. О системе параметров кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, XLI, № , с.58-64.
7. Матевосян А.К. Особенности проявления амплитудных и временных электрических параметров многокомпонентной гетерогенной среды. Известия НАН РА, Науки о Земле, XLVI, №1, 1993, с.62-66.
8. Матевосян А.К. Исследование обобщенных амплитудных и временных электрических характеристик слоистого разреза. Известия НАН РА, Науки о Земле, XLVI, №3, 1993, с.54-59.
9. Матевосян А.К. Исследование особенностей электрических полей многоэлектродных систем возбуждения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1999, LII, №1, с.53-63.
10. Матевосян А.К. Оценка влияния выбора системы регистрации при исследовании анизотропии геоэлектрической среды. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1999, LII, №2-3, с.83-87.
11. Определение петрофизических характеристик по образцам. Под ред. В.Н.Дахнова. М.: Недра, 1977.
12. Руководство к лабораторным работам по курсу "Петрофизика". Под ред. В.Н.Дахнова. М.: Недра, 1982.

13. Сысков С.С. О продольной и поперечной поляризуемости слоистого разреза. - Известия ВУЗ, Геология и разведка, 1986, №7, с.126-129.
14. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. Справочник геофизика. М.: Недра, 1984, с. 455.
15. Bibby Н. М. Analysis of multiple-source bipole-quadrupole resistivity surveys using the apparent resistivity tensor. Geophysics, 51, 1986, №4, p.972-983.
16. Martire O., Andrieux P., Lagabrielle R. Synthetic focusing multielectrode arrays in electrical tomography. 59th Mtg. Eur. Assoc. Expl. Geophys., 1997.

ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ БАРЦРАВАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ, МЕТОДИКА И НАПРАВЛЕНИЕ ДАЛЬНЕЙШИХ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

**МИРЗОЯН Г.Г., ЗОГРАБЯН С.А.,
САРКИСЯН Р.А.
(ИГН НАН РА)**

Барцраванское рудное поле - одно из наиболее сложных по геологическому строению участков Капанского рудного района, где на сравнительно небольшой площади обнажаются как осадочные и вулканогенно-осадочные, так и около двух десятков разновидностей вулканических пород от основного до кислого состава, принадлежащих эффузивной, жерловой - околужерловой, экструзивно - субвулканической и субинтрузивной фациям среднеюрского и позднеюрского - раннемелового возраста.

В пределах Барцраванского рудного поля известно более десятка точек рудной минерализации, представленные медным и полиметаллическим (с золотом и серебром) типами, а также достаточно обширные потоки рассеяния рудного вещества

(свинец, цинк, золото, молибден и др) в донных осадках р.р. Воротан, Джохадзор и их притоков (Мидян, 1979).

Предыдущими исследованиями, в основном в пределах Барцраванского рудопоявления, по обоим бортам каньона р. Воротан, выделено несколько зон с маломощными жилами сложной морфологии и прожилково-вкрапленной минерализацией, шириной до первых и протяженностью до десятков и первых сотен метров, имеющих преимущественно близширотное-северо-западное простирание. Местами содержание полезных компонентов в них достигают промышленных концентраций (Мелконян и др., 1965).

В северо-западной и юго-восточной частях рудного поля выявлен ряд моноэлементных геохимических аномалий меди, свинца, цинка и, особенно крупных, молибдена, а также оконтурены две мультипликативные аномалии с коэффициентом геохимической зональности $Pb \times Zn \times Ag \times Ba \times Mo \times Cu \times Co \times Sn$ в северо-западной части территории по геохимическим работам 1:25 000 масштаба (Варданян и др., 1980).

Вышеприведенные факты уже достаточно красноречиво говорят о потенциальной рудоносности исследованной территории, что подкрепляется и полученными нами новыми геолого-структурными данными, а также результатами детального изучения метасоматических преобразований пород рудного поля.

Значительное расширение площадей развития обнаруженных ранее в пределах собственно Барцраванского рудопоявления (Успенская и др., 1984) пород среднеюрского возраста, и особенно, кварцевых андезитов и кварцевых диорит-порфиритов "барабатумского" типа, а также вмещающих их туфов андезит-дацитового состава и миндалекаменных андезит-андезитобазальтов, которые являются точными аналогами рудовмещающих пород в Капанском рудном поле, имеет весьма важное практическое значение.

Кроме того, нашими исследованиями в пределах рудного поля установлены разрывные нарушения линейного и кольцевого-секториального характера, имеющие СЗ, СВ и субширотное простирания. Эти дислокации тектонически интенсивно переработали отдельные участки территории и

способствовали образованию зон повышенной проницаемости для циркуляции газогидротермальных растворов, которые формировали обширные поля вторичных кварцитов, пропитов стадии кислотного выщелачивания и генетически связанные с ними зоны рудной минерализации.

Последние представлены сложно переплетающимися прожилками извилистого характера с обильной вкрапленностью сульфидов, вытянутых в целом, в субширотном направлении. Геохимическая зональность, ранее выявленная в пределах рудного поля эндогенных ореолов, оконтуренных по величине мультипликативных коэффициентов, в подавляющем большинстве также имеет субширотную направленность. Проведя сопоставление этих минерализованных зон с морфологией рудных тел на известных месторождениях (Капанское, Шаумянское) можно предположить, что прожилково-вкрапленный тип оруденения с глубиной перейдет в жильный.

Наиболее эффективной методикой проведения работ считаем применение горных выработок (исходя из условий местности) с проходкой из них горизонтальных и слабонаклонных скважин в южном и северном направлениях. После прохождения этих выработок и получения положительных результатов с помощью применения различных геофизических методов можно полнее изучить околывыработочные и околоскважинные пространства на большой площади, а также произвести увязку подсеченных рудных тел между собой, что позволит иметь цельное представление о них как по простиранию, так и по падению.

Орудененные зоны на обоих склонах ручья Хананцзор (левый приток р. Воротан) вытянуты в северо-западном направлении, в то время, как в районе ручья Аранцзор (правый берег р. Воротан) они имеют субширотное, местами северо-восточное простирание. Поэтому для изучения Хананцзорского участка предлагается проходка наклонных (30°) скважин на север и на запад, с целью подсечения и изучения рудоносных структур северо-западного простирания, а на Аранцзорском участке, предусматриваемые скважины должны быть направлены на юг и юго-восток. Ниже приводятся данные о рекомендуемых скважинах (табл.1).

Таблица 1.

Название участка	Номер скважины	Азимут угол	Глубина в м	Местонахождение
1	2	3	4	5
Хананц-дзор	НС-1 ^X -30	270 ⁰ -30	350	В 250м и 3-С3 от места слияния руч.Хананц-дзор с р. Воротан (у борта ручья)
-"	НС-2	0 ⁰ -30	500	-"
Аранц-дзор	ГС-3 ⁺⁺	180 ⁰ 0 ⁰	400	В 150м к югу от места слияния руч.Аранц-дзор с р. Воротан
-"	НС-4	130 ⁰ -30 ⁰		-"
Мец-шор	ГС-5	180 ⁰ 0 ⁰	400	В 200м к ЮВ(аз.145 ⁰) от места слияния Мецшорского руч. с р. Воротан
-"	НС-6	135 ⁰ -30 ⁰	500	-"
Клорсар	НС-7	140 ⁰	350-400	В 450м к СЗ (аз.295 ⁰) от выс. Клорсар
Дыжохадзор	НС-8	195 ⁰ -30	400-500	В 700м к СВ(аз.15 ⁰) от монастыря Бхено-Нораванк
-"	НС-9	195 ⁰ -30	400-500	В 100м к СЗ(350 ⁰) от монастыря Бхено-Нораванк

+ - наклонная скважина

++ - горизонтальная скважина

Как уже было отмечено, медно - полиметаллическое с золотом и серебром оруденение в рудном поле пространственно и генетически сопряжено с серицитовыми и, реже, диккитовыми кварцитами, а также пропилитами стадии кислотного выщелачивания хлорит-серицитовой и хлорит-карбонатовой фаций. Широкое развитие в рудном поле гидротермально измененных пород, принадлежащих этим фациям метасоматоза, также свидетельствует о потенциальной рудоносности территории.

Учитывая почти повсеместно наблюдаемое развитие метасоматической колонки (по восходящей): эпидот-хлоритовые - хлорит-карбонатные - хлорит-серицитовые пропилиты - серицитовые-диккитовые-диаспоровые -алунитовые кварциты - монокварциты, можно с большой долей вероятности говорить и о значительной перспективности территории на глубину, что позволяет считать Барцраванское рудное поле перспективным для обнаружения в его пределах медного и полиметаллического с золотом и серебром оруденения.

В свете вышеприведенного наиболее переспективными - первоочередными нам представляются центральная и северо-западная часть закартированной территории.

Всего в рудном поле предлагается бурение 30 скважин, глубиной 1200м (3), 700м (8) и 500м (19) и общим объемом в 18700 погонных метров.

Наибольшее количество скважин (20) рекомендовано на центральном участке (А-2, площадью около 5км²), где широко развиты гипо- и субвулканические породы, а также жерловые и околожерловые образования, интенсивно гидротермально измененные и превращенные во вторичные кварциты и пропилиты стадии кислотного выщелачивания. На участке картируются две взаимопересекающиеся дугообразные разломы и протяженные линейные разрывы северо-западного простирания. Площадь тектонически интенсивно переработана и на многих участках содержит прожилково - вкрапленное сульфидное оруденение.

В северо-западной части рудного поля, в пределах перспективной площади А-1 (около 3км²) предлагается пробурить всего 4 скважины.

Из всех рекомендованных скважин в первую очередь нами предлагается пробурить 700-метровые -С-5, С-6, С-7, С-8, которые вместе с 1200-метровой скважиной Т-3 составляют единый профиль субширотного направления. После этого или одновременно с этим можно проходить близмеридиональный профиль 500- метровых скважин -П-5, П-6, П-7 и П-8.

Эти два взаимно перпендикулярных профиля в той или иной степени осветят особенности глубинного строения и

характера минерализации в центральной и южной частях перспективной площади А-2.

Ниже приводятся полярные координаты рекомендованных скважин (табл. 2).

Таблица 2.

№№ пп	№№ скв.	Полярные координаты скважин	№№ пп	№№ скв.	Полярные координаты скважин
		<u>1200 метровые</u>			
1.	Т-1	2600м к 290 ⁰ от Кармир	15.	П-4	2240м к 132 ⁰ от Уюгихут
2.	Т-2	120м к 90 ⁰ от Клорсар	16.	П-5	930м к 110 ⁰ от Кармир
3.	Т-3	У монаст.Бхено Норав.	17.	П-6	930м к 125 ⁰ от "-"
		<u>700 метровые</u>	18.	П-7	1100м к 113 ⁰ от Клорсара
4.	С-1	870 м к 310 ⁰ от Кармир	19.	П-8	1470 м к 135 ⁰ от "-"
5.	С-2	690 м к 20 ⁰ от "-"	20.	П-9	820м к 333 ⁰ от Бх. Нор.
6.	С-3	300м к 90 ⁰ "-"	21.	П-10	570м к 320 ⁰ от "-"
7.	С-4	550м к 105 ⁰ от Клорсар	22.	П-11	450м к 230 ⁰ от "-"
8.	С-5	700м к 150 ⁰ от "-"	23.	П-12	640м к 210 ⁰ от "-"
9.	С-6	1200м к 130 ⁰ от "-"	24.	П-13	600м к 353 ⁰ от "-"
10.	С-7	440м к 260 ⁰ от Бх.Нор.	25.	П-14	270м к 338 ⁰ от "-"
11.	С-8	580м к 80 ⁰ от "-"	26.	П-15	420м к 118 ⁰ от "-"
		<u>500-метровые</u>	27.	П-16	1600м к 10 ⁰ от Сангер
12.	П-1	3200м к 288 ⁰ от Кармир	28.	П-17	2180м к 25 ⁰ от "-"
13.	П-2	1100м к 320 ⁰ от "-"	29.	П-18	2300м к 73 ⁰ от "-"
14.	П-3	1180м к 155 ⁰ от Уюгихут	30.	П-19	2300м к 90 ⁰ от "-"

Выполненные нами исследования позволяют рекомендовать проведение крупномасштабных и детальных геофизических работ для уточнения разломной тектоники рудного поля,

выявления новых разрывных нарушений, прослеживания минерализованных зон на глубине и др.

Проведение предлагаемых нами буровых, геохимических и геофизических работ будет способствовать всестороннему освещению особенностей геологического строения и перспектив рудоносности Барцраванского рудного поля, которое, по нашему мнению, в будущем может явиться серьезным подспорьем для обеспечения нужд в сырье Зангезурского меднорудного комбината.

Литература

1. Акопян В.Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура.- Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1962.
2. Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
3. Ачикгезян С.О., Зограбян С.А., Карапетян А.И., Мирзоян Г.Г., Саркисян Р.А., Зарьян Р.Н. Кафанский рудный район. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1987г.

УЧЕТ ВЛИЯНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ФАКТОРОВ ПРИ ВЫДЕЛЕНИИ ЛОКАЛЬНОЙ АНОМАЛИИ НА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АРМЕНИИ

ФИДАНЯН Ф.М.
(ИГИС НАН РА)

Основными факторами, затрудняющими выделение рудных тел методами гравимагниторазведки являются влияние рельефа дневной поверхности, промежуточного слоя (пострудные нарушения с пониженной плотностью, контакты пород разной плотности), переменная мощность рыхлых отложений и неоднородности рудовмещающих и окружающих пород.

На основе анализа построенных физико-геологических моделей (ФГМ) рудных месторождений Армении удалось в отдельности, достаточно детально изучить влияние этих факторов и учесть это при обработке данных гравirazведки и

магниторазведки.

Влияние рельефа дневной поверхности (РДП). Разработан новый эффективный способ вычисления поправок за влияние РДП при подземных гравиметрических измерениях [5].

Для каждого горизонта рудных месторождений Армении выявлены закономерности распределения поправки за влияние РДП (Dg_p) и глубины вычисления (h).

Сильно расчлененный РДП оказывает большое влияние на результаты подземных высокоточных гравиметрических измерений. Как показали расчеты, это влияние тем больше, чем ближе к дневной поверхности находится горизонт, на котором проводятся измерения.

Переменная мощность рыхлых отложений. Исследования показывают, что введением поправок за погребенный рельеф при наблюдениях на дневной поверхности с помощью программ для ЭВМ, не достигается полного исключения гравитационного влияния переменной мощности рыхлых отложений (РО). В качестве дополнения к известным методам определения поправок за влияние РО предлагается скважинный способ, позволяющий оперативно и с высокой точностью определять значения поправок. Апробация указанного способа проведена по разрезу изомощностей песчаноглинистых образований Арманисского полиметаллического месторождения.

Количественная оценка изменения величины Dg_{PO} на контакте РО с коренными породами выражается по эмпирическим формулам:

1) для Арманисского полиметаллического месторождения

$$\Delta g_{PO} = 0.261h_i - 0.333 \quad \text{при } 0 < h_i < 100 \text{ м}; \quad \Delta \sigma_{PO} = \sigma_{PO} - \sigma_k = 2000 \text{ кг/м}^3 - 2600 \text{ кг/м}^3 = -600 \text{ кг/м}^3$$

2) для Шаумянского полиметаллического месторождения

$$\Delta g_{PO} = 0.282h_i - 0.385 \quad \text{при } 0 < h_i < 60 \text{ м}; \quad \Delta \sigma_{PO} = \sigma_{PO} - \sigma_k = 2000 \text{ кг/м}^3 - 2700 \text{ кг/м}^3 = -700 \text{ кг/м}^3,$$

где - Δg_{PO} - аномалия РО; h_i - мощность РО на точке i ; $\Delta \sigma_{PO}$ - избыточная плотность РО относительно коренных пород; σ_{PO} - средняя плотность РО; σ_k - средняя плотность коренных пород.

Введение поправок позволило полностью исключить влияние переменной мощности РО, точность определения которой составляет 1-3 мкм/с².

Плотность промежуточного слоя. В настоящее время известны различные способы выбора плотности промежуточного слоя [6,7]. Однако эти методы не всегда приемлемы, т.к. при сильно расчлененном рельефе и наличии сложных сред, дают искаженное значение плотности.

Скважинные исследования показали, что разность силы тяжести между двумя пунктами измерений можно выразить при помощи выражения:

$$g_1 - g_2 = 0.838\sigma(h_1 - h_2) - (\Delta g_1 - \Delta g_2)\sigma - 3.086(h_1 - h_2) - \delta\Delta g_h$$

Плотность промежуточного слоя выражается формулой

$$\sigma = \frac{g_1 - g_2 + 3.086(h_1 - h_2) + \delta\Delta g_h}{0.838(h_1 - h_2) - (\Delta g_1 - \Delta g_2)} \quad (1)$$

где $h_1 - h_2$ - разность высот пунктов измерения; $\delta\Delta g_p = \Delta g_1 - \Delta g_2$ - разность поправки за рельеф в пунктах при $\sigma = 1000 \text{ кг/м}^3$; $\delta\Delta g_h$ - влияние разновысотных отметок точек наблюдений.

Скважинные исследования показали, что если в формуле (1) принять $\delta\Delta g_h = 0.186h_i - 0.170$, где h_i - превышение пунктов наблюдений, то ошибка определения плотности промежуточного слоя будет равна 1.1%.

Рассмотрим пример вычисления средней плотности пород промежуточного слоя по гравиметрическим наблюдениям на одном из полиметаллических месторождений основных типов. Проведены специальные высокоточные гравиметрические исследования в штольне 27 и по профилю, продолженному над ее стволом (Ахтальское полиметаллическое месторождение).

Среднее значение плотности вмещающих пород определялось по формуле:

$$\sigma = \frac{\sum_{i=1}^n h_i \sigma_i}{\sum_{i=1}^n h_i} \quad (2)$$

где h_i - интервал измерений; σ_i - средняя плотность данного интервала.

Эти значения затем сопоставлялись со значениями средней плотности слоя пород, найденными по результатам измерений с гравиметром вдоль стволов шахт. Результаты обычно получались достаточно близкими. Так например, по измерениям образцов средняя плотность $\sigma=2670\text{кг/м}^3$, а по гравиметрическим измерениям $\sigma=2700\text{кг/м}^3$.

Превышение пунктов наблюдений. При обработке гравиметрических данных стандартными методами, для приведения наблюдений к одному уровню, используется редукция Фая. При этом учитывается только вертикальный градиент силы тяжести, равный 3.086мкм/с^2 . Однако на величину аномалий влияет превышение пунктов наблюдений. Рассмотрим теоретический пример гравитационного поля, интенсивность и размеры которого близки к соответствующим параметрам аномалий, типичным для условий Арманисского полиметаллического месторождения. Пусть мы имеем пластообразную массу, центр которой залегает на глубине 34м, а интенсивность аномалии в эпицентре составляет $12,5\text{мкм/с}^2$. Предположим теперь, что поверхность наблюдений осложнена рельефом, расположенным в интервале 0-400м от эпицентра пластообразных масс. Пусть глубина изменения этого поднятия относительно плоскости - 34м. Подобные превышения отметок дневной поверхности также характерны для центрального участка над штольной № 2 Арманисского месторождения.

Поставив также условия, нетрудно определить характер гравитационного поля как на горизонтальной плоскости, так и на плоскости, осложненной рельефом, имеющим различный вид.

Нетрудно увидеть, что кривая силы тяжести, рассчитанная для случая негоризонтального рельефа, осложняется недостатком аномалии, интенсивностью около 6.0 мкм/с^2 .

Результаты модельных и экспериментальных исследований показали, что разновысотность разреза по вертикали оказывает большое влияние на гравитационные аномалии и в большей степени - на магнитные.

В качестве выхода предлагаются эмпирические формулы, при которых учитывается разновысотность разреза по вертикали, эти выражения можно записать в виде:

- для Базумского железорудного месторождения:

$$\Delta g_{\text{испр.}} = \Delta g_{\text{наб}} + \delta \Delta g_h; \quad \Delta z_{\text{испр.}} = \Delta z_{\text{наб}} + \delta \Delta z_h,$$

$$\text{где } \delta \Delta g_h = 0.159 \Delta h_i - 0.117 \quad \delta \Delta z_h = 40 \Delta h_i + 140$$

Исходя из модельных исследований, можно делать вывод, что в зависимости от положения центра аномальных масс, относительно линии наблюдений, знак аномалии может измениться на обратный. Искажения исключают качественную интерпретацию аномального поля. Любые редукции Фая, Буге, изостатические и т.д., а также преобразования поля: локализация, осредненные пересчеты на разуровни и т.д., в условиях горного рельефа, должны использоваться только с учетом этих искажений.

Методы трансформаций. Для разделения полей используют трансформации выделения фоновой составляющей и локальной составляющей Δg_l .

Проблема оптимизации информативности потенциальных методов использования различных трансформаций наблюдаемых полей [2,3,4] особенно актуальна в последние годы, в связи с усложнением задач, решаемых гравиразведкой и путем увеличения объема аэронаблюдений. Следовательно, рассматриваются основные статистические характеристики, трансформации гравимагнитных данных для получения нормального распределения, а также выявления корреляционных зависимостей, которые затем используются при анализе результатов исследований. Корреляционный анализ дает возможность оценить степень изменчивости результатов наблюдений одним из методов, приводящий к изменениями в данных, полученных

другим методом. По данным корреляционного анализа получено, что все месторождения несравнимы. Действительно, каждое из них находится в разных геологических условиях.

Важным преимуществом корреляционного метода разделения геофизических аномалий перед традиционными трансформациями, является учет изменяющихся геолого-геофизических соотношений в пределах изучаемых месторождений (фоновая компонента поля). Детальный учет этих соотношений может быть реализован посредством уравнения прямой регрессии с переменными коэффициентами.

Функция регрессии, с учетом дополнительных геолого-геофизических параметров имеет вид:

$$\Delta g_{\text{ост}} = k \Delta g_{\text{наб}} + c$$

где k и c - постоянные коэффициенты регрессии.

Кроме корреляционного метода разделения геофизических аномалий нами использованы также различные способы трансформации (методы определения вариаций, пересчета аномалий Δg в аномалии вертикальных градиентов силы тяжести W_{zz} и W_{zzz} , а также горизонтального градиента W_{xz} , гравитационных аномалий).

Нами использован также метод вариации, предложенный Б.А. Андреевым [1]. Этот метод весьма эффективен при локализации аномалий, и имеет вид

$$\Delta g(x, l) = \Delta g(x) - \frac{\Delta g(x+l) + \Delta g(x-l)}{2} \quad (3)$$

Рассмотрим способы вычисления различных производных по значениям аномалий силы тяжести, заданным с интервалом Δx в ряде дискретных точек вдоль профиля x .

Для вычисления W_{zzz} нами использована квадратная палетка. Определяем учетверенное значение $\Delta g(x, y, 0)$ в центре и из него вычитаем значение Δg в вершинах вписанного в окружность радиусом ρ квадрата со стороной $\sqrt{2S}$. Результат делим вместо ρ^2 на $2S^2$. Эта формула имеет вид

$$W_{zzz}(x, y, 0) = \frac{4\Delta g(x, y, 0) - 4\overline{\Delta g}(\rho, 0)}{2S^2} \quad (4)$$

Преимущество использования квадратной палетки по сравнению с круговой состоит не только в удобстве вычислений, более важна возможность использования для расчетов значений Δg , полученных в результате непосредственных измерений в узлах расчетов дополнительной ошибки интерпретации.

Горизонтальный градиент аномалии силы тяжести определяется по формуле

$$W_{xz}(0) = \frac{\Delta g_{(+1)} - \Delta g_{(-1)}}{\Delta x} \quad (5)$$

где Δx - шаг вычислений.

Вертикальный градиент аномалии силы тяжести вычисляется по формуле

$$W_{zz} = \frac{\Delta g_1 - \Delta g_2}{h_1 - h_2} \quad (6)$$

Вышеописанная методика позволила выделить дополнительные рудные залежи на основных типах рудных месторождений, уточнить перспективы Арманисской гравитационной аномалии. Данная методика позволяет выявлять рудные тела на глубине залегания.

В результате проведенных работ приходим к следующим **выводам:**

1. устанавливается необходимость строгого учета различных влияющих факторов (плотность промежуточного слоя, переменная мощность рыхлых отложений, превышение пунктов наблюдений и неоднородности рудовмещающих и окружающих их пород) при выделении локальных гравитационных аномалий основных типов рудных месторождений Армении и показан характер их влияния на аномальные поля.
2. разработан эффективный способ вычисления поправок за влияние рельефа дневной поверхности при подземных гравиметрических измерениях.

Литература

1. Андреев Б.А., Клушин И.Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Стереотипное изд. М., Недра, 1965, 495с.
2. Алексидзе М.А., Сападзе Г.И. О новом способе пересчета силы тяжести в горной местности. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1986, №6, с.49-52.
3. Мудрецова Е.А., Филатов В.Г. Применение программы "ФОН" для разделения аномальных гравитационных полей. Прикладная геофизика, вып. 83., М., Недра, 1976, с.149-155.
4. Справочник геофизика. Гравиразведка. Под ред. Е.А.Мудрецовоы. М., Недра, 1981, 396 с.
5. Фиданян Ф.М., Гаспарян В.С., Бадалян Г.С. К вопросу о введении поправок за влияние рельефа дневной поверхности при подземных измерениях с гравиметром. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, №6, 1984, с.72-78.
6. Бережная Л.Т., Телепин М.А. Определение плотности слоя по значениям силы тяжести и отметкам рельефа. Прикладная геофизика, вып. 104, М., Недра, 1982, с.115-126.
7. Воробьев В.В. Об определении плотности пород по гравиметрическому наблюдению. Уч. зап. ЛГУ, 1982, N407, с.142-147.

СЕКЦИЯ 4 – ИНЖЕНЕРНАЯ СЕЙСМОЛОГИЯ И СЕЙСМОСТОЙКОЕ СТРОИТЕЛЬСТВО

ОЦЕНКА ОЖИДАЕМОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ г. ГЮМРИ ПО ДАННЫМ ВЫСОКОЧАСТОТНЫХ МИКРОСЕЙСМ

АБРААМЯН Г., МКРТЧЯН Г.
(ИГИС НАН РА)

Введение

После катастрофического Спитакского землетрясения 7 декабря 1988г. актуальной задачей стало составление карт сейсмического микрорайонирования городов и районных центров. Эти карты крайне необходимы для составления генеральных и детальных планов территорий населенных пунктов.

В основу сейсмического микрорайонирования положен комплекс факторов, определяющих интенсивность сотрясаемости грунтов разных генетических типов. Основными из них являются: геолого-структурные особенности изучаемых территорий; их рельеф; обводненность; состав, состояние грунтов, при их возможных техногенных изменениях.

До Спитакского землетрясения исходная балльность территории г. Гюмри по СНиП-у СССР была принята 8 баллов. Город был построен на основе этой оценки, которая оказалась заниженной по результатам анализа последствий Спитакского землетрясения, причинившего городу огромные разрушения. После землетрясения, директивными органами СССР [1] а позже и РА (СНРА II 02.02.94), в качестве исходной (фоновой) сейсмичности, утверждена оценка в 9 баллов. Для комплексного решения задачи сейсмического микрорайонирования г. Гюмри нами была поставлена задача составления карты сейсмической опасности территории, с использованием регистраций высокочастотных микросейсм. Этот подход в Армении применяется впервые.

Методика регистрации высокочастотных микросейсм территории города

Исследования микросейсм в диапазоне периодов от 0.08-1 сек. дают удовлетворительные результаты при изучении амплитудно-частотных характеристик грунтов и оценке изменений интенсивности. Эти микросейсм представляют набор различных волн, возбужденных разными источниками, расположенными как вблизи пункта измерения, так и на больших расстояниях. Для некоторого снижения ошибок измерений, предложен особый подход к регистрации: пункты наблюдений (около 300), выбирались с учетом не инженерно-геологических условий территории, а в зависимости от степени разрушения зданий и сооружений после землетрясения. Регистрации на каждом пункте производились двух-трех дневными циклами по утрам, в полдень и ночью, каждый раз продолжительностью в 30 секунд. В конечном итоге на каждом пункте имелось от 6-и до 9-и регистраций. Была применена широкополосная трехкомпонентная аппаратура (СЮ, ВЗ, Z), осциллограф светолучевой (Н-041), сейсмоприемник высокоомный (СМ-ЗВ), гальванометр - 10 герц. Увеличение каналов в столбчатой части АЧХ (0.08 -1с) составляет примерно 20000. Регистрация проводилась в условиях минимума воздействия побочных источников возбуждения. По стандартной методике [3] были определены максимальные амплитуды и преобладающие периоды микросейсм на каждом пункте наблюдений. Территории города свойствен собственный интервал максимальных амплитуд, в пределах которых эти изменения происходят, в зависимости от типа грунта. Определяется изменение интенсивности сильного землетрясения в зависимости от грунтовых условий по формуле

$$\Delta I = 2 \lg \frac{A_{\max}}{A_{\max.o}}, \quad (1)$$

где A_{\max} , $A_{\max.0}$ - максимальные амплитуды микроколебаний, соответственно для исследуемого и эталонного грунтов.

Для рассматриваемого отрезка записи принимается среднее значение нескольких максимальных амплитуд с одинаковым интервалом периодов [3]. За эталонный принимаются средние грунтовые условия для территории г. Гюмри.

Анализ результатов инструментальных наблюдений

Общее количество регистрации на 300 пунктах наблюдений составило примерно 2400 измерений, что достаточно для составления схематической карты сейсмической опасности территории г. Гюмри. Выявленные преобладающие периоды находятся в диапазоне от 0.1 до 0.65 сек [4], со значимыми значениями амплитуд. Четко выраженные максимумы позволяют с большой точностью определить приращение балльности по формуле (1). Нами была соблюдена стандартность условий измерений. Разброс полученных значений изменения интенсивности для интервала ± 1 балл составляет примерно 15%. Для каждого пункта наблюдения было получено приращение балльности, как среднеарифметическое от всех регистраций, которое не отличается более, чем на 0.5 балла. Одинаковые значения приращения балльности в виде изолиний соединены между собой. Выделены участки 8-и, 9-и, 10-и балльных зон. Карта сейсмической опасности территории г. Гюмри, составленная методом регистрации высокочастотных микросейсм, представлена на рис.1. С целью оценки интенсивности проявления Спитакского землетрясения в г. Гюмри в работе [5] были выполнены макросейсмические исследования (включающие сбор и анализ данных реакции) почти всех зданий и сооружений, находящихся в разных грунтовых, гидрогеологических и тектонических условиях. Степень повреждения зданий оценивалась по шкале MSK-64.

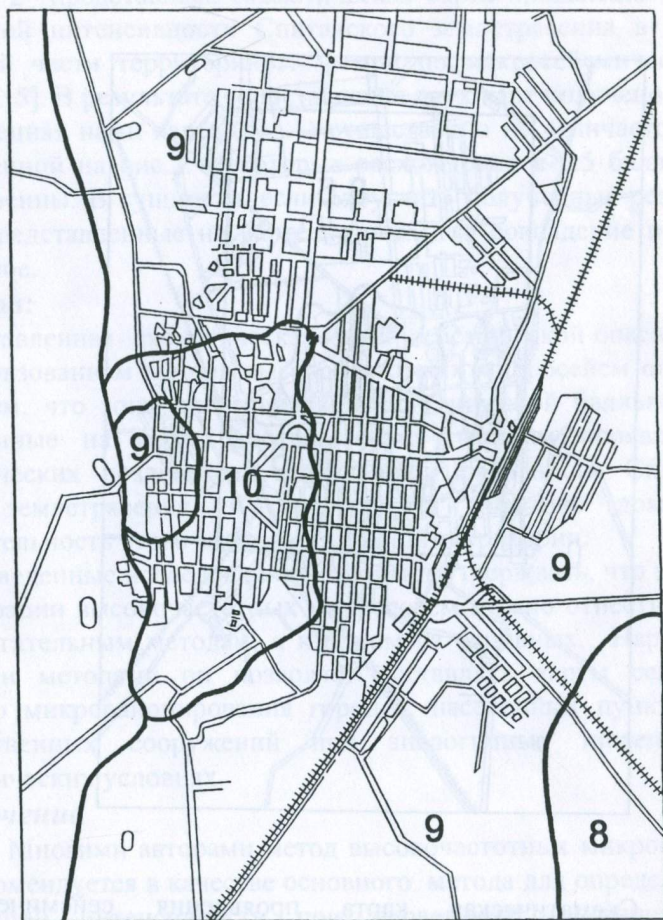


Рис.1. Схематическая карта ожидаемой сейсмической опасности территории г. Гюмри по данным высокочастотных микросейсм. (составили: Абрамян Г., Мкртчян Г.)

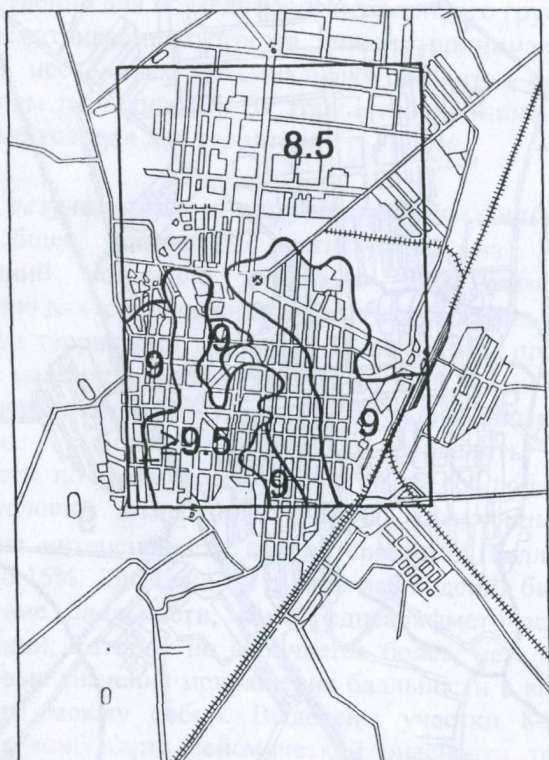


Рис.2. Схематическая карта проявления сейсмической интенсивности Спитакского землетрясения в центральной части территории г. Гюмри по макросейсмическим данным. (составили Григорян В., Овсепян А.)

На рис. 2 представлена схематическая карта проявления сейсмической интенсивности Спитакского землетрясения в центральной части территории г. Гюмри по макросейсмическим данным.[5]. В результате сопоставления двух карт получено, что составленная нами карта (рис.1) существенно не отличается от приведенной на рис.2. Некоторые расхождения в 0.5 балла не существенны. В сущности, если округлить полученные результаты, представленные на карте на рис.2, то совпадение почти идеальное.

Выводы:

1. Составленная схематическая карта сейсмической опасности с использованием метода высокочастотных микросейсм оправдана тем, что зоны потенциальной сейсмической балльности, выявленные на карте, соответствуют участкам проявления сейсмических воздействия аналогичной балльности Спитакского землетрясения. Фактически на практике доказана состоятельность этого метода для данной территории.
2. Проведенные исследования позволяют утверждать, что метод регистрации высокочастотных микросейсм можно отнести не к вспомогательным методам, а к одним из основных. Наряду с другими методами он позволяет составлять карты сейсмического микрорайонирования городов, населенных пунктов и ответственных сооружений при аналогичных инженерно-геологических условиях.

Заключение

Многими авторами метод высокочастотных микросейсм не рекомендуется в качестве основного метода для определения изменений интенсивности при проведении сейсмического микрорайонирования. Возможно, метод на практике не опробован в других городах и населенных пунктах, с учетом различных геологических условий. Формула приращении балльности (1) в нашем случае показала хороший результат. Была бы желательна апробация метода для других регионов, в целях корректировки полученной формулы.

Литература

1. Кофф Г. и др. Сейсмическое микрорайонирование, Международный семинар, Спитак 88, Ереван 1989, с.45-46.
2. Халтурин В. И., Гедакян Э. Г., Мхитарян Л. А. и др. Усиление макросейсмического эффекта в Ленинакане //Изв. АН Арм.ССР, сер. Науки о Земле. Т. XLIII, N 1. 1990. с.47-50.
3. Ершов А. И. Примеры интерпретации записей микросейсм. В кн.. Сейсмическое микрорайонирование. Изд. Наука, М.,- 1977, с.67-75.
4. Абраамян Г. А. и др. Об изменении преобладающих периодов грунтов с изменением их степени сейсмостойкости. Сб. научных трудов, посв. 90-летию со дня рожд. А.Г.Назарова. Гюмри, 1998г., с.32-35.
5. Григорян В., Овсепян А. Детальное макросейсмическое обследование малоэтажных зданий в г. Ленинакане, поврежденных при Спитакском землетрясении. //Строительство и архитектура сейсмостойкого строительства.// Вып. 7-8, М., 1992г., с. 23-26.

НОВЫЙ ПОДХОД К ОЦЕНКЕ МАКСИМАЛЬНО ВОЗМОЖНОЙ ИСХОДНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

БАБАЯН Т.О.
(ИГИС НАН РА)

Согласно карте Сейсмического районирования РА (СН РА II-2.02-94) г.Гюмри находится в 9-балльной зоне сейсмической опасности (0.4g) [1]. Составление новой карты СМР территории г.Гюмри требовало строгого учета интенсивности сильных землетрясений северо-западной части РА, в частности, землетрясений 1926 и 1988 годов [2], данные об их плейсто-сейстовых областях, а также влияние грунтовых условий Ширакской котловины на исходную сейсмичность. Не будем подробно останавливаться на первой части задания, т. к она выполнена общепринятой методикой и подходами, оценивая максимально возможную магнитуду от сейсмогенных зон (ветвь Северо-Анатолийского разлома и Ахурянское сейсмогенное нарушение), с дальнейшим переходом от магнитуды к максимально возможному ускорению ($M_{\max}=6.5$; $A_{\max}=436\text{см/сек}^2$) [3]. Эти оценки даны для исходных грунтовых условий г.Гюмри, где более 3/4 20-метрового грунтового пласта составляют твердые суглинисто-супесчаные грунты второй категории, грунтовые воды находятся на глубине более 5м от дневной поверхности.

Вторая часть исследований позволила нам впервые, при оценке исходной сейсмической интенсивности, учесть своеобразное строение и грунтовые условия Ширакской котловины, увеличивающие степень фоновой сейсмической интенсивности, тем самым, увеличивая исходную величину сейсмоопасности.

В мире существуют ряд больших городов: Мехико, Нью-Йорк, Сан-Франциско, Тессалонике и др., которые находятся в котловинах, наполненных озерно-речными отложениями. В отличие от них, геологическое строение и форма Ширакской котловины намного сложнее.

Она наполнена высокопластичными озерными глинами большой мощности (более 300м), подстилаемыми коренными породами и перекрытыми озерно-речными супесчано-суглинистыми, песчаными и галечно-гравелистыми отложениями и туфами, общей мощностью до 45-метров (рис.1) [3].

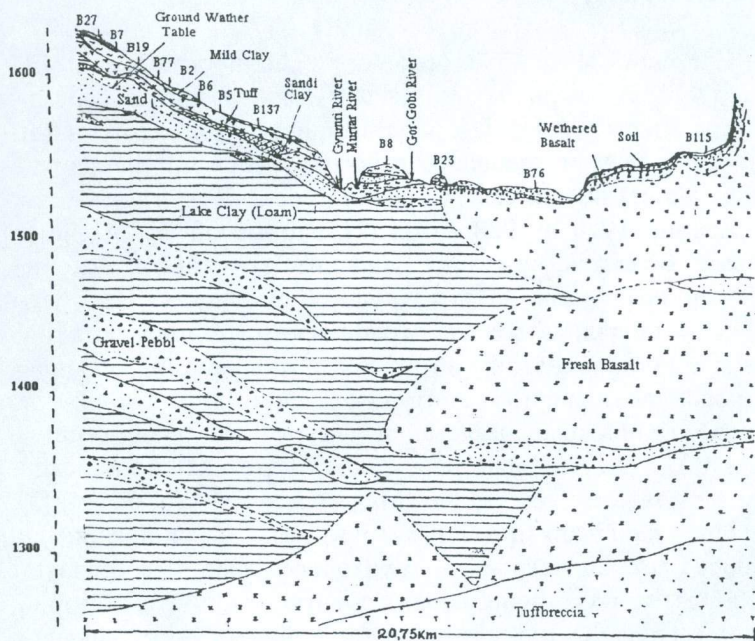


Рис.1. Геологический разрез по линии Мармашен-Айгабац (Ширакская котловина). Составила Т. О. Бабаян

В отмеченных котловинах мощность озерно-речных отложений в несколько раз меньше, чем в Ширакской и к краям котловин постепенно уменьшается. Кроме того, рельеф коренной основы Ширакской котловины очень сложный и переход от мощных озерных глин к скальным породам на краях котловины очень резкий и неоднородный. С востока в озерные глины врезаются довольно мощные языки базальтовых лав, а с запада - мощные линзы галечно - гравелисто - дресвяных отло-

жений. Таким сложным строением Ширакской котловины обусловлено сильное возрастание амплитуд, скоростей и продолжительности сейсмических колебаний, и как следствие, большое количество разрушений и жертв в г.Гюмри во время Спитакского землетрясения 1988г.

Изложенное показывает, что для оценки реальной величины исходной сейсмоопасности г.Гюмри, необходимо к максимальной интенсивности $a_{\max}=0.436g$ (9.09 балла), генерированной на исходных грунтах от наиболее опасного Ахурянского сейсмогенного разлома, прибавить величину описанного фонового увеличения сейсмической опасности, характерного для Ширакской котловины и Гюмри в целом. Для выявления величины приращения фоновой сейсмической интенсивности в условиях Ширакской котловины, в частности поведения мощных высокопластичных озерных глин, мы использовали записи смещений одного из сильнейших афтершоков Спитакского землетрясения (31 декабря 1988; $M=4,7$; $H=14\text{км}$; $I_0=6.7$ баллов по номограмме Н.В.Шебалина), произведенные на одинаковых гипоцентральных расстояниях: в Гогаране (на скале-первая категория) и в г.Гюмри, на территории ИГИС (третья грунтовая категория) [4] (табл. 1).

Из таблицы видно, что согласно записям землетрясения, на станциях "Кети", "Гогаран" и "Джрашен", расположенных на скальных образованиях, максимальные ускорения в основном соизмеримы, а иногда даже больше, чем в г.Гюмри на слабых грунтах третьей категории. По этим амплитудам на скале и на слабых грунтовых условиях получают идентичные величины степеней интенсивности проявления землетрясения. Между тем, анализ величин амплитуд смещений в тех же пунктах показывает, что последние более соответствуют реальному поведению грунтов. Этим слабым грунтам соответствуют большие амплитуды и более интенсивные колебания, по сравнению со скалами.

Таблица 1

Максимальные величины ускорений и смещений землетрясения 31.12.1988г. по данным регистрации на станциях "Кети", "Гогаран", "Гюмри" и "Джрашен"

Станция	Гипоцентральное расстояние (км)	Максимальное ускорение (см/сек ²)			Максимальное смещение (см)		
		Z	R	T	Z	R	T
Кети	14.8	42	38	57	0.08	0.07	0.07
Гогаран	19.1	12	18	16	0.028	0.024	0.037
Гюмри	19.6	17	15	31	0.05	0.25	0.22
Джрашен	24.7	12	13	16	0.025	0.022	0.042

Следовательно, при оценке реального поведения грунтов, для дальнейших расчетов мы использовали в основу данные записей смещений. Чтобы иметь более полный характер сейсмических колебаний, мы рассчитали векторную величину максимальных амплитуд колебаний по трем направлениям (R-север-юг, T-запад-восток и Z-вертикальное) (табл. 2).

Таблица 2

Пункт	Максимальные смещения землетрясения 31.12.88			
	Вертикальное (V)	Север-юг (R)	Восток-запад (T)	Суммарное \bar{X}
Гюмри	0.052	0.25	0.1	0.27
Гогаран	0.012	0.018	0.037	0.04

Затем, по отношению величин суммарных смещений колебаний землетрясения, по известной формуле [5] рассчитана величина приращения сейсмической интенсивности на станции «ИГИС» в г.Гюмри $I_{\text{Игис/Гог}}=2.67$, по сравнению со скальными образованиями в Гогаране. При этом сравнение было сделано с Гогараном, учитывая, что он находится на соизмеримом с г.Гюмри гипоцентральной расстоянии.

$$I=3.3\lg A_{\text{maxi}}/ A_{\text{max0}}$$

Эта, определенная по записям землетрясения, величина приращения сейсмической интенсивности включает в себе также величину приращения интенсивности, вызванную поведением озерных глин. То есть, если от него отнимем полученную сейсморазведочным методом величину приращения сейсмической интенсивности приповерхностного осадочного пласта, залегающего над этими глинами под станцией «ИГИС» по сравнению с базальтами, т.е. $I=1.91$ [3], то получим величину приращения сейсмической интенсивности, вызванную только условиями ниже отмеченного приповерхностного пласта, которая будет равна $I=0.76$. Значит в г.Гюмри, в условиях исходных грунтовых условий, величина ожидаемой максимальной интенсивности будет равна $I=9.09+0.76=9.85$, которой соответствует ускорение, равное $a_{\text{max}}=0.47g$.

Итак, при определении оценки максимальной ожидаемой исходной сейсмоопасности, впервые была включена величина фонового приращения интенсивности сейсмических колебаний, вызванная условиями отложений, слагающих котловину.

Литература

1. Нормы проектирования сейсмостойкого строительства СНРА II-2.02-94, Ереван, 1995. 29с.
2. Сейсмическое микрорайонирование Карнутской плотины. Научн.рук. Оганесян С.М. Научно-технический отчет. ИГИС НАН РА, Гюмри, 1998.с.76.
3. Сейсмическое микрорайонирование территории г. Гюмри. Научн.рук. Бабаян Т.О. Научно-технический отчет. ИГИС НАН РА, Гюмри, 2001.34с.

4. Earthquake Spectra. Special Supplement. Armenia Earthquake Reconnaissance Report. The prof. Journal of the Earthquake Engineering Research Institute, California, USA, 1989.
5. Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию при инженерных изысканиях для строительства., Изд-во Госстрой СССР, Москва, 1985.83с.

НАТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛЯНЫХ ПЛОТИН В АРМЕНИИ

**БАБАЯН Т. О., КАРАПЕТЯН С. С., МКРТЧЯН Г. А.
(ИГИС НАН РА)**

В статье излагаются результаты исследований поведения земляных плотин, высотой 30-80 метров, при искусственных возбуждениях, с дальнейшим определением их состояния.

Исследованные плотины находятся в эксплуатации более 15 лет. Поэтому особое значение приобретают исследования изменения физико-механических свойств и состояния тел плотин, приводящие к изменению их поведения во время сейсмических событий. Следовательно, целью наших исследований является создание оперативного метода диагностики состояния земляных плотин, эксплуатируемых в сейсмоактивных регионах.

На данном этапе работ проводились инструментальные исследования на грунтах основания и в различных точках по высоте плотин. Возбуждение производилось с помощью взрывов мощностью 5 кг, на глубине 5 метров, на расстоянии 450 метров от плотины, или падением груза (весом 2.7-3.7 тонн, с высоты 6-8 метров). Проведено обследование 6 плотин.

Ниже приводится интерпретация и анализ полученных в точках регистраций величин скоростей колебаний грунтов - $V_{к.г.}$ основания и тел плотин, а также скоростей прохождения упругих волн - $V_{у.в.}$ в отмеченных средах, полученных с помощью сейсморазведки.

Для Карнутской, Ахумской, Апаранской плотин составлен график зависимости $V_{к.г.}$ от расстояния возбуждающего импульса. Как видно из графика, скорость колебания грунтов уменьшается гиперболически, в зависимости от расстояния точки удара (рис. 1).

Эксперименты показали, что при одинаковом расстоянии от точки возбуждения (450м), при взрыве 5 кг аммонита на глубине 5 метров (Гегардаличская плотина) и при падении груза весом 3,7 тонн с высоты 6 метров (Апаранская плотина), когда обе плотины расположены на скальном основании, величины амплитуд скоростей колебаний частиц грунта идентичны.

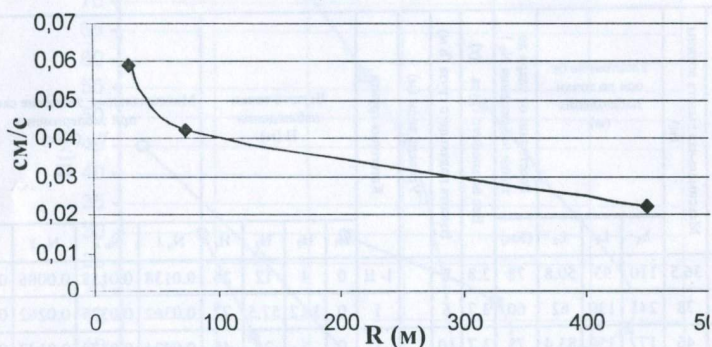


Рис.1. График зависимости $V_{к.г.}$ от расстояния импульса у подножия Карнутской, Ахумской и Апаранской плотин.

Отличается только продолжительность колебаний: Гегардаличский (взрыв)-3.6 сек, Апаранский (удар) - 2.3 сек. Преобладающие периоды колебаний оказались соответственно для Гегардаличской $T_{пр}=0.14-0.2$ сек, для Апаранской - $T_{пр}=0.13-0.25$ сек. Так как размеры и конструкция Гегардаличской плотины существенно отличаются от остальных плотин, следовательно при дальнейшем анализе, при переходе колебаний от грунтов основания к плотине и выше к гребню, эта плотина не рассмотрена. Интерпретация и анализ полученных величин скоростей колебаний грунтов - $V_{к.г.}$ в основании и в точках на теле плотины, а также анализ поведения плотин при

переходе колебаний от грунтов оснований к их различным точкам по высоте показали (рис. 2, табл. 1), что:

1. при переходе от грунта ко второй точке наблюдения на Ахумской и Карнутаской плотинах, расположенных на скальном основании и сложенных суглинками и частично щебенисто-дресвяным материалом, наблюдалось уменьшение $V_{к.г.}$ в 1.4-1.5 раза. На Азатской плотине, сложенной из галечно-гравелистого грунта, с ядром из суглинка и расположенной на галечно-гравелистом основании, наблюдается слабое уменьшение $V_{к.г.}$ (в 1.1 раза).

Таблица 1

Плотина	Длина по гребню (м)	Максимальная высота лотины (м)			Расстояние от оси до точки наблюдения (м)				Расстояние от удара до точки наблюдения $N_0 1$ (м)	Вес подающего груза (т)	Высота подающего груза (н м)	Уровень воды (м)	Категория грунта	Высота точки наблюдения Н (м)				Максимальные значение скорости при эксперименте $V_{кр}$ (см/с)			
		$N_0 1$	$N_0 2$	$N_0 3$	$N_0 4$																
Тавшут	332	36.5	110	93	50.8	78	2.8	8		1-11	0	4	12	26	0.0138	0.0158	0.0086	0.0141			
Азат	670	78	245	130	62	60	3.7	6		I	0	36.2	57.5	77	0.0362	0.0325	0.0262	0.0177			
Ахум	570	46	177	159	83.4	75	3.7	10		I	0	5	26	45	0.0424	0.0274	0.0147	0.0024			
Карнуг	188	30	74	58	22	30	3.7	4	0	I	0	5	18	29.6	0.059	0.043	0.04	0.008			
Апаран	320	53.6	160	133	66	450	3.7	8	2	I	0	14	40	52.6	0.022	0.054	0.045	0.039			

На Тавшутской плотине, основанной на 6-и метровых галечно-гравелисто-щебенистых грунтах, подстилаемых рыхлыми, водонасыщенными песками (уровень грунтовых вод 4м), с телом из галечно-гравелистых грунтов с суглинистым ядром, $V_{к.г.}$ увеличивалась в 1.14 раза. На Апаранской плотине, расположенной на сильно трещиноватых андезито-базальтах, $V_{к.г.}$ с переходом на плотину увеличивается в 2.5 раза. То есть, когда грунты основания и тело плотины отличались незначительной плотностью, то и соответственная скорость $V_{к.г.}$ изменялась незначительно, а когда их плотности сильно отличались, то $V_{к.г.}$ тоже значительно изменялась.

2. при переходе от второй к третьей точке наблюдения, на Карнутской плотине наблюдалось незначительное уменьшение $V_{к.г.}$ (малое затухание), то есть здесь среда однородная, уплотненная, в хорошем состоянии. То же самое можно сказать для Апаранской и Азатской плотин. На Ахумской плотине $V_{к.г.}$ уменьшается в 1.6 раза, то есть тело плотины на этом участке не достаточно уплотненное (слабая зона). На Тавшутской плотине также наблюдается уменьшение $V_{к.г.}$, но в 1.8 раза. Все это подтверждается визуальными наблюдениями и измерениями скоростей прохождения упругих волн.

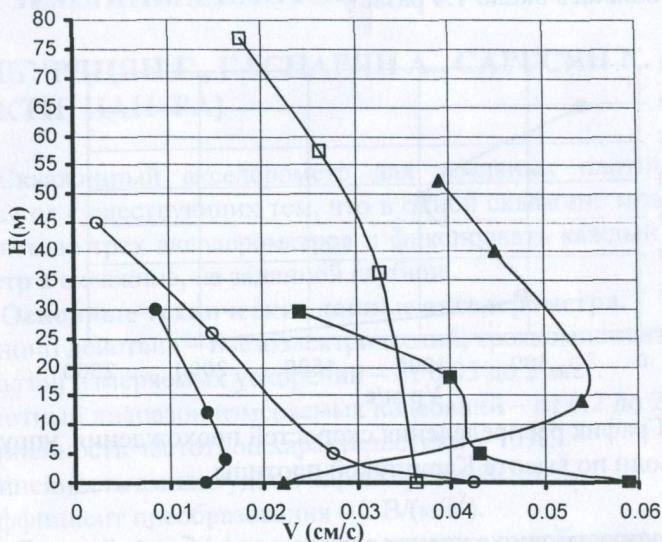


Рис.2 График распределения скоростей колебаний грунтов по высоте плотин:

—●— Тавшут, —□— Азат, —○— Ахум, —■— Карнута, —▲— Апаран

3. при переходе от третьей точки наблюдения к четвертой, на Тавшутской плотине произошло небольшое изменение $V_{к.г.}$, характерное однородной среде, а в Карнутской плотине произошел интенсивный спад $V_{к.г.}$ (1.7 раза) (ослабленная зона). В Ахумской плотине продолжалось такое же уменьшение $V_{к.г.}$, что и на участке точек 2-3, то есть среда однородная, но недостаточно уплотненная. То же самое можно сказать для

Азатской и Апаранской плотин, с той разницей, что тело Азатской плотины более уплотненное, в более хорошем состоянии.

Для проведения подобного анализа, с учетом скоростей распространения упругих волн $V_{у.в.}$ и его сравнения с вышеприведенными результатами, в качестве примера составлен график изменения скоростей $V_{у.в.}$ по высоте в Карнутской плотине (рис.3) При переходе от скального основания ($V_p=1920\text{м/с}$) к точке 2 в суглинках, слагающих плотину, эта скорость уменьшалась до 535м/с (3.6 раза), в том случае, когда при $V_{к.г.}$ она уменьшалась около 1.4 раза.

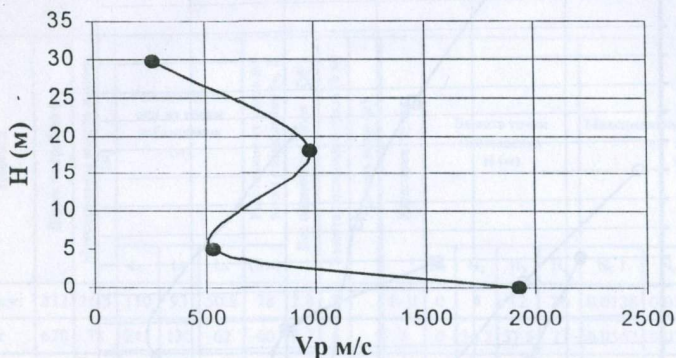


Рис. 3. График распределения скоростей прохождения упругих волн по высоте Карнутской плотины

То есть скорости прохождения упругих волн более “остро” реагируют на изменение физико-механической обстановки среды. Что касается интервала между точками 2-3, $V_{к.г.}$ почти не менялась, а $V_{у.в.}$ увеличивалась от 535 м/с до 980 м/с . Очевидно, что тело плотины неоднородное, оно более уплотнено в интервале высот 5-18 метров, считая от основания плотины. Между точками 3 и 4 $V_{к.г.} = 0.024\text{мм/с}$, а $V_{у.в.} = 264\text{м/с}$, то есть $V_{к.г.}$ уменьшилось в 1.7 раза, а $V_{у.в.}$ — в 3.7 раза.

Построенные графики распределения скоростей колебаний грунтов по высоте плотин позволили выявить характер изменения $V_{к.г.}$ при его переходе от основания в тело плотин при их

различной или идентичной жесткости, а также в теле плотин по их высоте.

По изменениям величин $V_{к.г.}$ выявлены неоднородности в телах плотин. Подобный анализ произведен по результатам регистраций скоростей прохождения упругих волн, с последующим их сравнением.

СКВАЖИННЫЙ АКСЕЛЕРОМЕТР С-062 ДЛЯ ЗЕМЛЯНЫХ ПЛОТИН

**БАЙБУРДЦЯН Г., ГАСПАРЯН А., САРГСЯН К.
(СОКТИ НАН РА)**

Скважинный акселерометр для земляных плотин отличается от существующих тем, что в одной скважине можно разместить до трех акселерометров и фиксировать каждый акселерометр в скважине, на заданной глубине.

Основные технические данные акселерометра.

Принцип действия – пьезоэлектрический, трехкомпонентный.

Диапазон измеряемых ускорений – от 0,05 до 5 м/с².

Частотный диапазон измеряемых колебаний – от 0,2 до 20 Гц.

Нелинейность частотной характеристики – 10%.

Нелинейность амплитудной характеристики – 6%.

Коэффициент преобразования – 2 В/(м/с²).

Относительный коэффициент поперечного преобразования - 3%.

Выходной сигнал – ± 10 В.

Динамический диапазон – 60 Дб.

Диапазон рабочих температур – от -10° до $+50^{\circ}$ С.

Диаметр скважины – 120 мм.

Габаритные размеры – Φ 110 x 422 мм.

Акселерометр состоит из двух функциональных блоков: зонда, который опускается в скважину и наземного блока.

В зонде размещен трехкомпонентный пьезоакселерометр и механизм фиксации зонда в скважине на заданной глубине.

Принципиальная электрическая схема усилителя одного канала пьезоакселерометра показана на рис.1.

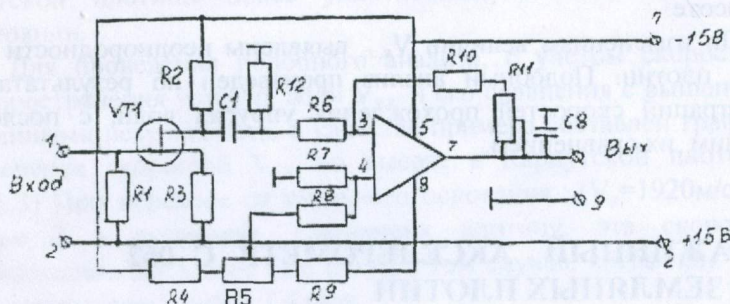


Рис.1

На полевом транзисторе VT1 собран усилитель заряда. Ток открытого канала транзистора устанавливается с помощью резистора R2. На микросхеме DA1 собран нормирующий усилитель. Коэффициент усиления усилителя устанавливается с помощью резисторов R 10, R6. Ноль усилителя устанавливается переменным резистором R5. Два последовательно соединенных пьезокристалла подключаются между затвором полевого транзистора и плюсовым выводом питания схемы. Схема питается от двухполярного источника постоянного напряжения.

Зонд акселерометра выполнен из водостойких материалов. При сборке соединения частей зонда уплоняются резиновыми прокладками, обеспечивающими герметичность зонда при внешнем давлении до 5 атм. Максимальная глубина погружения зонда в скважине - 50 м.

Наземный блок предназначен для управления двигателем механизма фиксации зонда на выбранной глубине в скважине и для калибровки пьезоакселерометров. Два положения ручки переключателя фиксируют зонд в скважине или освобождают его. Для калибровки одновременно трех каналов одного пьезоакселерометра, подается напряжение встроенному в корпусе прибора электромагниту, который притягивает инертную массу акселерометра, воздействуя на пьезокристаллы каждого канала с одинаковой силой. Измеряется отклик прибора и соответственно регулируется чувствительность канала.

БЛОК КОММУТАЦИИ И КАЛИБРОВКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ КАНАЛОВ

БАЙБУРДЦЯН Г., САРГСЯН К.
(СОКТИ НАН РА)

При организации сейсмических наблюдений на полигонах (атомные станции, плотины и др.) возникает необходимость регистрации выходных сигналов одновременно от десятков сейсмометров. Сравнительно низкий частотный диапазон сейсмических сигналов (0 - 20 Гц) позволяет коммутировать выходные сигналы сейсмометров поочередно, соединяя каждый сейсмометр к измерительной или регистрирующей аппаратуре. Кроме того, необходимо периодически проверять работоспособность сейсмометров. Это лучше сделать из центрального пульта управления, посылая контрольный импульс тока определенной величины каждому сейсмометру и измеряя отклик сейсмометра. Импульс должен быть определенным и одинаковым для всех сейсмометров.

В СОКТИ разработан модуль, который выполняет одновременно функции коммутатора и калибратора сейсмических каналов. Модуль является неотъемлемой частью систем сейсмических наблюдений.

Принципиальная электрическая схема модуля показана на рис. 1.

Схема выполнена на блочном принципе. В каждом блоке имеется восьмиканальный коммутатор, выполненный на микросхеме DD1 (K590KH6). Для подавления синхфазных помех на каждом входе коммутатора установлен помехоподавляющий дифференциальный усилитель на микросхемах DA1...DA8 (K140УД17А). Кроме того, предусмотрена защита входных цепей усилителей – диоды VD1...VD32.

Выходной каскад коммутатора выполнен на микросхеме DA2. Коммутатор управляется от внешнего модуля: 16-ти канального АЦП фирменного производства, который подключен к порту компьютера.

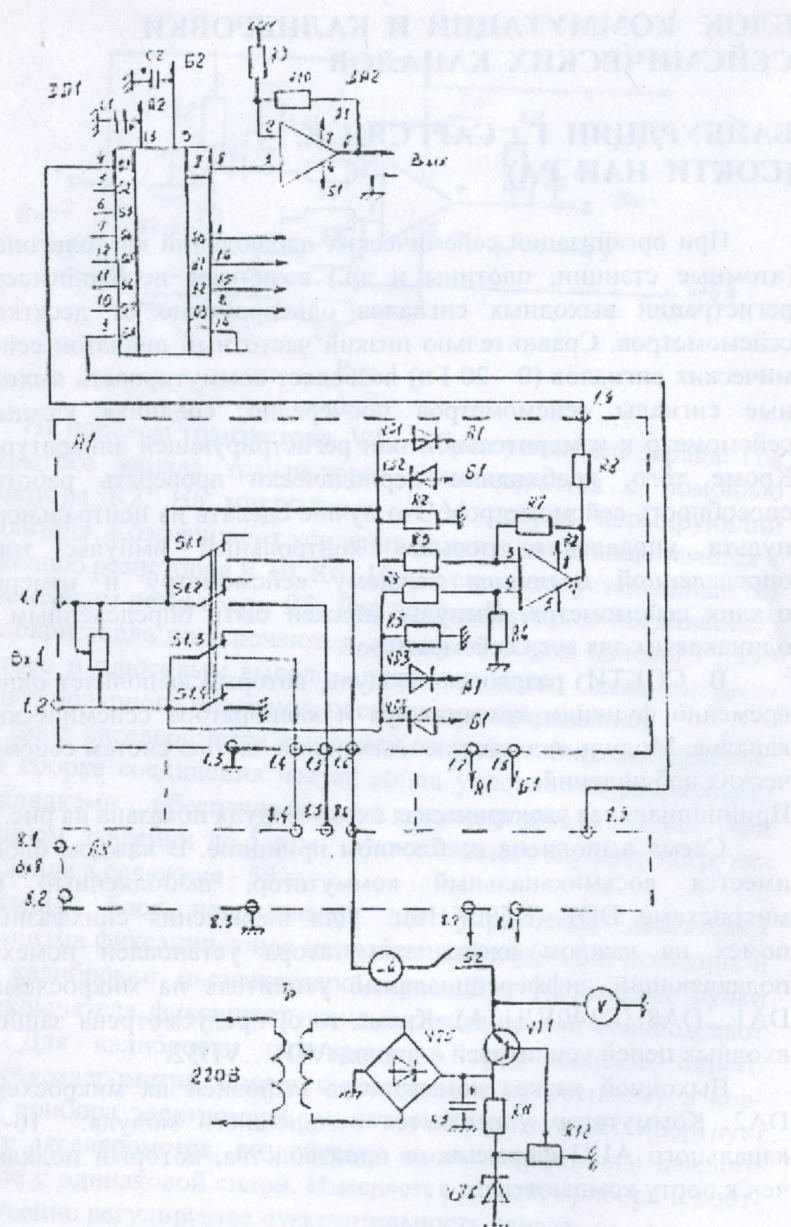


Рис.1

Для калибровки каналов с помощью переключателей S1...S8 выбирается нужный канал. Нажатием кнопки S2 "контроль" на соответствующий сейсмометр подается импульс. Амплитуда импульса регулируется регулятором напряжения R12 и контролируется вольтметром V и миллиамперметром mA. Отклик калибровочного импульса фиксируется компьютером и обрабатывается соответствующим образом. Чувствительность подбирается сопротивлениями R1...R8. Питание аналоговых и цифровых цепей разделены.

СПЕКТРАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОЧАГОВЫХ ИЗЛУЧЕНИЙ СПИТАКСКОЙ СЕЙСМОГЕННОЙ ЗОНЫ

**ГЕДАКЯН Э.Г.
(ИГИС НАН РА)**

Детальный анализ инструментальных данных сейсмических наблюдений, геолого-тектонических условий очаговой зоны и поля афтершоков Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года, выявил сложный процесс разрывообразования главного толчка, состоящий из нескольких субочагов. Различные авторы моделируют очаг Спитакского землетрясения, как источник сейсмических излучений, состоящий из трех, четырех и пяти субочагов. [1-3]. Не характерный для сильных землетрясений Малого Кавказа выход главного разрыва на земную поверхность, сложная геометрия поля афтершоков и многоактовый характер сейсмического излучения поставили задачу выявить: являются ли эти параметры характерной особенностью данного очага или всей сейсмогенной зоны. В настоящей работе рассмотрены только очаговые излучения землетрясений Спитакской сейсмогенной зоны. Для этой цели были применены методы спектрального анализа сейсмического излучения, основанные на энергетически-спектральные модели Хаскалла-Аки-Брюна [4,5,6]. Применение этих моделей позволяет значительно расширить понятие очага землетрясения и

сейсмического излучения, определить не только их спектральные характеристики, но и параметры возможных воздействий.

При близких землетрясениях объемные сейсмические волны являются основными источниками сейсмических воздействий. Параметры этих волн, амплитудно-частотный состав и длительность колебаний формируются в реальной геологической среде, вмещающей очаг землетрясения. В очаге возникают самые разнообразные по сложности процессы разрушения среды, связанные с неоднородностью и неравномерностью распределения упругих и прочностных свойств, а также действующих в них напряжений и сложных структурных поверхностей скольжения на разрывах сплошности среды [7, 8, 9].

В этой связи параметры землетрясений, измеряемые в разных пунктах земной поверхности, могут меняться в интервалах, обусловленных совокупностью очаговых и вне очаговых факторов. В зависимости от этих факторов, необходимо моделировать эффекты, под регулярным и нерегулярным воздействием которых формируются сейсмические колебания.

Методика В моделях [4, 5, 6] изолированный разрыв сплошности среды с гладким скольжением берегов со сдвигом без отрыва принят в качестве источника регулярной составляющей очаговых Р и S волн. Взаимосвязь параметров такого очага с параметрами среды и очагового излучения принято описывать с помощью сейсмического момента [10].

Сейсмический момент, как очаговый параметр, определяется формулой:

$$M_0 = \mu DLW, \quad (1)$$

где μ - модуль упругости сдвига;

D - средняя амплитуда смещения берегов разрыва;

L - эффективная длина очага;

W- ширина очага или разрыва.

Согласно модели Брюна [6] спектры очаговых Р и S волн аппроксимируются моделью ω^{-2} , с одной нулевой угловой частотой (рис.1). Сейсмический момент M_0 по этой модели определяется по формуле:

$$M_0 = 4\pi\rho V_{PS}^3 \Phi_0^{P,S}, \quad (2)$$

где ρ - средняя плотность пород;

$V_{P,S}$ - скорость распространения Р и S волн.

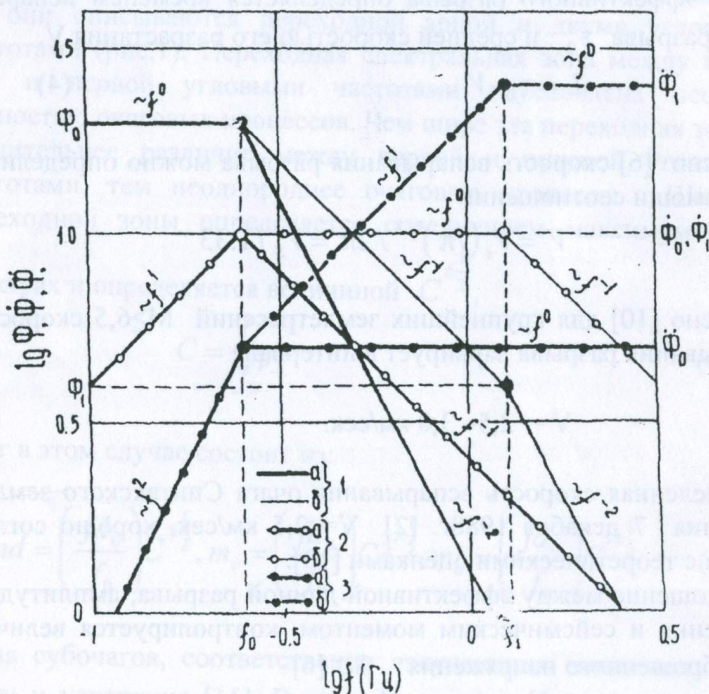


Рис.1 Спектральная модель землетрясений.

Амплитудные спектры Фурье:

1. - смещение; 2. - скорость; 3.- ускорение;

а - гладкое скольжение берегов разрыва ;

б - сложный процесс трещинообразования.

Максимальная спектральная амплитуда смещения спектра Фурье очаговых Р и S волн определяется согласно формуле

$$\Phi_0^{P,S} = \Phi^{P,S} R_{exp} \left(f_0^{P,S} \pi \frac{R}{V_{P,S}} Q \right), \quad (3)$$

где R - гипоцентральное расстояние; $f_0^{P,S}$ - циклическая нулевая угловая частота амплитудных спектров Фурье Р и S волн; Q - добротность среды.

Длина эффективного разрыва определяется временем вспарывания разрыва τ_0 и средней скоростью его разрастания V.

$$L = \tau_0 \cdot V \quad (4)$$

Согласно [6] скорость вспарывания разрыва можно определить при помощи соотношения

$$V = V_s (7\pi)^{1/2} / 2\pi = V_s / 1.33$$

Согласно [10] для крупнейших землетрясений $M \geq 6,5$ скорость вспарывания разрыва варьирует в интервале

$$V = 2,5 \div 3,0 \text{ км/сек.}$$

Определенная скорость вспарывания очага Спитакского землетрясения 7 декабря 1988г. [2] $V = 2,5$ км/сек, хорошо согласуется с теоретическими оценками [10].

Соотношение между эффективной длиной разрыва, амплитудой смещения и сейсмическим моментом, контролируется величиной сброшенного напряжения $\Delta\sigma$ [6]

$$\Delta\sigma = (L/W)^{3/2} \cdot M_0 / L^3 = 7 \frac{M_0}{2L^3} \quad (5)$$

Для однородного очага спектральные амплитуды смещения, скорости и ускорения имеют максимум на одной и той же нулевой угловой частоте. Это обстоятельство позволяет осуществить переход от одних максимальных величин к другим, путем прямого дифференцирования или интегрирования.

Нерегулярная часть очагового излучения связана с несколькими разрывами в очаге, вызванными поверхностью скольжения и неоднородностью среды в очаговой области.

В близкой эпицентральной зоне нерегулярные очаговые процессы и локальные неоднородности среды существенно влияют на амплитудно-частотный состав колебаний. По модели [6] они описываются переходной зоной и двумя угловыми частотами (рис.1). Переходная спектральная зона между нулевой и первой угловыми частотами обусловлена неоднородностью очаговых процессов. Чем шире эта переходная зона и значительнее различие между первой и нулевой угловыми частотами, тем неоднороднее очаговые процессы. Ширина переходной зоны определяется осреднением максимумов на

спектрах и определяется величиной $C^{\pm\frac{1}{2}}$,

$$C = \frac{f_1^{P.S}}{f_0^{P.S}} \quad (6)$$

Очаг в этом случае состоит из:

$$m_d = \left(\frac{fd_0}{f_0} \right) C^{\pm\frac{1}{2}}, m_v = \left(\frac{fd_0}{f_0} \right) C^{\frac{1}{2} \pm \frac{1}{2}}, m_a = \left(\frac{fd_0}{f_0} \right) C^{1 \pm \frac{1}{2}}, \quad (7)$$

числа субочагов, соответственно излучающих смещения, скорости и ускорения [11]. В этих формулах fd_0 - доминантная частота смещения.

Анализ амплитудно-частотных спектров смещений, скоростей и ускорений землетрясений Спитакской зоны.

Для проведения исследования очаговых излучений сейсмических волн в Спитакской сейсмогенной зоне были использованы амплитудно-частотные спектры смещений, скоростей и ускорений 7-и землетрясений этой зоны, зарегистрированных на 9-и сейсмических станциях ближней зоны [12].

Таблица 1

№	Дата	Время в очаге	Φ	λ	M	K
1	26.06.90	03:45	40,88	44,26	2,2	8,0
2	14.07.90	16:27	40,90	44,20	2,8	9,0
3	15.12.90	10:38	40,86	44,29	3,3	9,9
4	16.12.90	15:45	41,32	43,81	5,2	13,4
5	20.12.90	13:03	41,25	43,85	3,5	10,2
6	23.12.90	21:28	41,65	44,30	4,1	11,4
7	11.01.91	06:04	40,90	44,33	3,5	10,2

По каждой станции имелись спектры Фурье по трем компонентам: горизонтальные X и Y компоненты и вертикальная Z компонента. Изучались в основном горизонтальные компоненты X и Y.

Из 7-и землетрясений - эпицентры 4-х расположены в центральной части Спитакской сейсмогенной зоны, в районе очага Спитакского землетрясения (рис.2). Эпицентры 2-х землетрясений расположены в северо-западной части сейсмогенной зоны в узле пересечения Транскавказской и Спитакской сейсмогенных зон. Из 4-х землетрясений в центральной части сейсмогенной зоны, землетрясение 26.06.90г. имеет сбросовый характер подвижки в очаге, в механизме очага остальных 3 землетрясений преобладает взбросо-сдвиговый характер подвижки. Диапазон энергетических классов $K=8,0 \div 11,4$.

Анализ спектров смещений, скоростей и ускорений этих землетрясений показывает, что в этой зоне землетрясениям соответствуют модели неоднородного очага.

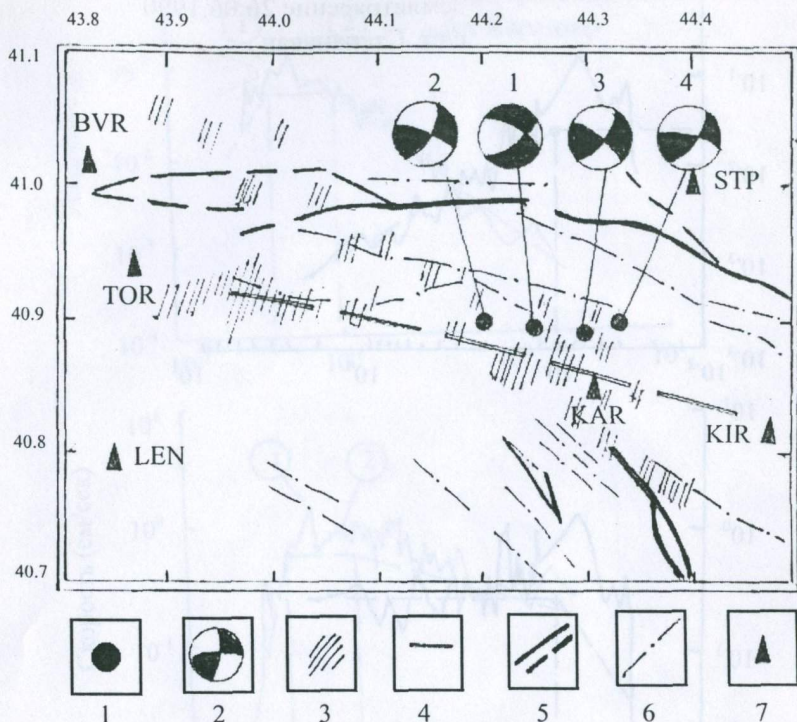


Рис.2. Спитакская сейсмогенная зона.

- 1- эпицентры землетрясений;
- 2- механизм очагов;
- 3- афтершоковое поле Спитакского землетрясения;
- 4- зона глубинного Севано-Зангезурского разлома;
- 5- тектонические нарушения по К.Н Паффенгольцу;
- 6- оси антиклиналий ;
- 7- сейсмические станции.

Только землетрясение 26.06.90г. с $K = 8,0$ со сбросовой подвижкой соответствует модели однородного очага, имеющего одинаковые угловые и доминантные частоты на спектрах смещения, скорости и ускорения, равные значению 0,08 сек. (рис.3).

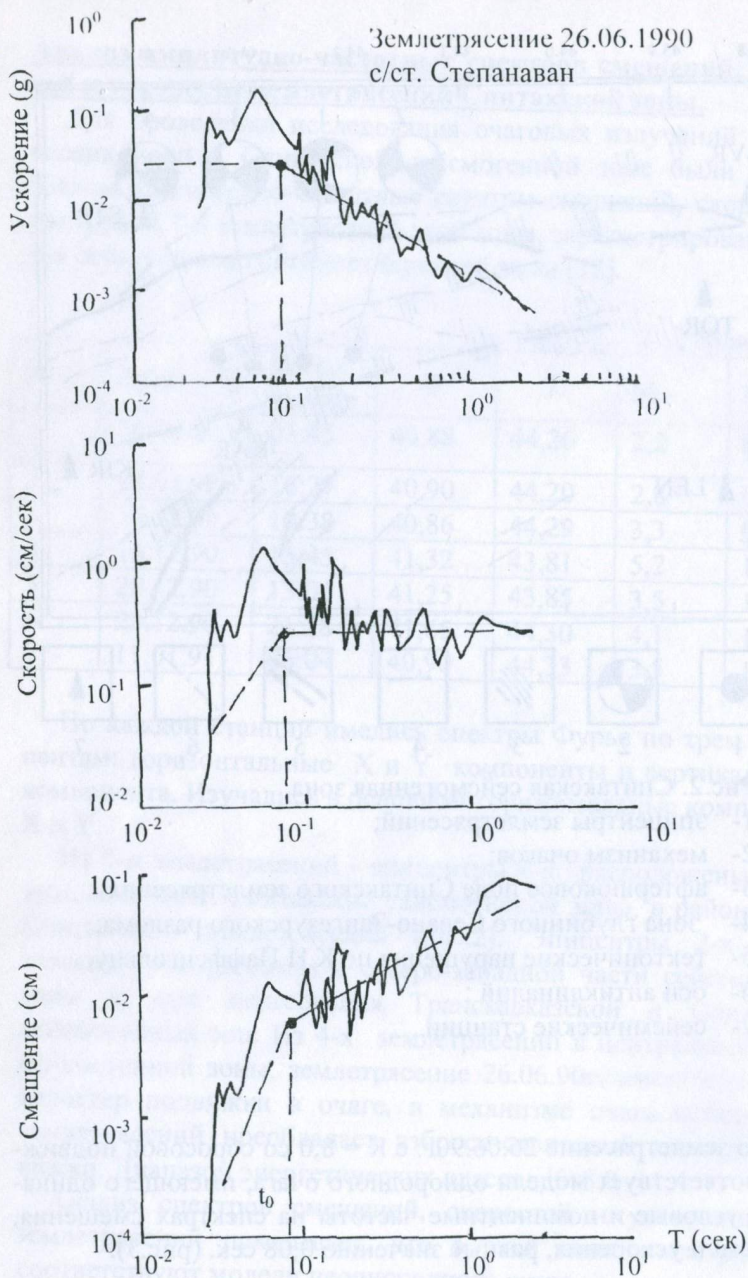


Рис.3

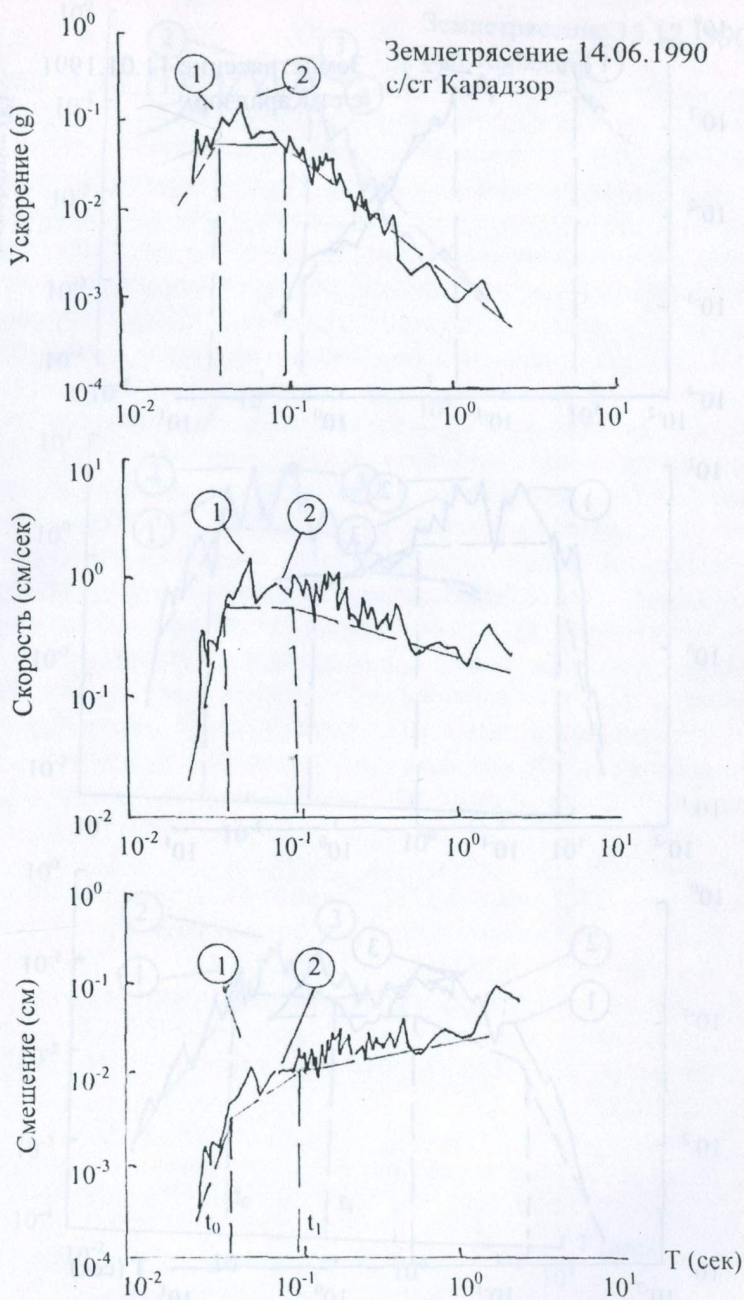


Рис.4

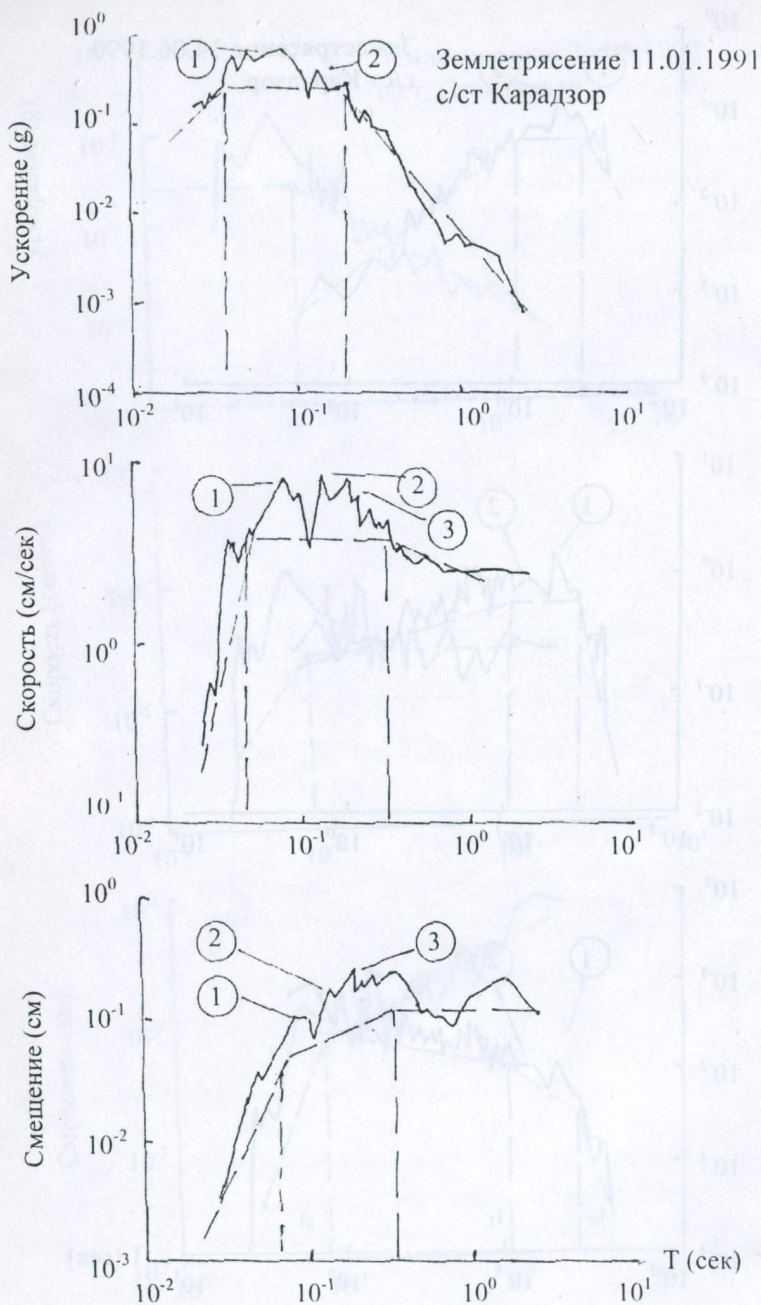


Рис. 5

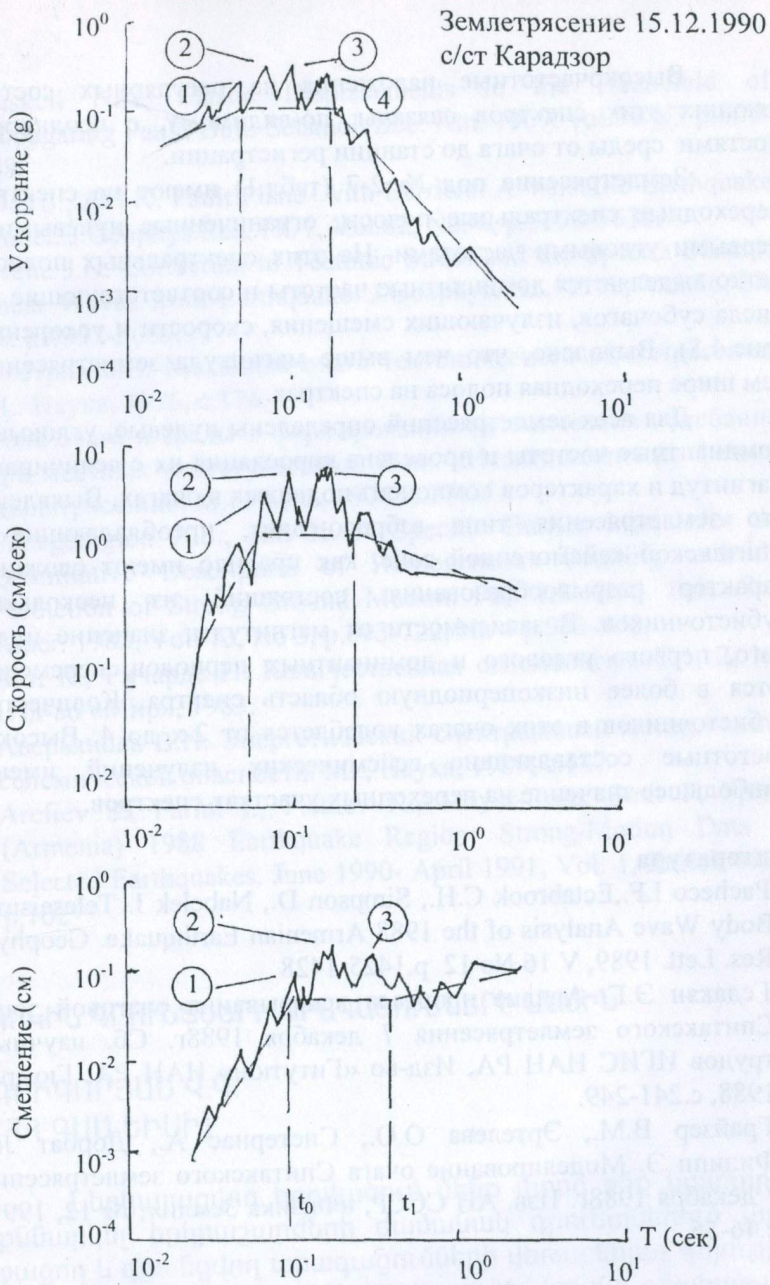


Рис.6

Высокочастотные наложения на регулярных составляющих этих спектров связаны, по-видимому, с неоднородностями среды от очага до станции регистрации.

Землетрясение под № 2-7 (табл.1) имеют на спектрах переходные спектральные полосы, ограниченные нулевыми и первыми угловыми частотами. На этих спектральных полосах четко выделяются доминантные частоты и соответствующие им числа субочагов, излучающих смещения, скорости и ускорения. (рис.4,5). Выявлено, что чем выше магнитуда землетрясения, тем шире переходная полоса на спектрах.

Для всех землетрясений определены нулевые, угловые и доминантные частоты и проведена корреляция их с величинами магнитуд и характеров компонент подвижек в очагах. Выявлено, что землетрясения типа взбросо-сдвиг, преобладающие в Спитакской сейсмогенной зоне, как правило имеют сложный характер разрывообразования, состоящий из нескольких субисточников. В зависимости от магнитуды, значение нулевого, первого углового и доминантных периодов, перемещаются в более низкопериодную область спектра. Количество субисточников в этих очагах колеблется от 2-х до 4. Высокочастотные составляющие сейсмических излучений имеют наибольшее значение на переходных участках спектров.

Литература

1. Pacheco I.F., Ectabrook C.H., Simpson D., Nabelek I. Teleseismic Body Wave Analysis of the 1988 Armenian Earthquake. Geophys. Res. Lett. 1989, V 16 No 12 p.1425-1428
2. Гедакян Э.Г. Анализ процесса вспарывания очаговой зоны Спитакского землетрясения 7 декабря 1988г. Сб. научных трудов ИГИС НАН РА, Изд-во «Гитутюн» НАН РА, Гюмри, 1988, с.241-249.
3. Грайзер В.М., Эртелева О.О., Систернас А., Дорбат Л., Филипп Э. Моделирование очага Спитакского землетрясения 7 декабря 1988г. Изв. АН СССР, «Физика Земли», № 12, 1991, с.46-55.

4. Haskell N.A. Elastic Displacements in the Near-field of Propagating Fault. Bull. Seismol. Soc. Am. 1969. vol.59 N3 p.865-908.
5. Das S., Aki K. Fault Plane with Barriers: A Versatile Earthquake Model. J.Geophys.Res. 1977, Vol.82, No36, p.5658-5670.
6. Brune J.N. Correction to Tectonic Stress and the Spectra Seismic Shear Waves from Earthquake. J.Geophys.Res. 1971, Vol.76, No 26. p.4997-5009.
7. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1976, с.176.
8. Роль очага и среды в формировании сейсмических колебаний при местных землетрясениях. В кн. «Исследования по физике землетрясений» М.: Наука, 1976, с.27-55.
9. Papageorgion A.S., Aki K. A Specific Barrier Model for the Quantitative Description of Homogeneous Faulting and the Prediction of Strong Ground Motion. Part 1,2. Bull. Seis. Soc. Amer. 1983, Vol. 73, No 3, p.693-722, No 4 p.953-978.
10. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Т.1, 2, М.: Изд-во «Мир», 1983.
11. Аверьянова В.Н. Энергетический спектральный метод оценки сейсмической опасности. М.: Наука, 1989, с.187
12. Arefiev S., Parini I., Pletnev K., Mayer-Rosa, Smit P. Spitak (Armenia) 1988 Earthquake Region: Strong-Motion Data of Selected Earthquakes. June 1990- April 1991, Vol. 1, Zurich 1991. p.102

ԿՐԿԻՆ ԳՐՈՒՆՏՆԵՐԻ ԱՐԱԳԱՅՈՒՄՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ Վ.Գ.

(ՀՀ ԳԱԱ ԵՒՍԻ)

Ներկայացվող հոդվածում մենք փորձ ենք կատարում քննարկել երկրաշարժերի ժամանակ գրունտներում առաջացող և գրանցվող արագացումների վերաբերյալ գոյություն ունեցող գնահատականները, վերլուծել նրանց գնահատման ճշտությունները, անդրադառնալ այն հավերժ վիճաբանա-

կան հարցին, թե որքանով է արագացումը, որպես քանակական բնութագիր պիտանի երկրաշարժի ինտենսիվությունը բնութագրելու, այն ինժեներային խնդիրներում (սեյսմոկայուն շինարարություն) կիրառելու համար: Չենք բացառում որոշ եզրահանգումների վիճահարույց լինելը, ակնկալելով առողջ ընդդիմախոսություն: Այսպիսով՝

Եզրահանգում 1. Որո՞նք են այն իրական արագացումները, որոնք առաջ են գալիս այս կամ այն ուժի երկրաշարժի ժամանակ, որն է արագացման այն առավելագույն արժեքը, որ կարող է առաջ գալ ամենաուժեղ երկրաշարժի ժամանակ և այլն:

50-60-ական թվականներին գործող նորմատիվային փաստաթղթերում (օրինակ, սեյսմոկայուն շինարարության նորմերում) երկրաշարժերի 7,8 և 9 բալ ինտենսիվության արժեքներին վերագրվում էին համապատասխանաբար 25,50 և 100 սմ/վրկ² գրունտների արագացումներ: Այս արժեքների ընտրությունը մեկնաբանվում (կամ ճիշտ է ասել՝ պատճառաբանվում) էր այն բանով, որ «ներկայումս մենք դեռևս չունենք անհրաժեշտ փաստացի նյութ երկրաշարժերի ժամանակ գրունտներում առաջ եկող արագացումների վերաբերյալ» (Նազարով Ա.): Տվյալների բազայի աստիճանական հարստացումը հնարավորություն տվեց հետագայում ներմատիվային փաստաթղթերում ընդունել, մեր կարծիքով, իրականությանը համեմատաբար ավելի մոտ արժեքներ (օրինակ MSK-64 սանդղակում, СНИП-ների հետագա խմբագրություններում և այլն): Այսպես СНИП-ների 70 - ական թվականներից հետո ընդունված խմբագրությունում 7, 8 և 9 բալերին արդեն վերագրվում էին նախկինը չորս անգամ գերազանցող արժեքներ՝ 100, 200 և 400 սմ/վրկ², իսկ MSK-64 սանդղակում այդ նույն բալերի համար գրունտների արագացման արժեքներ ընդունվեցին համապատասխանաբար 50÷100; 100÷200 և 200÷400 սմ/վրկ² տիրույթներով մեծությունները:

Մինչդեռ ակնհայտ էր, որ ամեն բալին վերագրվող արժեքների այս տիրույթը՝ իրարից երկու անգամ տարբերվող, ինքնին խոսում է այն մասին, որ, տակավին, հստակ չէ դեռևս արագացումների գնահատման մեր մոտեցումները:

Ավելին, երբեմն բերվում են արագացումների փոփոխությունների այնպիսի տիրույթներ, որոնց անմիջական կիրառման ժամանակ առաջ են գալիս հակասական կարծիքներ և մեծ դժվարություններ (եթե չասենք կասկածներ):

Այսպես օրինակ. Ն. Շեբալինի հայտնի մի հոդվածում, որտեղ բերվում են, մասնավորապես, տատանումների դինամիկ պարամետրերի և բալերով արտահայտված ինտենսիվության փոխհարաբերությունների նորմավորված տվյալներ, առկա են մեծությունների այսպիսի տիրույթներ. 0.01 սմ/վրկ² երկու բալ ինտենսիվության համար (ներքին սահմանը) և 2000 սմ/վրկ² 11 բալ ինտենսիվության համար (վերին սահմանը): Արագացումների այս երկու արժեքների հարաբերությունը 200000 է !!!: Մինչդեռ ըստ արագացման ինտենսիվության աճմանը զուգընթաց փոփոխության (աճման) գոյություն ունեցող (այսպես ասած վիճակագրորեն հաստատագրված) «օրենքի» այդ թիվը (հարաբերությունը) չպետք է գերազանցեր 2^{10} -ից:

Ցածր ($1 \div 3$) բալերի համար նշված արագացումների այս արժեքներին և, ընդհանրապես, վերջիններիս հնարավոր կիրառելիության «իրավասությանը» կանդորադառնանք քիչ անց: Այս եզրահանգումում մեզ ավելի շատ հետաքրքրում է ուժեղ երկրաշարժերի դեպքում առաջ եկող հնարավոր մաքսիմում արագացումների խնդիրը:

Իրական են արդյոք արագացումների $1200, 1400, 1800$ և նույնիսկ 2000 սմ/վրկ² արժեքները. կարծում ենք ոչ: Մեր կարծիքով մաքսիմում երկրաշարժի առաջ բերած մաքսիմում արագացումները չեն կարող գերազանցել $0.5 \div 0.6g$ արժեքները: Առավելագույն երկրաշարժի (ասենք, սկսած մագնիտոդաների $6.5 \div 7.0$ արժեքներից) էներգիայի, այսպես ասած, պարպումը կամ արտահայտումը երկրի մակերևույթին ոչ քե արագացման աճի մեջ պետք է փնտրել, այլ մեկ ուրիշ ֆիզիկական մեծությունում: Եվ վերջին հաշվով օջախը ինքը (նրա ծավալը) ընդունակ է կուտակել սահմանափակ քանակությամբ էներգիա: Տարբեր երկրաշարժերի ժամանակ (օրինակ Մեխիկոյի, Սպիտակի, Կոբեի, Թուրքիայի և այլն) գրանցված «անոմալ» մեծության արագացումները, մեր կարծիքով արդյունք են առավելապես լոկալ գործոնների:

Բոլոր տիպի անուղղակի դիտարկումները (Սպիտակի երկրաշարժի ժամանակ Գյումրիում, ցավոք, չի ստացվել գրունտների ըստ ժամանակի տատանման գրանցումներ), մանրամասն մակրոսեյսմիկ հետազոտությունները, տեսական հաշվարկները և այլն, խոսում են այն մասին, որ, օրինակ, Գյումրի քաղաքի տարածքի առանձին հատվածներում առաջ են եկել գրունտների զգալի արագացումներ (մինչև $0.6 \div 0.8g$ կարգի): Սակայն դրանք արդյունք են հիմնականում քաղաքի տարածքի յուրահատուկ երկրաբանական, ինժեներաերկրաբանական կառուցվածքի: Մասնավորապես, Է.Խաչիյանի բնութագրմամբ երկրաշարժի ժամանակ առանձին շերտախմբեր (հատկապես $T_0=0.5 \div 0.6$ վրկ. սեփական տատանման պարբերություն ունեցող գրունտային շերտեր) աշխատել են որպես «օբերտոններ»:

Նման իրավիճակներ կարող են առաջ գալ նաև այլ տեղերում:

Եզրահանգում 2. Որքանով է արագացումը որպես քանակական բնութագիր պիտանի երկրաշարժի ինտենսիվությունը գնահատելու համար:

Առաջինը. երկրաշարժի ուժի (ինտենսիվության) և արագացման միջև կախվածությունը միանշանակ չէ նրանց փոփոխման ամբողջ տիրույթում: Թույլ ցնցումների ժամանակ ($1 \div 3$ բալ, կամ էներգետիկ դասը՝ $K < 9$) առկա են անհամեմատ շատ փոքր արագացումներ և վերջինս որպես դինամիկ պարամետր հարմար չէ ինտենսիվության մեծությունը բնութագրելու համար: Այնուհետև, սկսած մոտավորապես $M=3.5$ ($K > 9$) տեղի է ունենում արագացումների կտրուկ (թռիչքային) աճ: Որոշակի, համեմատաբար լավ, գծային կախվածություն արագացման և էներգիայի միջև գոյություն ունի $4.5 \div 6.5$ (7.0) մագնիտուդաների տիրույթում: Դրանից հետո էներգիայի աճմանը զուգընթաց խիստ դանդաղում է արագացումների աճը:

Երկրորդ կարևոր խնդիրը. որքան էլ անսովոր թվա (և ինչ-որ տեղ նաև պարադոքսալ) ուժեղ երկրաշարժերի գոտում սեյսմիկ տատանումների զործիքային գրանցումները պարունակում են առավել նվազ տեղեկատվություն ինտենսիվության վերաբերյալ, քան մանրամասն մակրոսեյսմիկ

հետազոտության արդյունքները: Եվ բանը բոլորովին էլ նրանում չէ, որ կարող է կասկած հարուցել գործիքային գրանցման ճշտությունը կամ, որ չկան քիչ թե շատ հավաստի էմպիրիկ բանաձևեր, որոնք հնարավորություն են տալիս գնահատել տատանումների դինամիկ պարամետրերը օջախի պարամետրերից կախված (չնայած վերջիններս էլ գերծ չեն թերություններից. այդ մասին քիչ հետո): Այստեղ առավել կարևոր հանգամանք է հանդիսանում այն, ինչպես այդ մասին նշեցինք առաջին եզրահանգումում, որ այդ պարամետրերը (մաքսիմում արագացում, տատանումների պարբերություններ, տևողություն և այլն) զգալիորեն կախված են դիտարկվող կետի առանձնահատկություններից:

Փաստորեն ստացված գործիքային գրանցումը «պատասխանատու է» միայն և միայն տվյալ կետի համար և միանշանակորեն հնարավոր չէ այն օգտագործել ինտենսիվության (բալականության) գնահատման համար: Այդ իսկ պատճառով նախընտրելի է, որ տվյալ տեղամասի սեյսմիկականությունը արագացումներով բնութագրելուց առաջ նախապես իրականացվեն մանրամասն մակրոսեյսմիկ և, որ կարևորն է, ինժեներակիրաբանական հետազոտություններ:

Եզրահանգում 3. Այն վերաբերում է ընդհանրապես գնահատված արագացումների ճշտության հարցին:

Վերը բերված եզրահանգումներում նշեցինք, թե որպես երկրաշարժի ուժի բնութագրման դինամիկ չափանիշ տարբեր ժամանակահատվածներում արագացումների ինչպիսի արժեքներ են ընդունվել (առաջինը) և ընդհանրապես բոլոր տիպի գնահատումներում ինչպիսին են եղել գնահատման տիրույթները ըստ բալերի (երկրորդ): Ընդ որում նշված երկու պարագաներում էլ առկա է ամեն ինչից բացի նաև պարամետրերի արժեքավորման երկակի սխալականությունը (некорректность):

Վերջին երկու - երեք տասնամյակներում բավականաչափ շատ օգտագործվող, այսպես կոչված $x''=f(M,r)$ կախվածությունները, որոնք ստացվում են էմպիրիկ ճանա-

պարհով և անմիջական կապ են հաստատում երկրաշարժի մագնիտուդայի, հեռավորության և արագացումների միջև, նույնպես պարունակում են վերջիններիս գնահատման զգալի անճշտություններ:

Այսպես, բոլոր այդ տիպի մոդելները (Էստեվ և Ռոզենբլյուտ, Ակի և Ռիչարդս, Բուր և Ջոյներ, Կեմբել, Շտեյնբերգ, Ապտիկան և այլն), ինչպես նաև հեղինակի կողմից ստացված համանման բանաձևերը, ոչ միշտ են բավարարում փորձնական տվյալներին և վերջիններիս անվերապահ կիրառումը հնարավոր չէ հետևյալ պատճառներից ելնելով.

ա) առաջին հերթին խիստ մեծ է գնահատված x''_{\max} արժեքների ցրումը (дисперсия)՝ գրեթե բոլոր դեպքերում հասնելով 60-70%,

բ) բոլոր $x''_{\max} = f(M, r)$ տիպի կորերը ընդհանրապես 1÷50 կմ հեռավորությունների միջակայքում ունեն բարդ բնույթ և «չեն կարող նկարագրվել հասարակ անալիտիկ արտահայտությունների միջոցով» (Շտեյնբերգ Վ.):

Որոշակի համեմատական բարձր ճշտություն կարելի է ստանալ և վերջիններս դիտարկվում են տարանջատված r -երի համար,

գ) և, վերջապես, բոլոր այս տիպի մոդելները կարիք ունեն ռեգիոնալ տեսանկյունից ճշգրտման՝ դուրս գալով կոնկրետ տարածաշրջանի սեյսմոտեկտոնական, սեյսմոլոգիական, երկրաբանական և այլ առանձնահատկություններից:

ПОДБОР АКСЕЛЕРОГРАММ-АНАЛОГОВ ДЛЯ УЧАСТКОВ НЕКОТОРЫХ ОТВЕТСТВЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

ГРИГОРЯН В.Г., ОГАНЕСЯН С.М., ГРИГОРЯН А.В.
(ИГИС НАН РА)

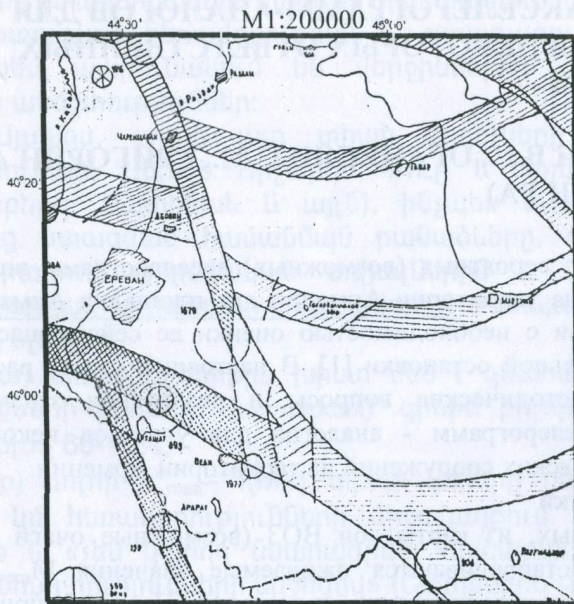
Подбор вероятных (возможных) акселерограмм впервые реализован на территории Армении для площадки Армянской АЭС, в связи с необходимостью оценки ее сейсмоопасности после длительной остановки [1]. В настоящей статье рассматриваются методические вопросы и реализация задачи по выбору акселерограмм - аналогов для участков некоторых гидротехнических сооружений на территории Армении.

Методика

Во-первых, из карты зон ВОЗ (возможные очаги землетрясений) устанавливаются ожидаемые значения M_{\max} и R , наиболее опасные для данной площадки. На рис.1 приведена схематическая карта зон ВОЗ района Азатского водохранилища масштаба 1: 200000 (составители Э. Гедакян, М. Мкртчян, Г. Саргсян) [2, 3].

Во-вторых, по установленным значениям M_{\max} и R оцениваются расчетные значения ожидаемых динамических параметров колебания грунтов. При этом оценки максимальных горизонтальных ускорений для изучаемых районов по значениям M_{\max} и R производились по полученным ранее зависимостям $X''_{\max} = f(M_{\max}, R)$ [4, 5]. Учитывались, при наличии, данные о механизмах очагов, их глубинах, грунтовых условиях.

В третьих, из множества акселерограмм (из банка мировых данных) подбираются такие, которые в основном соответствуют расчетным параметрам X_{\max} , $T_{\text{пр}}$ и $g_{\text{ш}}$, оцененным по M_{\max} и R . Такая, несколько грубая классификация позволяет произвести первичный подбор акселерограмм.



Эпицентры
землетрясений

M_{max}

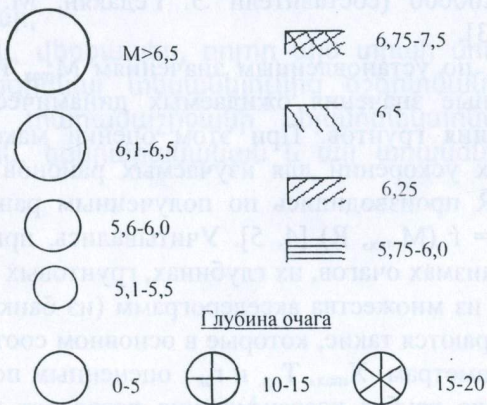


Рис.1. Схематическая карта зон ВОЗ района Азатского водохранилища.

И, наконец, более детализированная стадия: по параметрам M_{\max} и R строятся расчетные спектры реакции по полученной нами ранее зависимости [5].

$$\tau(T, \alpha) = \tau_n(T, \alpha) \cdot 10^{b \cdot M}$$

Спектры реакции акселерограмм землетрясений, подобранные для третьей стадии, сопоставляются с расчетным (стандартным) спектром $\tau_{ст}(T, \alpha)$ (с его доверительной областью).

Наиболее близкие спектры и соответствующие акселерограммы считаются наиболее вероятными для заданных значений M_{\max} и R .

Идея в данном случае близка к понятию „средней акселерограммы”, так как при достаточно большой совокупности спектров реакции, среди них окажутся такие, которые будут близки к вычисленному среднему (стандартному) спектру реакции. Тогда акселерограммы, отвечающие приближенно средним спектрам реакции, будут рассматриваться как средние акселерограммы [6].

Для наибольшего соответствия из всех приближенных спектров реакции выбираются те спектры, среднеквадратичные отклонения которых будут минимальными. Отвечающие этому спектру акселерограммы будут наиболее вероятными для очаговых параметров M_{\max} и R .

Расчет спектров $\tau(T, \alpha)$ по акселерограммам сильных землетрясений из банка мировых данных, а также спектров местных ощутимых землетрясений, осуществлялся по стандартной программе.

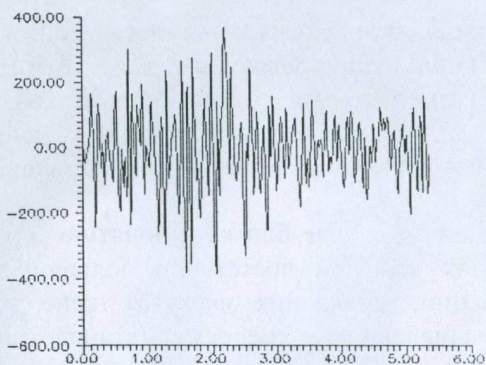
Оцифровка производилась вручную, с шагом 0,01с. Расчеты $\tau(T, \alpha)$ производились для трех значений коэффициента затухания α : 0,1; 0,16; 0,223 и для 15-и значений периодов свободных колебаний - от 0,05 по 3,0 с.

Реализация задачи

В таблице приведены расчетные значения динамических параметров колебаний грунтов, при возможных воздействиях на изучаемые конкретные площадки.

С целью избежания большого списка названий и рисунков подобранных на первом этапе акселерограмм землетрясений приводятся только окончательные их названия и копии (рис.2).

Азат (Койна 11.12.67 сост. н.с.т.)



Апаран (Эль-Сентро 18.05.40 сост. S00E)

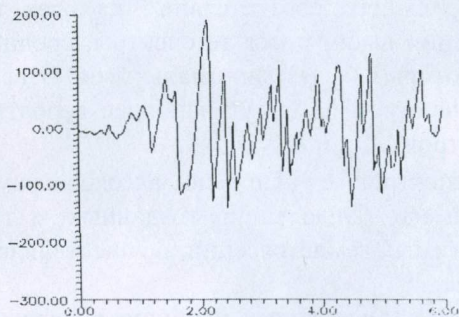


Рис.2

Таким образом, для изучаемых участков в качестве опорных (вероятных) предлагаются следующие акселерограммы-аналоги:

1. акселерограмма землетрясения 11. 12. 1967г.
(Койна), Индия. $\varphi = 17^{\circ}23' N$; $\lambda = 73^{\circ} 45' W$. $M=6,2-7,5$;
 $R=(3-5)$ км, грунты-жесткие.
2. акселерограмма землетресения 30. 06. 1941г.
(Санта Барбара), США; $\varphi = 34^{\circ} 20' N$; $\lambda = 119^{\circ} 35' E$;
 $M=5,9$; $R = 16 \div 24$ км. компонента-горизонтальная,
грунты-аллювий.
3. акселерограмма землетресения 18. 05. 1940г.
(Ель Сентро), США; $\varphi = 32^{\circ} 44' N$; $\lambda = 115^{\circ} 27' E$; $M=6,7$;
 $R=20 \div 25$ км; компонента-горизонтальная, грунты-рыхлые.

Таблица

Изучаемая площадка	Установленные очаговые параметры		Расчетные динамические параметры колебания почвы		
	M_{max}	R (км)	X_{max} уск. грунта, $см/с^2$	T -период макс. уск. (сек).	$\tau_{ши}$ -ширина импульса, (сек).
Водохранилище Азат	7,0	18	398	0,40	5-6
Водохранилище Ахум	5,75	14	158	0,26	3-4
Водохранилище Апаран	6,5	18	275	0,34	4-5

Заклучение

Одним из главных и современных направлений при оценке сейсмических воздействий, является определение колебания грунта при сильных землетрясениях через доступные инженерные параметры. Этот принцип оценки сейсмической опасности был осуществлен в строительных нормах Армении [7], где ожидаемые воздействия оцениваются не традиционными баллами, а ускорениями колебаний грунтов.

Одновременно, при расчетах на сейсмостойкость зданий и сооружений (тем более особо ответственных объектов)

возникает необходимость выдачи всех кинематических характеристик колебаний, а точнее сейсмограммы или акселерограммы.

Разработанный метод позволяет исходя из сейсмологических, сейсмотектонических и др. условий оценить кинематические характеристики грунта для отдельно выбранных районов и площадей. В дальнейшем намечается осуществить сейсмическое районирование по акселерограммам землетрясений и для всей территории Армении

Очевидно, что задача эта некорректна и любая из ступеней предлагаемого многоступенчатого подхода содержит в себе некоторые предположения и неточности оценок.

Однако, несмотря на всю "приближенность", наиболее реальные результаты получаются в том случае, когда в качестве исходной информации, при расчете на сейсмостойкость зданий и сооружений, задаются реальные записи землетрясений (сейсмограмма или акселерограмма). При этом последние могут быть оценены как для больших территории с некоторыми допустимыми обобщениями (например, рекомендовать до одного десятка акселерограмм для одного региона), так и для сравнительно малых территории и площадей. Главным образом это связано с наличием фактического материала, степени изученности, методики выбора (или пересчета) акселерограмм и т.д.

Литература

1. Григорян В. Г. Оценка динамических характеристик колебаний грунта для площадки Армянской АЭС. Сб. научных трудов конф., посвященной 90-летию со дня рождения академика А. Г. Назарова. 1-4 июня, 1998г., Гюмри, Изд. НАН РА., с. 44-49.
2. Сейсмическое микрорайонирование Тавшудской, Азатской, Ахумской и Джогазской плотин. Научн.рук. Оганесян С.М. н/т отчет по контракту CW-GR / 010 DAM. Фонды ИГИС НАН РА, Гюмри, 1998г. 94 с.

3. Сейсмическое микрорайонирование Апаранской плотины. Научн.рук. Оганесян С.М. Договорной н/т отчет. Фонды ИГИС НАН РА, Гюмри, 1998г., 55 с.
4. Григорян В.Г. Усовершенствование методов количественной оценки сейсмической опасности и воздействия на основе инструментальных данных землетрясений. Сводный н/т отчет за 1986-91г.г. по теме 02. 04. Фонды ИГИС НАН РА, Ленинакан, 1991г. 130 с.
5. Григорян В. Г. Разработка методики определения сейсмических воздействий с целью составления территориальных рекомендаций. Разд. 1 и 2. Сводный н/т отчет за 1992-93г.г. Фонды ИГИС НАН РА, Гюмри, 1993г. 72 с.
6. Григорян В. Г. Зависимость спектра реакции от магнитуды и эпицентрального расстояния сильного землетрясения. Изд. АН АРМ. ССР, Науки о Земле, том 36, № 1, с. 57-62.
7. Назаров А. Г., Дарбинян С. С. Основы количественного определения интенсивности сильных землетрясений. Изд. АН Арм. ССР, Ереван 1974г., 165 с.
8. Սեյսմալիայուն շինարարություն: Նախագծման նորմեր. ՀՀՇՆ II-2, 02-94 Երևան 1988թ., 44 էջ.

ԳՐՈՒՆՏԱՅԻՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԻ ԵՎ ՀԱԿԱԶԴԵՑՈՒԹՅԱՆ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՁ

ԶԱԴՈՅԱՆ Պ.

(Հայպետատոմհսկողություն վարչություն)

1. Ներածություն

Հայտնի է, որ հարթակի առանձնահատուկ գրունտային պայմանները կարող են էական ազդեցություն ունենալ երկրաշարժի ընթացքում նրանում առաջացող հակազդեցության վրա: Նշված առանձնահատկությունները պայմանավորված են հարթակի երկրաբանական կտրվածքից, նրանում պարփակված գրունտային շերտերի բնութագրերից, ինչպես նաև նրանց փոխադարձ դասավորվածությունից: Որքան նշանակալի են այդ առանձնահատկությունները, ի համեմատ համասեռ ապառաժային միջավայրի, այնքան երկրաշարժի ժամանակ հակազդեցությունը արտահայտվում է առավել բնորոշ: Փաստագրված է, թե ինչպես տարբեր հարթակներում տեղակայված նույն տիպի կառույցները միևնույն երկրաշարժի ժամանակ իրենց դրսևորում են են կտրականապես տարբեր կերպ: Այդ տեսակետից նպատակահարմար կլինի դիտարկել սեյսմիկ միջավայրի առանձնահատկությունները յուրաքանչյուր ուշագրավ հարթակի համար: Նշված հարցերը որոշակիորեն արտահայտված են Սեյսմիկ նորմերում [1], սակայն դրանց լրացուցիչ ուսումնասիրումը կառույցի սեյսմակայունության վերագնահատման համար կարող է տրամադրել լրացուցիչ տեղեկություններ:

Միջավայրում սեյսմիկ ալիքի տարածման խնդրի ասպարեզում ներկայումս գոյություն ունեցող մեթոդները հիմնվում են այն ենթադրության վրա, որ գրունտի նստվածքաշերտում հակազդեցությունը հիմնականում առաջանում է ապառաժային հիմնաշերտից սահքի ալիքի վերընթաց տարածումից: Անհամասեռ միջավայրը, առավել ևս ոչ-ապառաժային գրունտային շերտերից կազմված միջավայրը, երկրաշարժի ալիքի տարածման ժամանակ դրսևորում է

ոչ-գծային վարք: Խնդիրը մասնավորապես առընչվում է ոչ-ապառաչյին նստվածքաշերտերում հավաստի դինամիկ բնութագրական տվյալների առկայության հետ:

Նստվածքաշերտերում առաջացող հակազդեցություններն ու հետևապես հարթակի մակերեսում արտահայտված տատանման բնութագրերի կանխորոշման նպատակով անհրաժեշտ է դիտարկել գրունտի ոչ-գծային հակազդման խնդիրը: Այս ոլորտում տարածում է գտել հաշվողական “Shake” ծրագիրը [2], որի վերլուծական ընթացակարգը ընդգրկում է հետևյալ հիմնական հարցերը.

1. Դիտարկվում է հարթակի ապառաժային հիմնաշերտի տատանման բնութագրերը, որոշվում է բնորոշ արժեքները, ներառյալ առավելագույն արագացումները, գերակայող պարբերությունը, տևողությունը: Ընդ որում, կիրառվում է նշված պարամետրերի ու տվյալ հարթակի պատճառական խզվածքի պարամետրերի կապը;
2. Հատկորոշվում է գրունտի նստվածքաշերտի դինամիկ բնութագրերը: Մասնավորապես, տվյալ դեպքի համար օգտագործվում է սահքի դինամիկ մոդուլի և մարման գործակցի միջև առկա ֆունկցիոնալ կախումը սահքի դեֆորմացիայից և ստատիկ բնութագրերից;
3. Հաշվարկվում է ապառաչյին հիմնաշերտի նկատմամբ նրանից վեր տեղակայված նստվածքաշերտերի հակազդեցությունը, կիրառելով ալիքի տարածման օրինաչափությունները: Տվյալ դեպքում ալիքի տարածման միաչափ դրվածքը:

Ընդունվում է, որ նստվածքաշերտերի համակարգը տեղակայված է կիսատարածության վրա և բաղկացած է N հորիզոնական համասեռ ու իզոտրոպ շերտերից, որոնք անսահմանորեն ձգված են հորիզոնական ուղղությամբ: Յուրաքանչյուր շերտ բնութագրվում է հաստությամբ (h), զանգվածի խտությամբ (ρ), սահքի մոդուլով (G) և մարման գործակցով (β): Սահքի ալիքի ուղղաձիգ տարածումից հորիզոնական հարթությունում առաջացող տեղափոխությունները՝ $u(z,t)$ պետք է բավարարեն ալիքի հավասարմանը.

$$\rho u_{tt} = G u_{zz} + \eta u_{zt}$$

Յարմոնիկ ω հաճախությամբ տեղափոխությունների համար ստացված սովորական դիֆերենցիալ հավասարման ընդհանուր լուծումը գրվում է հետևյալ տեսքով.

$$u(z,t) = E e^{i(kz + \omega t)} + F e^{-i(kz - \omega t)},$$

որտեղ՝ $k^2 = \rho \omega^2 / G^*$; $G^* = G(1 + 2i\beta)$:

Յուրաքանչյուր m -րդ շերտի վերին ($z=0$) և ստորին ($z=h_m$) մակարդակներում տեղափոխությունները կլինեն.

$$u_{m(z=0)} = (E_m + F_m) e^{i\omega t},$$

$$u_{m(z=h_m)} = (E_m e^{ikmh_m} + F_m e^{-ikmh_m}) e^{i\omega t},$$

Այս մասի փակագծերում առաջին անդամները վերաբերում են դեպի վեր ալիքների տարածմանը իսկ երկրորդ անդամները ներկայացնում են վարընթաց տարածվող անդրադարձվող ալիքներին: Բավարարելով m և $m+1$ կից շերտերի սահմանագծերում լարումների ու տեղափոխությունների անխզելիության պայմանները, $m+1$ ընկնող և անդրադարձվող ալիքների E_{m+1} և F_{m+1} ամպլիտուդները որոշվում են ստացված ռեկուրենտ արտահայտությունների միջոցով (մակերեսում վերին շերտում, սահքի լարումները հավասար են գրոյի և $E_1 = F_1$):

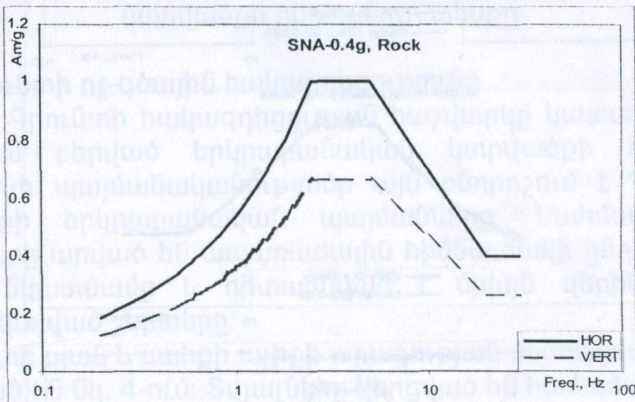
Այսպիսով, m -րդ շերտի ամպլիտուդները արտահայտվում են վերին շերտի E_1 ամպլիտուդի ու փոխադրական (transfer) e_m , f_m ֆունկցիաների միջոցով $E_m = e_m(\omega) E_1$; $F_m = f_m(\omega) E_1$: Քանի որ, ընկնող ալիքի ամպլիտուդը կիսատարածությունում կախված չէ վերը տեղակայված շերտերի բնութագրերից, ապա անդրադարձվող ալիքը լիովին կլանվելով կիսատարածության մեջ, ազդեցություն չի ունենում ալիքի ընկնող բաղադրիչի վրա:

Գրունտային տարբեր շերտերի համար փոխադրական ֆունկցիաների միջոցով հաշվարկվում են նաև արագացումները, դեֆորմացիաներն ու լարումները:

2. Խնդրի դրվածքը

Տվյալ հարթակի համար փորձ է արվում գնահատել բնորոշ գրունտային պայմանների ազդեցությունը մակերևույթի վրա արտահայտվող գրունտի ընդհանուր հակազդեցության վրա: Հարթակի սեյսմիկ տվյալների համաձայն սինթեզվում է աքսելերոգրամ՝ հիմք ընդունելով ապառային գրունտին բնորոշ ստանդարտ սպեկտր [1]: Դիտարկելով առանձին նստվածքաշերտերի բնութագրերը, հաշվարկվում է դրանց ոչ-գծային հակազդեցությունը վերընթաց տարածվող ալիքի դեպքում: Այնուհետև, գրունտի մակերևույթի վրա դրսևորված տատանումներից հաշվարկվում է տվյալ տեղանքին բնորոշ հակազդեցության առանձնահատուկ սպեկտրը:

Դիտարկվում է սեյսմիկ երրորդ գոտում գտնվող, առաջին կատեգորիայի գրունտային պայմաններով հարթակ՝ օժտված հետևյալ β կորով [1]*.

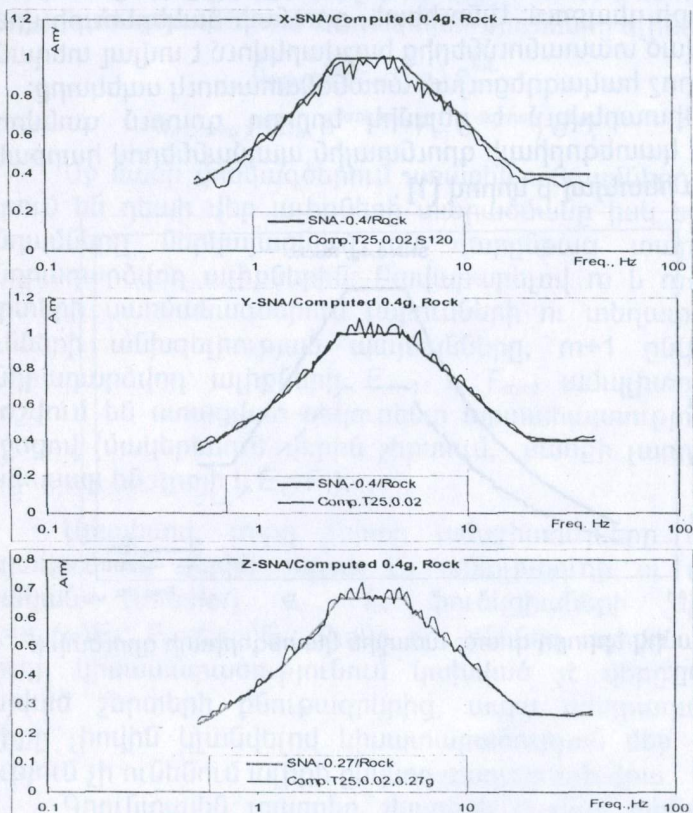


Նկ.1. Սեյսմիկ երրորդ գոտու առաջին կատեգորիայի գրունտի β կորը:

* Դետագա թվային մշակումների նպատակով հաճախության անուշագրավ տիրույթներում β կորը ձևափոխված է:

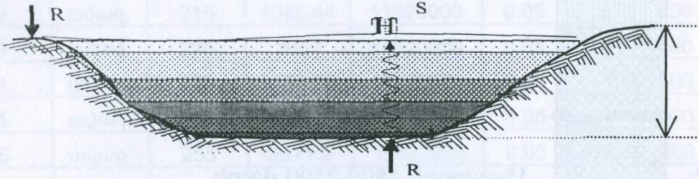
3. Ապառաժի տատանման արսելերոգրամի հաշվարկը

Ուղղաձիգ ուղղության բաղադրիչի համար ընդունվում է սպեկտրի մեծության 2/3-ը: Ելնելով հարթակի սեյսմիկ պարամետրերից արսելերոգրամի ընդհանուր տևողությունը ընդունվում է 25վրկ, որից 13 վրկ կազմում է ուժեղ շարժման տևողությունը ($M = 7$ մագնիտուդին համապատասխան արսելերոգրամի ծրարող ֆունկցիայի պարամետրերից): Ժամանակային քայլը 0.02վրկ, մարման գործակիցը - 0.05:



Նկ. 2. Հաշվարկված արսելերոգրամների հակազդումների սպեկտրների համադրումը հորիզոնական (x,y) և ուղղաձիգ ուղղություններով (z).

Հորիզոնական տարբեր ուղղությունների համար, միևնույն խտության սպեկտալ բաշխմամբ օժտված, արքելերոգրամների հաշվարկը կատարվում է սկզբնական մոտեցման պատահական թվերի միջոցով, օգտագործելով Dynre-7 ծրագիրը (նման SIMQKE ընթացակարգին): Հաշվարկված արքելերոգրամներից ստացված հակազդումների սպեկտրների համադրումը ելակետային սպեկտրների (Նկ.1) հետ բերված են Նկ.2-ում:



Նկ. 3. Ապառաժային հիմնատակի ու նստվածքաշերտերի կտրվածքի ընդհանուր տեսքը

4. Գրունտի ոչ-զծային հակազդեցությունը

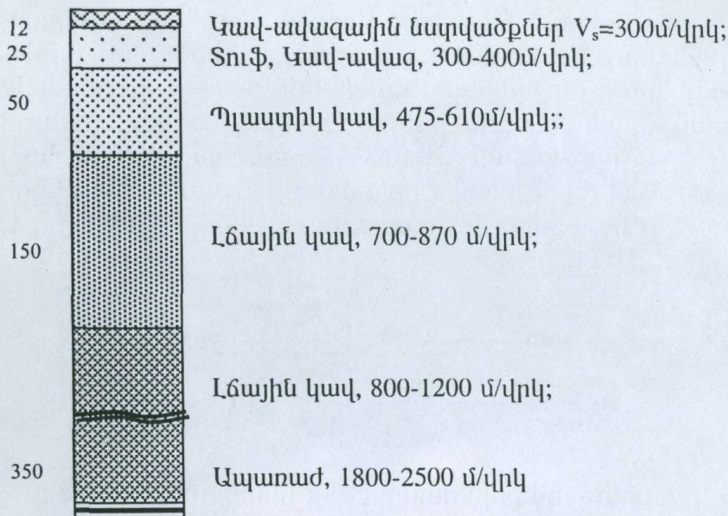
Գրունտի հակազդեցության հաշվարկը կատարված է Նկ.3-ում բերված երկրաբանական կտրվածքի համար: Որոշակի պայմանականությամբ այն բնորոշում է Գյունրի քաղաքի երկրաբանական պայմանները: Սահմանակալումները արված են ապառաժային հիմնատակի ընդունված միջի նկատմամբ և դիտարկված է միայն վերին 350մ տեղակայված շերտերը:

Գրունտի սյան և սահքի ալիքի արագության մեծությունները բերված են Նկ. 4-ում: Տվյալները վերցված են համաձայն [3,4]:

Նստվածքաշերտերի գետտեխնիկական բնութագրերը

Ընդհանուր առմամբ առանձնացված է կավային, ավազային և ապառային 6 տիպի նստվածքաշերտ, որոնց յուրաքանչյուրի հզորության սահմաններում այն բնութագրվում է ֆիզիկա-մեխանիկական մեծությունների միևնույն արժեքներով:

Բնութագրերի արժեքները բերված են աղյուսակ 1-ում.



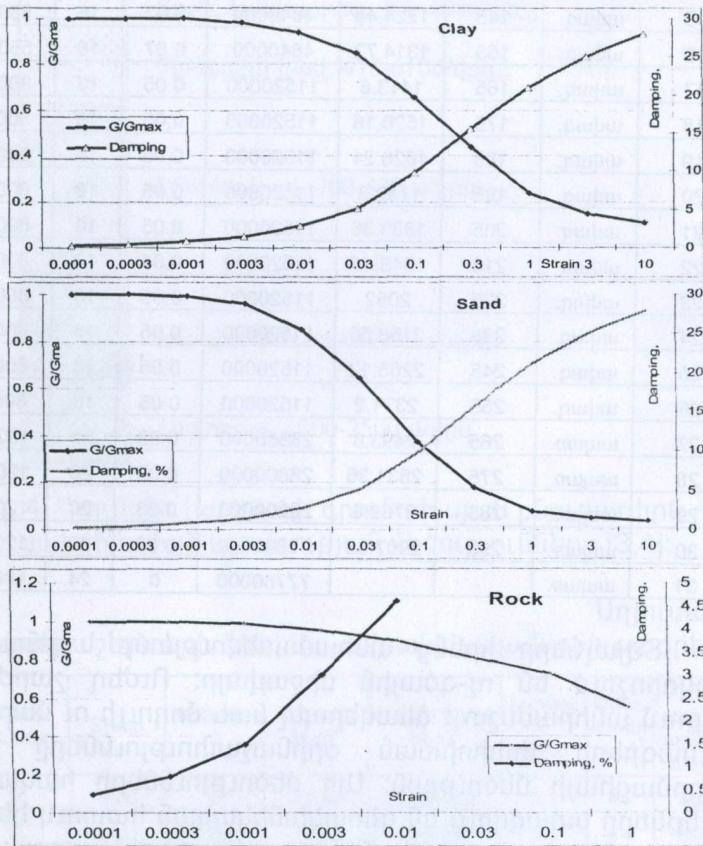
Նկ. 4. Գյուճրիի հարթակի գրունտի սյան բնութագիրն ու սահքի ալիքի արագության մեծությունները [3,4]:

Աղյուսակ 1.
Նստվածքաշերտերի ֆիզիկա-մեխանիկական բնութագրերը

Շերտի համարը	Տիպը	Խորութ., մ	ճնշումը կՆ/մ ²	Սահքի մոուլ. կՆ/մ ²	Մարման գործ	Ծավ. կշիռը կՆ/մ ³	Սահքի ալիքի արագ. մ/վրկ
1	կավ	5	71.04	1260000	0.1	14	300
2	կավ	15	163.2	1260000	0.1	14	300
3	կավ	25	206.88	1260000	0.1	14	300
4	կավ	35	265.92	1837500	0.1	15	350
5	կավ	45	340.8	1837500	0.1	15	350
6	կավ	55	416.16	1837500	0.1	15	350
7	ավազ.	65	498.72	4840000	0.07	16	550
8	ավազ.	75	589.44	4840000	0.07	16	550
9	ավազ.	85	680.16	4840000	0.07	16	550
10	ավազ.	95	770.88	4840000	0.07	16	550
11	ավազ.	105	861.6	4840000	0.07	16	550
12	ավազ.	115	952.32	4840000	0.07	16	550
13	ավազ.	125	1043.04	4840000	0.07	16	550

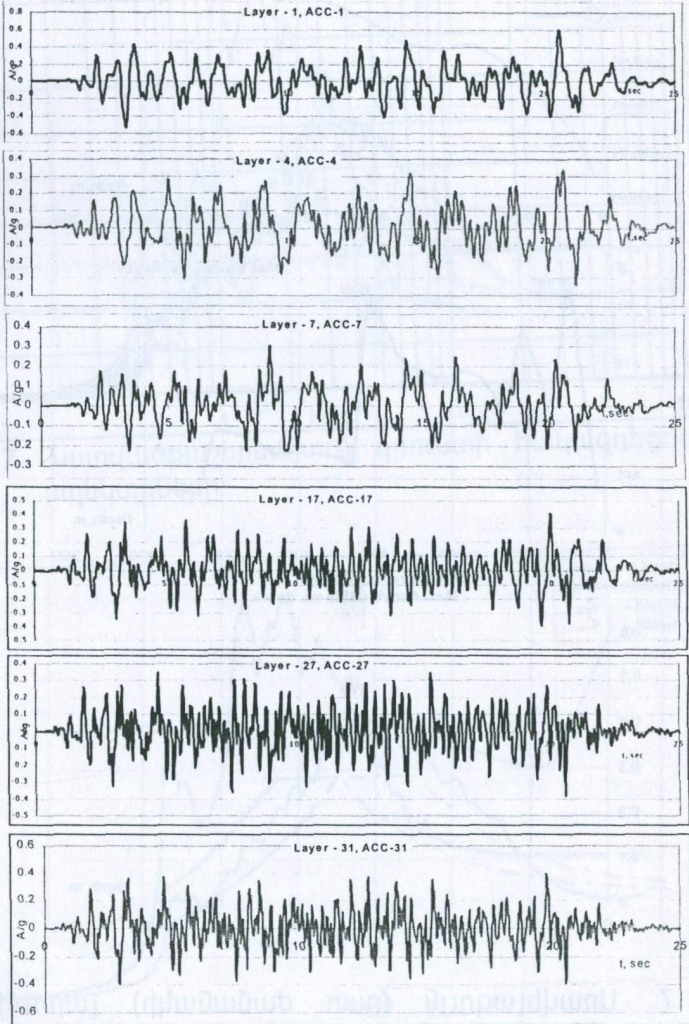
14	ավագ.	135	1133.76	4840000	0.07	16	550
15	ավագ.	145	1224.48	4840000	0.07	16	550
16	ավագ.	155	1314.72	4840000	0.07	16	550
17	ավագ.	165	1413.6	11520000	0.05	18	800
18	ավագ.	175	1520.16	11520000	0.05	18	800
19	ավագ.	185	1626.24	11520000	0.05	18	800
20	ավագ.	195	1732.8	11520000	0.05	18	800
21	ավագ.	205	1839.36	11520000	0.05	18	800
22	ավագ.	215	1945.44	11520000	0.05	18	800
23	ավագ.	225	2052	11520000	0.05	18	800
24	ավագ.	235	2158.56	11520000	0.05	18	800
25	ավագ.	245	2265.12	11520000	0.05	18	800
26	ավագ.	255	2371.2	11520000	0.05	18	800
27	ապար.	265	2493.6	28800000	0.03	20	1200
28	ապար.	275	2631.36	28800000	0.03	20	1200
29	ապար.	285	2769.6	28800000	0.03	20	1200
30	ապար.	295	2907.36	28800000	0.03	20	1200
31	ապար.			77760000	0	24	1800

Տվյալները իրենց անհամասեռությամբ և բնույթով հատկորոշում են ոչ-գծային միջավայր: Ուժեղ շարժման դեպքում անհրաժեշտ է ձևակերպել նաև մոդուլի ու մարման բնութագրերի փոփոխման օրինաչափությունները ըստ դեֆորմացիայի մեծության: Այդ մեծությունների հավաստի արժեքները ստացվում են գեոտեխնիկական հատուկ հետազոտությունների միջոցով (ներկայումս բացի լաբորատոր մեթոդներից տարածում է գտնում նաև դաշտային ուսումնասիրությունների մեթոդը՝ Ռելեյի մակերևութային ալիքների տարածման առանձնահատկությունների միջոցով [5]): Տվյալ դեպքի համար, չտիրապետելով այլ օրինաչափությունների, օգտագործվում է Seed-Idriss-ի տվյալները կավային, ավազային և բազալտե գրունտների համար: Մոդուլի և մարման գործակցի կախումը դեֆորմացիայից բերված է նկ. 5-ում:

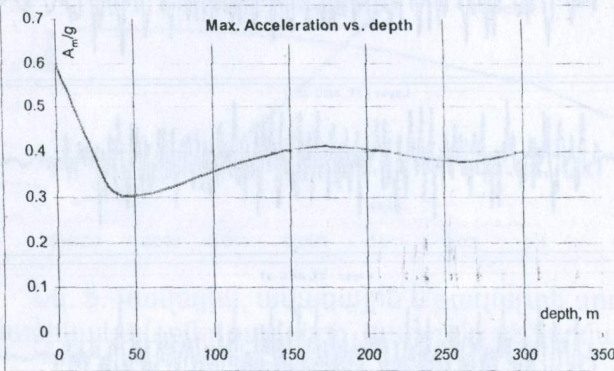
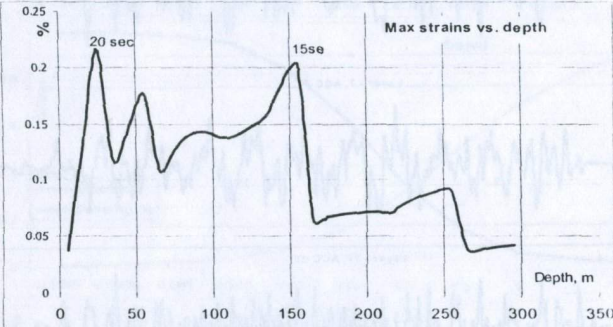
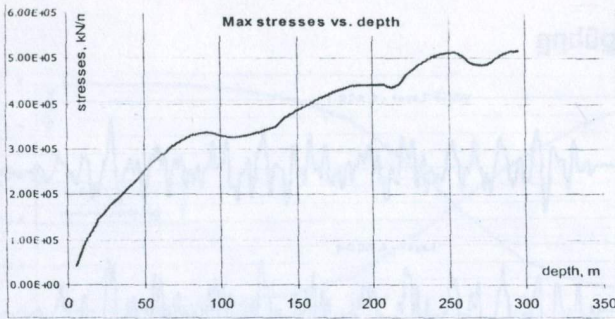


Նկ. 5. Կավային, ավազային և բազալտե գրունտների դինամիկական բնութագրերի կախումը դեֆորմացիայից (Seed-Idriss, 1972)

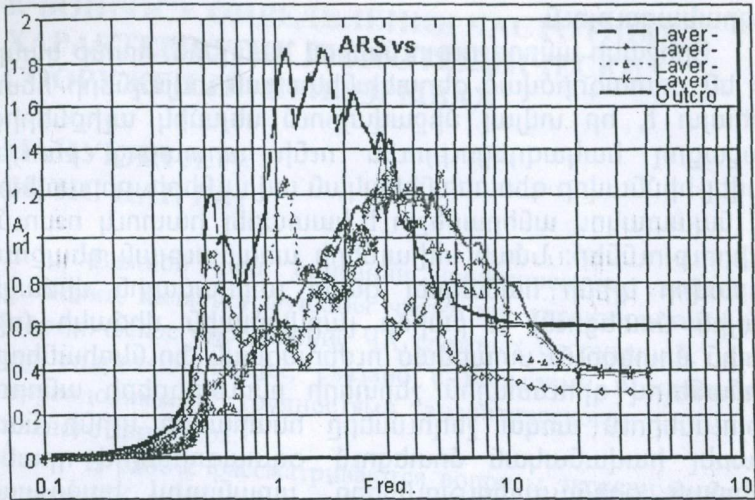
5. Արդյունքները



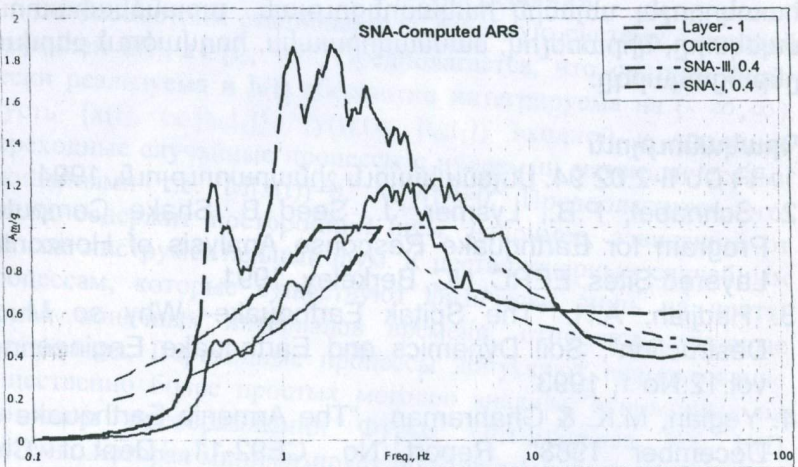
Նկ. 6. Տատանման արսելերոգրամների բաշխումը գրունտի շերտերում: 31-րդ շերտը համապատասխանում է ստորին ապառաժային հիմնաշերտին:



Նկ. 7. Առավելագույն (ըստ ժամանակի) լարումների, դեֆորմացիաների ու արագացումների բաշխումը ըստ խորության:



Նկ. 7. Նստվածքաշերտերում գրունտի հակազդեցության սպեկտրները:



Նկ.8. Ապառաժում և մակերեսում ստացված սպեկտրների համադրումը առաջին և երրորդ կատեգորիայի գրունտների β-կորերի [1] հետ:

7. Եզրակացություն

Որոշակի անորոշություններով հանդերձ, որոնք կապված են օգտագործված գեոտեխնիկական տվյալների հետ, ակնհայտ է, որ տվյալ միջավայրում սեյսմիկ ալիքներից առաջացող հակազդեցությունն ունի արտառոց բնույթ: Առավել հիմնավոր գեոտեխնիկական տվյալների տիրապետման նպատակով անհրաժեշտ է կատարել հատուկ ուսումնասիրություններ: Նման տվյալների առկայության դեպքում հնարավոր կլինի համադրել ցածր լարվածային վիճակի (գծային մոտեցում) և բարձր լարվածային վիճակի (ոչ-գծային մոտեցում) ստացված ուժեղացման ֆունկցիաները: Սահմանելով գրունտային շերտերի բնութագրերի անորոշություններում առկա շեղումները հնարավոր կլինի նաև կիրառել հավանական մոտեցում՝ օգտագործելով դրանց բաշխման օրինաչափությունները՝ ստանալով համապատասխան ապահովության գնահատականներ: Նման հետազոտությունների արդյունքների առկայության դեպքում նպատակահարմար կլինի Գյումրիի հարթակի համար հատկորոշել սեյսմիկ հակազդեցության առանձնահատուկ սպեկտրը, կիրառելով, մասնավորապես, հողվածում բերված ընթացակարգը:

Գրականություն

1. ՀՀ ՇՆ II-2.02 94. Սեյսմակայուն շինարարություն, 1994:
2. Schnabel, P.B., Lysmer, J., Seed B. Shake Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontal Layered Sites. EERC, UC, Berkeley, 1991.
3. Hadjian, A.H. "The Spitak Earthquake- Why so Much Destruction", Soil Dynamics and Earthquake Engineering, vol.12.No 1, 1993.
4. Yegian, M.K. & Ghahraman, "The Armenia Earthquake of December 1988", Report No. CE92-11, Dept.of Civil Engineering, NE University, Boston, MA, USA, 1992.
5. Nazarian, S., Stokoe, K.H., "SASW Method", Res. Rep.386, University of Texas at Austin, 1989.

К ВОПРОСУ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЧАСТОТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ ПРИ ВЗРЫВАХ

МАНУКЯН Л. А.
(ИГИС НАН РА)

Важной при описании динамических свойств сооружения, является функция частотной характеристики (ЧХ). Теоретическое определение ЧХ сложных сооружений, например гидротехнических, связано с большими и практически непреодолимыми трудностями аналитического и вычислительного характера.

В работе рассматриваются вопросы экспериментальной оценки ЧХ гидротехнических сооружений при взрывных воздействиях. Приводятся результаты определения ЧХ земляной плотины Гегардаличского водохранилища.

1. Постановка задачи и метод решения.

Рассмотрим стационарную линейную систему с весовой функцией $h(t)$, $t \in [t_0, \infty)$. Предполагается, что система физически реализуема и $h(t)$ абсолютно интегрируема на $(-\infty, \infty)$. Пусть $\{x(t), t \in [t_0, t_1]\}$, $\{y(t), t \in [t_0, t_1]\}$ входной и выходной переходные случайные процессы с нулевыми математическими ожиданиями т.е. $M[x(t)] = 0$, $M[y(t)] = 0$. Предполагается, что выход содержит посторонний шум, например, зависящий от сигнала инструментальный шум. К нестационарным случайным процессам, которые существуют физически лишь на протяжении конечных интервалов времени, относятся взрывные воздействия. Переходные процессы допускают использование существенно более простых методов анализа, основанных на финитном преобразовании Фурье. Оптимальная ЧХ $H(f)$ системы, которая минимизирует шум на выходе, удовлетворяет следующему соотношению [1]

$$P_{xy}(f) = H(f)P_{xx}(f), \quad f \in (-\infty, \infty), \quad (1)$$

где $P_{xx}(f) = M[X^*(f)X(f)]$ - функция спектральной плотности энергии (СПЭ) входного процесса $\{x(t)\}$, $P_{xy}(f) = M[X^*(f)Y(f)]$ - функция взаимной СПЭ между входным $\{x(t)\}$ и выходным $\{y(t)\}$ процессами, $X(f)$, $Y(f)$ - финитные преобразования Фурье входного $x(t)$ и выходного $y(t)$ - сигналов, $X^*(f)$ - комплексное сопряжение $X(f)$, f - частота. Система оптимальна в том смысле, что ЧХ $H(f)$, удовлетворяющая соотношению (1), является функцией, которая формально задает наилучшую в среднеквадратичном смысле линейную связь между процессами $\{x(t)\}$ и $\{y(t)\}$.

Теоретически, в случае переходных процессов, операция осреднения, необходимая для получения оценок СПЭ, подразумевает, что эксперимент, в результате которого получены реализации процессов, может быть повторен многократно. На практике, часто по техническим или экономическим соображениям, удастся осуществить лишь несколько экспериментов. В таких случаях для получения статистически состоятельных оценок СПЭ, целесообразно применять специальные методы спектральной оценки. Воспользуемся периодограммным методом Уэлча. Метод Уэлча основан на создании псевдоансамбля периодограмм за счет деления последовательности на N перекрывающихся сегментов. Перед вычислением периодограммы каждого сегмента этот сегмент обрабатывается с помощью временного окна. Среднее значение периодограмм взвешенных сегментов дает оценку периодограммы Уэлча [2]

$$\hat{P}_w(f) = \frac{1}{N} \sum \tilde{P}_w^{(n)}(f),$$

где $\tilde{P}_w^{(n)}$ - выборочный СПЭ взвешенного n -го сегмента. Дисперсия периодограммы Уэлча примерно обратно пропорциональна числу сегментов $D[\hat{P}_w(f)] \propto P_w^2(f)/N$, а спектральное разрешение не превосходит величину, обратную длине сегмента. Оценку ЧХ определяем из следующего выражения

$$\hat{H}(f) = \hat{P}_{xy}(f) / \hat{P}_{xx}(f),$$

где $\hat{P}_{xx}(f)$, $\hat{P}_{xy}(f)$ - оценки СПЭ, вычисленные периодограммным методом Уэлча.

2. Инженерный расчет. Приведем некоторые результаты вычислений ЧХ земляной плотины Гегардаличского водохранилища. Общая протяженность плотины составляет 550м при максимальной высоте 15м. По верхнему бьефу плотины были установлены три инженерно-сейсмометрических профиля. В каждый профиль входили три точки наблюдений.

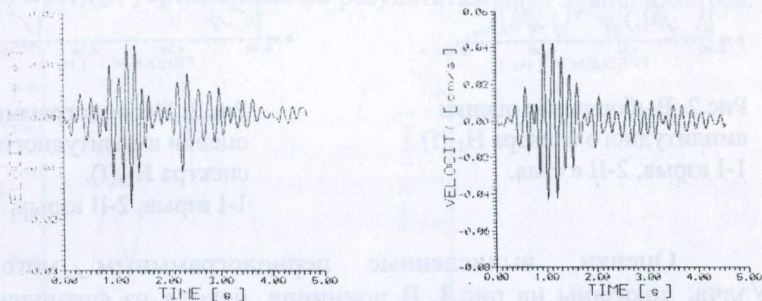


Рис.1. Инструментальные записи скоростей в ИТ1 и ИТ3 при первом взрыве.

Измерительные точки условно обозначены следующим образом: ИТ1 - основание ($h=0\text{м}$), ИТ2 - промежуточная точка ($h=9\text{м}$), ИТ3 - гребень ($h=15\text{м}$), где h - относительная высота точки наблюдения. Колебания плотины возбуждались с помощью взрывов. Во всех измерительных точках регистрировались скорости колебания плотины в поперечном направлении. Точка ИТ1 принимается входной, ИТ2, ИТ3-выходные точки, $H_{1j}(f)$, $j=2,3$, ЧХ плотины. Отметим, что при проведении экспериментальных работ уровень воды в водохранилище находился на нулевой отметке. Дальнейшее изложение результатов относится к среднему профилю. Инструментальные записи скоростей в измерительных точках ИТ1 и ИТ3 при первом взрыве, показаны на рис. 1. На рис.2 и 3 показаны оценки амплитудного спектра ЧХ $H_{13}(f)$ при первом и втором взрывах.

Графики, приведенные на рис.2, соответствуют выборочным оценкам.

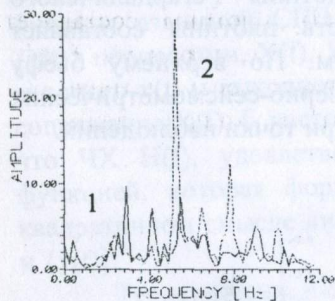


Рис.2. Выборочные оценки амплитудного спектра $H_{13}(f)$ 1-I взрыв, 2-II взрыв.

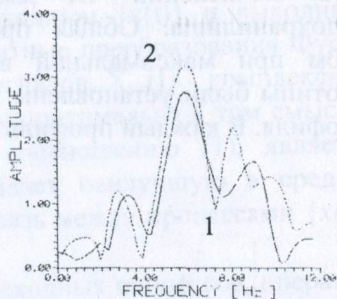


Рис.3. Периодограммные оценки амплитудного спектра $H_{13}(f)$. 1-I взрыв, 2-II взрыв.

Оценки, вычисленные периодограммным методом Уэлча, показаны на рис.3. В принципе, исходя из физического смысла решаемой задачи, оценки, приведенные на рис.2 должны быть идентичными, т. к. ЧХ линейной системы не зависит от вида входного воздействия.

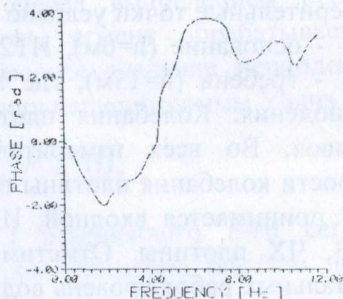
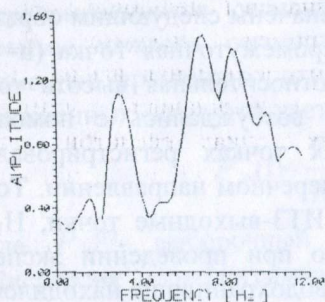


Рис. 4. Усредненная оценка $H_{12}(f)$ по результатам двух взрывов.

Сравнивая эти оценки, видим, что они сильно флуктуируют и существенно отличаются между собой.

Следовательно, выборочные оценки ЧХ статистически несостоятельны. Применение метода Уэлча позволяет уменьшить дисперсию и получить устойчивые результаты. Сравнивая графики, приведенные на рис. 3, видим, что оценки модуля ЧХ, определенные этим методом, почти идентичны. На рис.4 и 5 приведены периодограммные оценки ЧХ (амплитуда и фаза) $H_{12}(f)$ и $H_{13}(f)$, усредненные по результатам двух экспериментов.

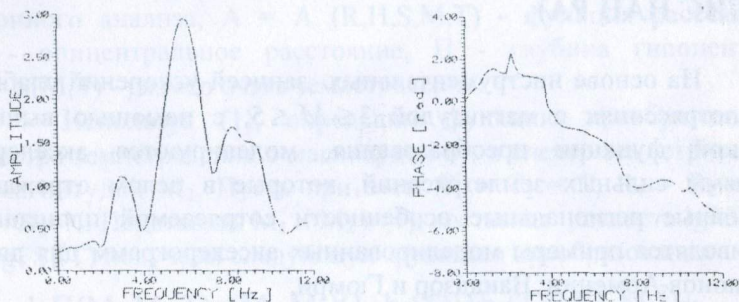


Рис.5. Усредненная оценка $H_{13}(f)$ по результатам двух взрывов

Амплитудные спектры, представленные на рис.4 и 5, выделяют две резонансные частоты: $f_1=3$ Гц - основная гармоника колебаний плотины, $f_2=6$ Гц - вторая гармоника. Интересной особенностью полученных результатов является тот факт, что в амплитудном спектре $H_{12}(f)$ (рис.4) почти отсутствует второй тон колебаний. Приближенное значение коэффициента демпфирования, соответствующее основному тону колебаний плотины $\xi_1=0.2$, определен методом измерения ширины полосы резонанса [3].

Литература

1. Бендат Дж. Основы теории случайных шумов и ее применение. М.: Наука, 1965. 464с.
2. Рабинер П., Гоулд Б. Теория и применение цифровой обработки сигналов. М.: Мир, 1978. 848с.

3. Нашиф А., Джоунс Д., Хендерсон Дж. Демпфирование колебаний . М.: Мир, 1988. 448с.

МОДЕЛИРОВАНИЕ УСКОРЕНИЙ СИЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА ОСНОВЕ ЗАПИСЕЙ СЛАБЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

**МАНУКЯН Л. А.
(ИГИС НАН РА)**

На основе инструментальных записей ускорений слабых землетрясениях с магнитудой $3 \leq M \leq 5$, с помощью вычисленной функции преобразования, моделируются акселерограммы сильных землетрясений, которые в целом отражают основные региональные особенности сотрясаемой площадки. Приводятся примеры моделированных акселерограмм для двух регионов Армении: Ванадзор и Гюмри.

1. Постановка задачи.

Инструментальная запись землетрясения (сильного или слабого) содержит в себе информацию о механизме очага, геологических особенностях на трассе распространения сейсмических волн, количестве высвобожденной энергии, локальных грунтовых условиях на участке регистрации и т. д. При использовании записей слабых землетрясений, для моделирования искусственных акселерограмм, перечисленные параметры учитываются автоматически. Принципиальное количественное различие между записями слабых и сильных землетрясений (при равных гипоцентральных расстояниях, идентичных геологических условиях среды распространения сейсмических волн и т. д.) состоит в том, что они различаются амплитудным уровнем во временной и соответственно, в частотной областях. Таким образом, проблема заключается в нахождении (определении) зависимости преобразования временной или частотной характеристики слабого землетрясения в соответствующую характеристику сильного землетрясения. Более подходящей для этой

цели является частотная характеристика. Воспользуемся следующей эмпирической зависимостью [1,2]

$$\lg FS(T) = M + A + b_1(T)M + b_2(T)h + b_3(T)v + b_4(T) + b_5(T)M^2, \quad (1)$$

где T - период колебания, $FS(T)$ - амплитудная функция спектра Фурье, M - магнитуда землетрясения, h - толщина осадочных пород, v - коэффициент, принимающий значение 0, если вычисляется спектр горизонтальной составляющей колебания грунта, и значение 1 для спектра вертикальной составляющей, $b_i(T)$, $i = 1, \dots, 5$ - коэффициенты, определенные с помощью регрессионного анализа, $A = A(R, H, S, M, T)$ - функция рассеяния, R - эпицентральное расстояние, H - глубина гипоцентра, $S = S(M, T)$ - размер очага землетрясения.

Используя (1), определим функцию преобразования спектра землетрясения с магнитудой M_1 в спектр землетрясения с магнитудой M_2 . Пусть при этом $T_1 = T_2 = T$, $R_1 = R_2 = R$, $H_1 = H_2 = H$. Подставляя M_1 и M_2 в (1), составляя разность $\lg FS_2(T)$ и $\lg FS_1(T)$ получаем следующую функцию преобразования

$$\lg \Pi(M_1, M_2, T) = (M_2 - M_1)(1 + b_1(T)) + b_5(T)(M_2^2 - M_1^2) + A(S_2, M_2, T) - A(S_1, M_1, T). \quad (2)$$

Формула (2) является основой искусственных акселерограмм. Вид функции преобразования $\Pi(M_1, M_2, T)$ спектра ускорения землетрясения с магнитудой $M_1 = 3.6$ в спектр ускорения землетрясения со значением магнитуды $M_2 = 5, 6, 6.9$ показан на рис. 1.

Предположим, что на некоторой заданной площадке получена инструментальная запись слабого землетрясения с параметрами ϕ, λ, R, H, M_1 , тогда, используя формулу (2), можно преобразовать спектр ускорения слабого землетрясения $FS_1(T)$ в спектр ускорения сильного землетрясения $FS_2(T)$ с магнитудой $M_2 > M_1$, в предположении, что остальные параметры не меняются. Прогнозируемый спектр вычисляется по следующей формуле

$$FS_2(T) = \Pi(M_1, M_2, T) FS_1(T). \quad (3)$$

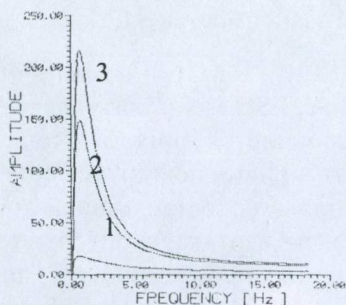


Рис.1. Функция преобразования спектра ускорения исходного землетрясения магнитудой $M_1=3.6$ в спектр ускорения магнитудой 1. $M_2=5$; 2. $M_2=6$; 3. $M_2=6.9$.

После определения амплитудного спектра $FS_2(T)$, временная функция ускорения восстанавливается по методике работы [3].

2. Результаты моделирования акселерограмм.

Приведем результаты моделирования искусственных акселерограмм для двух регионов Армении: Ванадзор и Гюмри. В качестве исходных данных выбираем горизонтальные составляющие ускорений двух слабых землетрясений, зарегистрированных в этих регионах. Основные параметры землетрясений приведены в таблице 1.

Параметры исходных землетрясений.

Таблица 1

П/Р	Дата	φ	λ	H (км)	R (км)	M
Гюмри	09.06.96	$40^0 49'$	$43^0 34'$	10	25.9	3.9
Ванадзор	25.10.98	$40^0 45'$	$44^0 32'$	5	15	3.6

В обоих случаях записи получены на грунтах II категории по классификации СНРА II-2.02-94. На рис. 2 и 3 показаны исходные акселерограммы и соответствующие амплитудные спектры Фурье. С помощью выражения (3) преобразуем исходные спектры в спектры с требуемой магнитудой. В качестве требуемого значения магнитуды сильного землетрясения возьмем $M_2=6.9$, что соответствует магнитуде Спитакского зем-

летрясения 7 декабря 1988 года. Вычисленные спектры и моделированные на их основе акселерограммы приведены на рис.4 и 5.

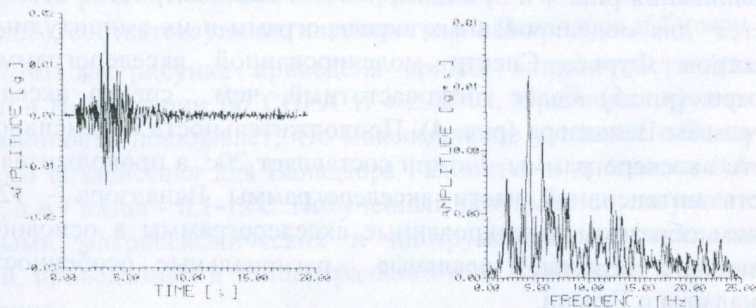


Рис.2.Акселерограмма и амплитудный спектр Фурье исходного землетрясения (Ванадзор. 25.10.98. $\varphi = 40^{\circ}45'$, $\lambda = 44^{\circ}32'$, $M=3.6$, $H=5$ км, $R=15$ км).

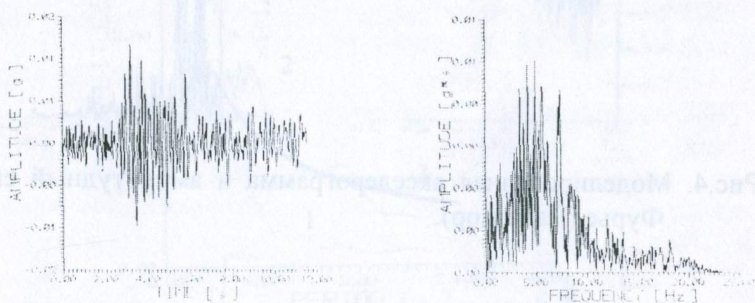


Рис.3. Акселерограмма и амплитудный спектр Фурье исходного землетрясения (Гюмри. 09.06.96. $\varphi = 40^{\circ}49'$, $\lambda = 43^{\circ}34'$, $M=3.9$, $H=10$ км, $R=25.9$ км).

Сравнение исходных амплитудных спектров Фурье со спектрами преобразованных землетрясений показывает, что в исходных спектрах преобладают частоты 4Гц и больше, а в спектрах моделированных акселерограмм возрастает доля низкочастотных гармоник в диапазоне 1.6-2.4 Гц и меньше, что

вполне закономерно для сильных землетрясений. Известно, что по сравнению с Ванадзором, грунты Гюмри характеризуются более низкочастотным спектром и малым затуханием [4,5]. Сравнения рис. 4 и 5, видим, что эта закономерность соблюдается для моделированных акселерограмм и их амплитудных спектров Фурье. Спектр моделированной акселерограммы Гюмри (рис.5) более низкочастотный, чем спектр акселерограммы Ванадзора (рис. 4). Продолжительность интенсивной части акселерограммы Гюмри составляет 20с, а продолжительность интенсивной части акселерограммы Ванадзора - 12с. Таким образом, моделированные акселерограммы в основном правильно отражают реальные региональные особенности Ванадзора и Гюмри.

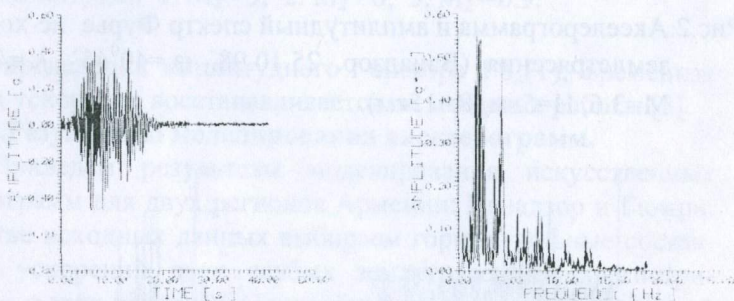


Рис.4. Моделированная акселерограмма и амплитудный спектр Фурье (Ванадзор).

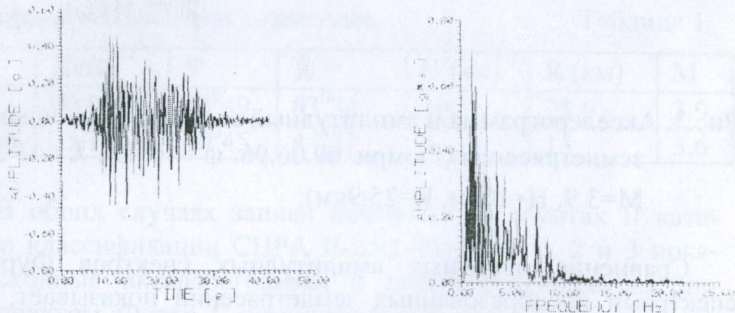


Рис.5. Моделированная акселерограмма и амплитудный спектр Фурье (Гюмри).

Сравнивались также имеющие большое значение в теории сейсмостойкости спектры ускорений, вычисленные по моделированным акселерограммам.

На рис. 6 показаны нормированные спектры ускорений ($\xi = 0.05$), соответствующие акселерограммам Ванадзора и Гюмри. На этом же рисунке приведена кривая динамичности для грунтов II категории по СНРА II - 2.02-94. Сравнение кривых динамичности показывает, что максимальное усиление сейсмического воздействия для Ванадзора находится в диапазоне 0.1-0.5 с, а в Гюмри - 0.1-1.0с. Полученный результат согласуется с данными макросейсмических и инструментальных исследований, проведенных в эпицентральной зоне Спитакского землетрясения.

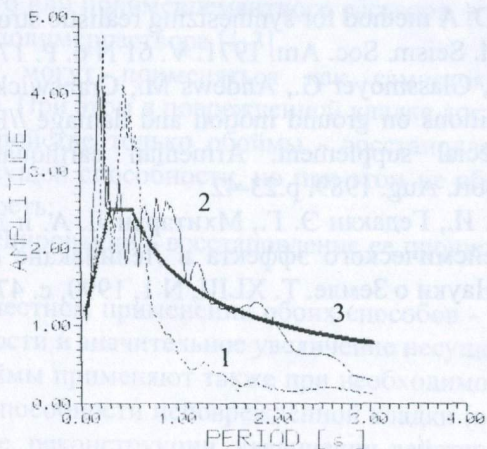


Рис. 6. Нормированные спектры ускорений ($\xi = 0.05$) моделированных акселерограмм: 1 - Ванадзор, 2 - Гюмри, 3 - Кривая динамичности для грунтов II категории по СНРА II - 2.02-94.

В заключение автор выражает благодарность профессору С. М. Оганесяну за обсуждение работы.

Литература

1. Trifunac M. D. Preliminary empirical model for scaling Fourier amplitude spectra of strong ground acceleration in terms of earthquake magnitude, source to station distance and recording site conditions //Bull. Seism. Soc. Am. 1976. V.66.N4. p. 1343-1373.
2. Trifunac M. D., Lee V. W. Preliminary empirical model for scaling Fourier amplitude spectra of strong ground acceleration in terms of earthquake magnitude, source to station distance, site intensity and recording site conditions. Dept of Civil Eng. Rep. N CE85-03. USC. Los Angeles. 1985.
3. Trifunac M. D. A method for synthesizing realistic strong ground motion // Bull. Seism. Soc. Am. 1971. V. 61 N 6. P. 1739-1753.
4. Borchardt R., Glassmoyer G., Andrews M., Cranswick E. Effect of site conditions on ground motion and damage //Earthquake Spectra. Special supplement. Armenian earthquake reconnaissance report. Aug. 1989. p.23-42.
5. Халтурин В. И., Гедакян Э. Г., Мхитарян Л. А. и др. Усиление макросейсмического эффекта в Ленинкане //Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле. Т. XLIII, N 1, 1990, с. 47-50.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ ПРИМЕНЯЕМЫХ СПОСОБОВ ВОССТАНОВЛЕНИЯ И УСИЛЕНИЯ СТЕНОВЫХ КОНСТРУКЦИЙ ИЗ МЕСТНЫХ ТИПОВ КЛАДОК

**МАРКАРЯН Т.Г., ДАВИДЯН Л.А., МАРКАРЯН А.Т.,
МЕЛИКСЕТЯН А.М.
(АРМНИИСС И ЗС, ООО "ВЕРАКАНГНУМ")**

Одним из наиболее эффективных и широко применяемых способов восстановления и усиления элементов каменных конструкций является включение их в армированную растворную или железобетонную обойму и инъецирование в кладку цементного или полимерцементного раствора, в последние годы - также и полимерраствора [1-3].

Они могут применяться как самостоятельно, так и совместно. При этом в поврежденной кладке достигается:

- при устройстве только обоймы - восстановление или повышение несущей способности, но при этом не обеспечивается ее монолитность;
- при инъецировании - восстановление ее прочности и монолитности;
- при совместном применении обоих способов - восстановление монолитности и значительное увеличение несущей способности.

Обоймы применяют также при необходимости повышения несущей способности неповрежденной кладки (в частности, при надстройке, реконструкции, увеличении действующих нагрузок на стены и др.).

В сейсмических районах при устройстве обоймы следует восстановить монолитность поврежденной кладки путем инъецирования в нее цементного или полимерцементного раствора. В отдельных случаях могут быть допущены исключения, но при этом требуется тщательное заполнение широких трещин раствором.

Применение какого-либо из указанных способов обуславливается техническим состоянием кладки и требуемым

уровнем реконструкции здания - восстановление, повышение сейсмовооруженности, усиление [4].

Отметим, что в настоящее время в республике, ввиду отсутствия соответствующих экспериментальных данных, расчет конструкций из кладки типа "мидис", из камней правильной формы (КПФ) и др., восстановленных или усиленных указанными способами, производится по формулам, выведенным для кирпичной кладки. Однако, при таком вынужденном подходе, весьма существенные различия между кирпичной и местными видами кладок (в материалах, системах, технологии и др.) могут привести к значительному отклонению реальных характеристик этих кладок от расчетных.

Ввиду вышеуказанного, в институте, совместно с ООО "Веракангум", впервые в республике, выполнены экспериментальные исследования с целью оценки эффективности применения указанных способов для восстановления и усиления кладок типа "мидис" и из КПФ, а также корректности использования в расчетах упомянутых выше формул.

Для этих целей в экспериментальном зале института были изготовлены 12 образцов из кладок типа "мидис" и 4 образца - из КПФ, размерами соответственно 100x50x150 и 100x40x150 см. Для кладки образцов применялись камни из туфа ереванского типа и цементно-известковый раствор марки 25 на литоидно-пемзовом песке.

Программой экспериментальных исследований предусматривалось:

- испытание всех образцов на центральное сжатие до момента, когда трещины в кладке интенсивно развиваются без увеличения нагрузки (3-я стадия работы кладки);
- повторное испытание этих же образцов после их восстановления (усиления) одним из нижеописанных способов.

Восстановление (усиление) кладки осуществлялось путем инъекции в трещины под давлением до 5 атм:

- полимерраствора (оба вида кладки);
- цементного беспесчаного раствора (типа "мидис");
- полимерраствора, с установкой в каждом ряду кладки в нескольких скважинах диаметром 16 мм на этом же растворе

трех поперечных связей из арматуры Ф8 мм длиной 38 см (типа "мидис");
-цементного беспесчаного раствора с последующим устройством по поверхности образцов армированной растворной обоймы (оба вида кладки).

Состав инъекционного полимерраствора и инъекционное устройство разработаны ООО "Веракангнум" [5], инъекционный цементный беспесчаный раствор имел В/Ц=0,8. Армирование обойм производилось сварной сеткой из арматуры Ф6 мм при проценте поперечного армирования, равном 0,16%. Для оштукатуривания образцов (обойм) применялся цементно-известковый раствор на кварцевом песке, толщина слоя раствора - в среднем 3,5 см. Обойма не доводилась до низа и верха кладки на 2,0 см для исключения передачи на нее усилия при испытании. Предел прочности при сжатии полимерного и цементного инъекционных составов, а также раствора обоймы составлял в среднем, соответственно, 60, 20 и 10 МПа.

Для нагнетания в кладку инъекционных растворов непосредственно в трещинах с шагом 30-50 см высверливались скважины глубиной около 10 см. Кроме того, в каждом ряду кладки, примерно посередине образца, высверливалось по одной резервной скважине глубиной 20-25 см. Все скважины устраивались в камнях кладки под углом около 10° к горизонтальной оси. Трещины между скважинами герметизировались цементным или гипсовым раствором. Перед инъектированием скважины и трещины продувались сжатым воздухом, а те из них, в которые инъектировался цементный раствор, промывались водой для увлажнения кладки.

Нагнетание инъекционных растворов в скважины производилось через напорный шланг с прижимным наконечником до заполнения скважины - без выдерживания под давлением (опрессовки раствора). Для каждого образца велся учет израсходованного инъекционного раствора. Повторное испытание образцов проводилось через 6 месяцев после их восстановления (усиления).

Испытание образцов на обоих этапах исследований производилось на 1000-тонном гидравлическом прессе по стандартной методике. Нагрузка на образцы подавалась ступенями с

выдержкой около 3 мин. и снятием отчетов в начале и конце ступени. Нагружение проводилось до начала интенсивного развития трещин при постоянной нагрузке. При таком уровне нагружения в образцах возникали характерные трещины, шириной раскрытия до 15 мм, проходящие по растворным швам и камням кладки, происходило смятие отдельных камней, сколы в них и др.

На основании результатов проведенных исследований сделаны следующие предварительные **выводы**:

1. При инъецировании в кладку типа "мидис" цементного раствора достигается восстановление ее монолитности и прочности;
2. При инъецировании в кладку типа "мидис" и из КПФ использованного в экспериментах полимерраствора достигается восстановление ее монолитности и прочности.
3. Установка в инъецированной цементным или полимерным раствором кладке несквозных стальных поперечных связей не дало ожидаемого положительного эффекта (несущая способность кладки со связями и без них оказалась примерно одинаковой). При разборке образцов, после их повторного испытания выяснилось, что скважины, в которых установлены поперечные связи, заполнены полимерраствором примерно наполовину (т.е. заделка этих связей в камнях противоположного слоя ряда кладки не была обеспечена). Следовательно, технология осуществления заделки связей в кладке требует усовершенствования.
4. При инъецировании кладки типа "мидис" и из КПФ цементным раствором с последующим включением в армированную растворную обойму достигается не только восстановление ее монолитности, но и значительное повышение несущей способности (в наших экспериментах - для указанных видов кладок соответственно в 1,6 и 1,8 раза).

Таким образом, экспериментально обоснована возможность восстановления монолитности и прочности при сжатии поврежденной кладки типа "мидис" и из КПФ путем инъецирования в нее полимерных или цементных растворов, а также восстановления монолитности и значительного повышения несущей способности поврежденной кладки при включении ее в армированную штукатурную обойму с предварительным (или

последующим) инъектированием в трещины цементного раствора.

Следует также полагать, что усовершенствование технологии заделки несвязанных поперечных связей в кладке позволит существенно повысить ее монолитность, трещиностойкость и несущую способность. Это позволит достичь гарантированного усиления фасадных стен зданий с сохранением их внешнего облика.

Экспериментальные исследования в этом направлении продолжаются (испытания должны быть проведены при различных силовых воздействиях). По результатам этих исследований будет дана количественная и качественная оценка эффективности того или иного способа восстановления и усиления каменных конструкций из местных типов кладок.

Литература

1. Рекомендации по усилению каменных конструкций зданий и сооружений./ЦНИИСК-М., 1984.
2. Рекомендации по восстановлению и усилению несущих конструкций жилых домов серий IA-450 и IA-451./АрмНИИСС, Ереван, 1991.
3. Рекомендации по технологии инъектирования в каменную кладку полимерной композиции ГИПК-14-32 при восстановлении и усилении зданий и сооружений./АрмНИИСС и ЗС, Ереван, 1996.
4. СНРА I-4.02-99 Реконструкция, восстановление и усиление зданий и сооружений. Основные положения./Минград. РА, Ереван, 2000.
5. Меликсетян А.М. Эффективный метод восстановления и усиления каменных конструкций с применением полимерной композиции ГИПК-14-32./БСА, №12(29), 1998.

О ВЫНУЖДЕННЫХ КОЛЕБАНИЯХ ПРЯМОУГОЛЬНОЙ ПЛАСТИНЫ С УЧЕТОМ ВРАЩАТЕЛЬНОГО ДВИЖЕНИЯ

МКРТЧЯН К.Ш.
(ИГИС НАН РА)

Исследуются вынужденные колебания упругой, изотропной шарнирно-опертой пластинки под действием нормальной, сосредоточенной, периодической во времени, силы. Задача решается методом, предложенным в [1], с использованием комбинированных условий, включающих динамическое воздействие на поверхность пластинки и вращательное движение относительно срединной плоскости. Используемый метод позволяет решать широкий класс краевых задач. В частности, он может быть применен для решения задач изгибных колебаний упругой прямоугольной пластинки при различного рода нагрузках и граничных условиях. Решение поставленной задачи строится в виде двойных рядов собственных форм колебаний. Получены два типа вынужденных колебаний и новые резонансные частоты для пластинки. Численные расчеты приведены в виде графиков, сделаны анализы полученных результатов.

Рассмотрим вынужденные колебания упругой, изотропной, шарнирно-опертой по контуру прямоугольной пластинки с размерами a , b , h , вызванные нормальной, сосредоточенной во времени, периодической силой, приложенной в точке $x_1 = c_1$, $x_2 = c_2$.

Вынужденные колебания пластинки, отнесенные к декартовой системе координат x_1 , x_2 , x_3 (оси x_1 , x_2 расположены в срединной плоскости) с учетом эффектов поперечного сдвига и инерции вращения, описываются следующими неоднородными уравнениями и граничными условиями [2].

$$\left\{ \frac{\partial^2}{\partial t^2} + \frac{D}{\rho h} \Delta^2 - \left(\frac{D}{k^2 Gh} + \frac{I}{h} \right) \frac{\partial^2}{\partial t^2} \Delta + \frac{\rho I}{k^2 Gh} \frac{\partial^4}{\partial t^4} \right\} w_1 =$$

$$= - \left\{ \frac{1}{\rho h} + \frac{I}{k^2 Gh^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} - \frac{D}{k^2 G \rho h^2} \Delta \right\} q \sin \omega t \delta(x_1 - c_1) \delta(x_2 - c_2) \quad (1)$$

$$(x_1 = 0, b) \quad w_1 = 0, \quad \frac{\partial \psi_1}{\partial x_1} + \nu \frac{\partial \psi_2}{\partial x_2} = 0$$

$$(x_2 = 0, a) \quad w_1 = 0, \quad \frac{\partial \psi_2}{\partial x_2} + \nu \frac{\partial \psi_1}{\partial x_1} = 0 \quad (2)$$

Функции ψ_1 и ψ_2 определяются как частные решения системы уравнений

$$D(1-\nu)\Delta\psi_1 - 2k^2 Gh\psi_1 - 2\rho I \frac{\partial^2 \psi_1}{\partial t^2} = 2k^2 Gh \frac{\partial w_1}{\partial x_1} - (1+\nu)D \frac{\partial \Phi}{\partial x_1},$$

$$D(1-\nu)\Delta\psi_2 - 2k^2 Gh\psi_2 - 2\rho I \frac{\partial^2 \psi_2}{\partial t^2} = 2k^2 Gh \frac{\partial w_1}{\partial x_2} - (1+\nu)D \frac{\partial \Phi}{\partial x_2},$$

$$\Phi = \frac{1}{k^2 Gh} \left(\rho h \frac{\partial^2 w_1}{\partial t^2} - q \sin \omega t \delta(x_1 - c_1) \delta(x_2 - c_2) \right) - \Delta w_1, \quad (3)$$

где $D = \frac{2Eh^3}{3(1-\nu^2)}$ - цилиндрическая жесткость; ν , ρ , E и G соответственно - коэффициент Пуассона, плотность материала, модули упругости при растяжении и сдвиге; I - момент инерции поперечного сечения, $k^2 = \frac{2}{2-\nu + \sqrt{0,5-\nu}}$ - коэффициент сдвига; Δ -оператор Лапласа; $\delta(\xi)$ -дельта функция; q -амплитуда силы; w_1 -прогиб пластинки.

Граничные условия (2) будут удовлетворены, если решение уравнения (1) представим в виде двойного тригонометрического ряда

$$w_1 = \sum_{m,n=1}^{\infty} c_{mn} \sin \omega t \sin \frac{m\pi x_1}{b} \sin \frac{n\pi x_2}{a}. \quad (4)$$

Коэффициенты c_{mn} должны быть выбраны таким образом, чтобы удовлетворялось уравнение (1). Подставим значения w_1 из (4) в уравнение (1) для искомых коэффициентов c_{mn} получаем

$$c_{mn} = -\frac{4q}{ab} \frac{1 - \frac{I\omega^2}{k^2 Gh} + \sqrt{\frac{D}{\rho h} \frac{k_{mn}}{k^2 Gh}}}{k_{mn}^2 - \beta_{mn} \omega^2 + c\omega^4} \sin \frac{m\pi c_1}{b} \sin \frac{n\pi c_2}{a},$$

$$\beta_{mn} = 1 + \sqrt{\frac{\rho h}{D} \left(\frac{D}{k^2 Gh} + \frac{I}{h} \right)} k_{mn},$$

$$k_{mn} = \pi^2 \sqrt{\frac{D}{\rho h} \left(\frac{m^2}{b^2} + \frac{n^2}{a^2} \right)},$$

$$c = \frac{\rho I}{k^2 Gh},$$

Отметим, что уравнение (1) обладает волновыми свойствами [3] и допускает решения в виде движения в пластинке волн искривления и волн сдвига.

Вращательное движение пластинки относительно срединной плоскости осуществляется сосредоточенным вращательным моментом, возникающим в точке действия силы.

Линейное интегро-дифференциальное уравнение вращательного движения в произвольном направлении и уравнение упругих вынужденных поперечных колебаний пластинки на основе [4] имеет вид

$$\rho h \iint_{\Omega} x'_1 (x'_1 \ddot{\Theta} + \ddot{w}_2) d\Omega = -M - \rho gh \iint_{\Omega} (x'_1 \cos \Theta - w_2 \sin \Theta) d\Omega \quad (5)$$

$$\left\{ \frac{\partial^2}{\partial t^2} + \frac{D}{\rho h} \Delta^2 - \left(\frac{D}{k^2 Gh} + \frac{I}{h} \right) \frac{\partial^2}{\partial t^2} \Delta + \frac{\rho I}{k^2 Gh} \frac{\partial^4}{\partial t^4} \right\} w_2 =$$

$$= - \left\{ 1 + \frac{\rho I}{k^2 Gh} \frac{\partial^2}{\partial t^2} - \frac{D}{k^2 Gh} \Delta \right\} (x'_1 \ddot{\Theta} + g \cos \Theta) \quad (6)$$

с граничными условиями (2).

Здесь

$$x'_1 = (x_1 - c_1) \cos \varphi + (x_2 - c_2) \sin \varphi,$$

$$\Theta = -(\psi_1 \cos \varphi + \psi_2 \sin \varphi) \Big|_{\substack{x_1=x_1^* \\ x_2=x_2^*}},$$

$$x_1^* = \begin{cases} (vt - 2jd) \cos \varphi & \text{при } t > 2jd/v \\ [2(j+1)d - vt] \cos \varphi & \text{при } t < 2(j+1)d/v \end{cases},$$

$$x_2^* = \begin{cases} (vt - 2jd) \sin \varphi & \text{при } t > 2jd/v \\ [2(j+1)d - vt] \sin \varphi & \text{при } t < 2(j+1)d/v \end{cases},$$

$$(j = 0, 1, \dots).$$

При $t > 2jd/v$ вторая производная Θ имеет вид

$$\ddot{\Theta} = - \sum_{m,n=1}^{\infty} \frac{q}{ab} \alpha_{mn} \{ a_{mn}(\varphi) [\Theta'_{mn}(\varphi) - \Theta''_{mn}(\varphi)] - \\ - a_{mn}(-\varphi) [\Theta'_{mn}(-\varphi) - \Theta''_{mn}(-\varphi)] \} \times \sin \frac{m\pi c_1}{b} \sin \frac{n\pi c_2}{a},$$

$$\Theta'_{mn}(\varphi) = [\omega - a_{mn}(\varphi)v]^2 \cos[(\omega - a_{mn}(\varphi)v)t + b_{mn}(\varphi)],$$

$$\Theta''_{mn}(\varphi) = [\omega + a_{mn}(\varphi)v]^2 \cos[(\omega + a_{mn}(\varphi)v)t - b_{mn}(\varphi)],$$

$$a_{mn}(\varphi) = \frac{m\pi}{b} \cos \varphi + \frac{n\pi}{a} \sin \varphi,$$

$$b_{mn}(\varphi) = 2jda_{mn}(\varphi),$$

$$\alpha_{mn} = \frac{2k^2 G h c_{mn} - D(1+\nu)d_{mn}}{2\rho I \omega^2 - (1-\nu)\sqrt{D\rho h k_{mn}} - 2k^2 G h},$$

$$d_{mn} = \left(\sqrt{\frac{\rho h}{D}} k_{mn} - \frac{\rho \omega^2}{k^2 G} \right) c_{mn} - 1,$$

$$\nu = \sqrt{\frac{E}{\rho(1-\nu^2)}},$$

ν -скорость распространения волн искривления по пластинке, φ - полярный угол между направлением вращательного движения и осью x_1 в точке действия силы; Θ - угол наклона касательной к срединной поверхности по направлению вращательного движения, зависит только от поворота поперечного сечения пластинки. Для ясности, угол сдвига в том же поперечном сечении не рассматривается, d - определяется при численных расчетах.

Вынужденные колебания задачи (6), (5), (2) (без учета собственного веса) при $t \gg \frac{2jd}{v}$ представим в виде:

$$\begin{aligned} w_2 = \sum_{m,n=1}^{\infty} D_{mn} \{ & (d_{mn}^-(\varphi) - 1) a_{mn}^-(\varphi) l_{mn}^-(\varphi) \Theta'_{mn}(\varphi) - \\ & - (d_{mn}^+(\varphi) - 1) a_{mn}^+(\varphi) l_{mn}^+(\varphi) \Theta''_{mn}(\varphi) - \\ & - (d_{mn}^-(-\varphi) - 1) a_{mn}^-(-\varphi) l_{mn}^-(-\varphi) \Theta'_{mn}(-\varphi) + \\ & + (d_{mn}^+(-\varphi) - 1) a_{mn}^+(-\varphi) l_{mn}^+(-\varphi) \Theta''_{mn}(-\varphi) \} \times \\ & \times \sin \frac{m\pi x_1}{b} \sin \frac{n\pi x_2}{a} \quad (7) \end{aligned}$$

Подставляя значения w_2 из (7) в уравнение (6), для искоемых D_{mn}, l_{mn}^{\pm} коэффициентов получаем:

$$D_{mn} = \frac{4q\alpha_{mn}}{ab_{mn}\pi^2} \{ [(c_1 - b)\cos m\pi - c_1] (1 - \cos n\pi) \cos \varphi +$$

$$[(c_2 - a)\cos n\pi - c_2](1 - \cos m\pi) \times \sin \varphi \} \sin \frac{m\pi c_1}{b} \sin \frac{n\pi c_2}{a}$$

$$d_{mn}^{\pm}(\varphi) = \frac{I\rho}{k^2 Gh} [\omega \pm a_{mn}(\varphi)v]^2$$

$$l_{mn}^{\pm}(\varphi) = \{k_{mn}^2 - \beta_{mn}[\omega \pm a_{mn}(\varphi)v]^2 + c[\omega \pm a_{mn}(\varphi)v]^4\}^{-1}$$

Вынужденные колебания при $t < \frac{2(j+1)d}{v}$ можно получить с помощью (7) заменив j и v на $-(j+1)$ и $-v$.

Отметим, что когда сила приложена в центре пластинки прогиб $w_2 = 0$. Новые резонансные частоты определяются из условий $[l_{mn}^{\pm}(\pm\varphi)]^{-1} = 0$ и имеют вид:

$$\omega_{mni} = \pm \gamma_{mni} \pm a_{mn}(\pm\varphi)v, \\ (i = 1, 2)$$

$$\gamma_{mni} = (2c)^{-1/2} \sqrt{\beta_{mn} + (-1)^{i+1} \sqrt{\beta_{mn}^2 - 4ck_{mn}^2}}$$

Рассмотрим в качестве конкретного примера пластинку со следующими параметрами:

$$a = 100 \text{ см}, b = 100 \text{ см}, c_1 = 30 \text{ см}, c_2 = 20 \text{ см}, \nu = 0.3, \\ E = 2 \times 10^6 \text{ кг/см}^2, \rho = 7,8 \times 10^{-3} \text{ кг/см}^3, h = 0,25 \text{ см}, q = 8 \text{ кг}, \\ \omega = 10c^{-1}.$$

На рис.1 показана зависимость резонансных частот ω_{112} от параметра φ . Сплошными линиями показаны кривые 1,4, соответствующие резонансным частотам ω_{112} при $\omega_{112} = \gamma_{112} + a_{11}(\pm\varphi)$.

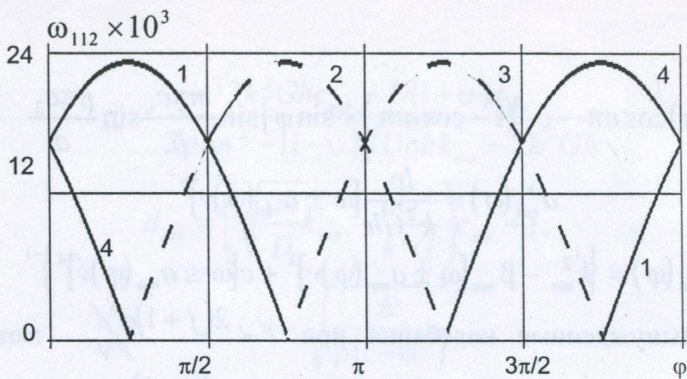


Рис. 1

Штриховыми линиями показаны кривые 2, 3, соответствующие ω_{112} при $\omega_{112} = \gamma_{112} - a_{11}(\pm\varphi)\nu$. Видно, что с увеличением параметра φ , значение ω_{112} сначала возрастает достигает своего максимального значения, а затем начинает убывать.

Наибольшей величины ω_{112} достигает при параметре φ к

значениям $\varphi = \frac{\pi}{4}, \frac{3\pi}{4}$. Для $\omega_{112} = -\gamma_{112} \pm a_{11}(\pm\varphi)$ получа-

ются аналогичные графики, а для случая $\omega_{111} = \pm\gamma_{111} \pm a_{11}(\pm\varphi)$ получаются большие значения.

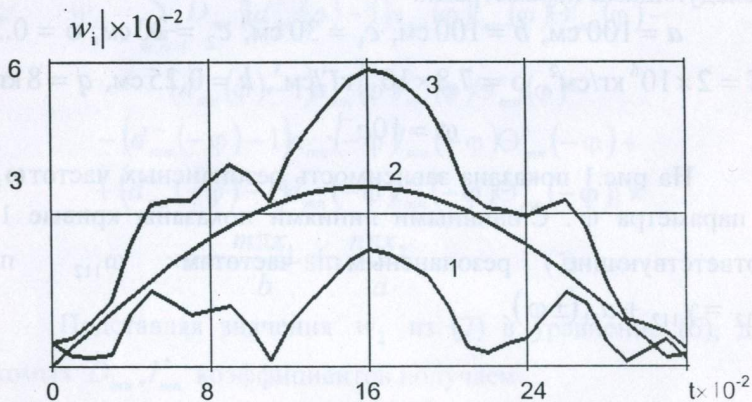


Рис. 2

На рис. 2 приведены численные расчеты для двух типов вынужденных колебаний пластинки в зависимости от времени, при $x_1 = \frac{b}{2}$, $x_2 = \frac{a}{2}$, $\varphi = a \operatorname{ctg} q \frac{a - 2c_2}{b - 2c_1}$. Кривые 1, 2 представляют

прогибы $|w_1|$ и $|w_2|$, рассчитанные соответственно по формулам (4) и (7). Кривая 3 представляет $|w_3| = |w_1 + w_2|$. Видно, что значения прогиба $|w_3|$ выше, чем прогибов $|w_1|$, $|w_2|$.

Автор благодарит академика С. А. Амбарцумяна за советы и постоянное внимание к работе.

Литература

1. Мкртчян К. Ш. О двойственном характере поперечных колебаний упругого стержня // РАН ПММ. 1999. Т. 63. No 6. С. 1055-1058.
2. Селезов И. Т. Моделирование волновых и дифракционных процессов в сплошных средах. Киев; Наукова думка, 1989. 204 с.
3. Никитин Л. В. Распространение поперечных упруго-вязкопластических волн в балках и пластинах. Инж. сборник, 1960. т. 30. С. 31-46.
4. Гукасян А. А. Саркисян С. В. О колебательном движении прямоугольной пластинки //Изв. АН Арм ССР. Механика. 1990. Т. 43. No 4 С. 13-23.

ЭКВИВАЛЕНТНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЖЕЛЕЗОБЕТОННЫХ КОНСТРУКЦИЙ

МХИТАРЯН Д.А.
(ИГИС НАН РА)

В работе рассматривается эквивалентный метод моделирования [3], разработанный на основе теории подобия твердых деформируемых тел [10], которая дает возможность решить задачу деформирования железобетонных конструк-

ций за пределом упругости и оценить несущую способность конструкций при сейсмическом режиме нагружения. При этом необходимо среди всех факторов, влияющих на результат эксперимента выделить наиболее существенные, которые должны отразить физическую сущность процессов, происходящих в моделируемой системе.

Основная задача эквивалентного моделирования заключается в расширении области применения метода механического подобия твердых деформируемых тел [9,10], при решении практически важных вопросов, относящихся к железобетонным конструкциям.

С учетом этого, систематически рассматривался ряд вопросов, касающихся моделирования железобетонных конструкций, при воздействии на них статистических и динамических сил.

В результате экспериментальных исследований открывались новые аспекты применения теории подобия к моделированию строительных конструкций и сооружений на динамические воздействия, хотя решение отдельных задач имеет не только методологический характер, но и представляет определенный практический интерес [3, 4].

Практика показывает, что при сейсмическом режиме нагружения, в несущих элементах железобетонных конструкций происходит непрерывное изменение как деформационных, так и жесткостных характеристик [4].

Анализ записей и результатов инженерного обследования последствий Спитакского землетрясения 1988 года, а также данных экспериментальных исследований, проведенных в лаборатории ИСС ИГИС НАН РА за период 1980-1988 год, дали возможность оценить сложный характер поведения зданий и сооружений, которые претерпели массовые разрушения и повреждения разных степеней [1, 2, 4-8]. Особое внимание было обращено на факт изменения жесткости в несущих элементах изгибающих железобетонных конструкций при динамических воздействиях [4,7,8].

Исходя из этого, трудно переоценить необходимость установления жесткостных характеристик конструкций с выявлением резервов их несущей способности на отдельных стадиях работы.

Согласно теории подобия [9,10], при динамике должно быть выполнено условие для перемещения $\dot{a} = \alpha\gamma$ и масштабных множителей $\alpha = \ell'/\ell$, $\beta = \sigma'/\sigma$, $\gamma = \varepsilon'/\varepsilon$, $\delta = \rho'/\rho$ и $\eta = \xi =$

$$t'/t = \alpha \sqrt{\frac{\delta'\gamma}{\beta}} - \text{соответственно для размеров, напряжений,}$$

деформаций, плотности материала и времени (штрихованные величины относятся к модели, а не штрихованные к оригиналу).

При эквивалентном моделировании одним из условий определяющих подобие состояния объектов, является равенство напряженного состояния рабочего сечения железобетонного элемента $\sigma_{\tau}Fa = \sigma'_{\tau}F'a$ натуры и модели. При этом соблюдаются основные условия подобия для изгибающих моментов $M_p = \frac{M'_p}{\alpha^3\beta}$ и разрушающих нагрузок $P_p = \frac{P'_p}{\alpha^2\beta}$, с

учетом геометрических характеристик для моментов сопротивления $W' = \alpha^3W$ и моментов инерции $I' = \alpha^4I$. Прочность нормальных сечений изгибающих железобетонных элементов зависит от высоты сжатой зоны бетона, степени армирования, вида арматуры, марки бетона и размеров сечения.

В данном случае, достаточно требовать, чтобы деформационные свойства в момент динамических испытаний отвечали бы деформационным свойствам тела для того отрезка времени [10].

Когда задача рассматривается в пределах упруго-пластических деформаций, промежуточное напряженное состояние конструкции в процессе возрастания нагрузки не существенно. Представляет интерес лишь предельное состояние конструкции, которое не зависит от истории загрузки [3,9].

При такой постановке задачи требование к подбору модельного материала существенно упрощается, так как необходимо лишь добиться подобия для предельного состояния материала. Наряду с этим, при моделировании железобетонных конструкций, необходимо предварительно анализировать поведение отдельных элементов для выявления специфических особенностей их работы в определенных стадиях напряженно-деформированного состояния и строго соблюдать соответствующие конструктивные требования при изготовлении моделей [3]. С этой точки зрения мы располагаем обширными экспериментальными данными, позволяющими достаточно достоверно оценить несущую способность, деформации и развитие трещин железобетонных конструкций.

На основе экспериментальных исследований разработана методика моделирования железобетонных конструкций при циклических нагрузках [4]. Опыты показывают, что при циклических нагрузках на подобных образцах, значения коэффициента пластичности λ_p и λ_p' должны быть равными. При приближенном моделировании, в динамических условиях загрузки, допускается отличие между λ_p и λ_p' в известных пределах, уточняемых на основе прямых экспериментальных данных [9].

Главным критерием, определяющим поведение железобетона при динамическом нагружении, служит коэффициент увеличения прогибов, то есть отношение прогибов при повторных нагружениях к его статическим значениям [4].

В основном этот критерий зависит от характеристики цикла динамической нагрузки, степени армирования и других факторов.

Экспериментально установлена связь между коэффициентом увеличения прогибов и характеристикой цикла динамической нагрузки. При этом характер изменения жесткости изгибаемых элементов железобетонных конструкций различен и зависит не только от характеристики цикла, но и от степени армирования. Основные деформационные свойства железобетона учитыва-

ются коэффициентами K_e , K_y и K_B (рис.1), который выражается зависимостью $K = a - b\rho$ соответственно для деформации и жесткости сечения конструкции, где $a=2-3,5$, $b=1-2$ опытные параметры. В их численном значении отражаются качество бетона, свойства арматуры конфигурация сечения, род действующей нагрузки [4].

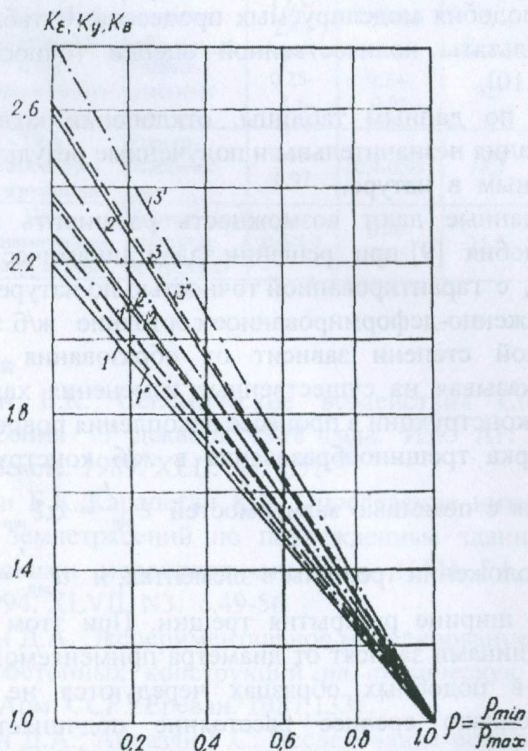


Рис.1 Кривые изменения основных параметров деформирования в зависимости от характеристики цикла динамической нагрузки для образцов природы (1,2,3), по расширенному подобию (1',2',3') и по эквивалентному моделированию (1'',2'',3'').

Сопоставления кривых показывают аналогичность как в характере, так и в закономерности изменения в зависимости от

характеристики и длительности действия динамической нагрузки, однако наблюдается значительное расхождение в значениях жесткостных характеристик K_B (15-20%).

По эквивалентному методу моделирования, оценена закономерность изменения деформативности изгибаемых железобетонных элементов, вызванных динамическими нагружениями. На основе прямого сопоставления опытных данных определены критерии подобия моделируемых процессов. В таблице приведены результаты количественной оценки точности моделирования [9,10].

Судя по данным таблицы, отклонения коэффициентов моделирования незначительны и полученные результаты близки к аналогичным в натуре.

Эти данные дают возможность расширить применение теории подобия [9] при решении задач динамического деформирования, с гарантированной точностью по натуре до 15%.

Напряженно-деформированное состояние ж/б элементов в значительной степени зависит от образования и развития трещин, указывая на существенные изменения характеристик жесткости конструкции в процессе накопления повреждений.

Проверка трещинообразования в ж/б конструкциях осуществляется с помощью зависимостей $\ell_{mp}' = \alpha \ell_{mp}$, при подобии в расположении трещины в элементах, и $a_{mp}' = \alpha \gamma a_{mp}$, при подобии в ширине раскрытия трещин. При этом расстояния между трещинами зависят от диаметра применяемой арматуры. Трещины в подобных образцах чередуются не в строгом порядке, однако среднее расстояние подчиняется зависимости $\ell_{mp}' = d^H / d^3$. Таким образом, для подобных тел при динамическом нагружении, удается обеспечить подобие предельных состояний по несущей способности, по деформации и по трещинообразованию. Для железобетона важным фактором является сцепление арматуры с бетоном, так как отсутствие сцепления приводит к снижению их несущей способности по нормальному сечению на 15-20%.

Вид моделируемой конструкции и нагружения		Характер работы конструкций	Оптимальное значение множителя для деформации		Среднее квадратическое отклонение	
			по [9] автору	по эквиваленту	по [9] автору	по эквиваленту
Призмат. образцы	При статическом нагружении	Уруго-пластическая	1,63-2,48	1,45-2,5	5	3
	При динамическом нагружении	Уруго-пластическая	0,25-2,5	0,34-0,95	9,5	6
Железобет. элементы	При статическом нагружении	Уруго-пластическая	0,65-0,97	0,4-0,93	14,7	10
	При динамическом нагружении	Уруго-пластическая предельная	0.6-1.4	0.46-0.95	15.3	11

Литература

1. Карапетян Б.К. Сейсмические воздействия Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле. 1989. XLII. N3. с.51-57
2. Карапетян Б.К., Карапетян К.Б. Определение интенсивности сильных землетрясений по повреждениям зданий с антисейсмическими мероприятиями. Изв. НАН РА, Науки о Земле. 1994. XLVII. N3. с.49-56
3. Мхитарян Д.А. Экспериментальное моделирование бетонных и железобетонных конструкций на статическую нагрузку. Изд. АН Арм. ССР. Ереван. 1987, 133с.
4. Мхитарян Д.А., Айвазян Г.С. Исследование поведения железобетонных изгибаемых элементов на моделях при циклических нагрузках. "Бюллетень по инженерной сейсмологии" N12, 1988, с.123-129
5. Мхитарян Д.А., Мхитарян Л.А. Оценка интенсивности Спитакского землетрясения по данным обследования архитектурных и надгробных памятников. Сейсмостойкое строительство. "Отечественный и зарубежный опыт." М.1992. вып. 7-8, с.30-33

6. Мхитарян Д.А., Мхитарян Л.А. Макросейсмическое обследование архитектурных и надгробных памятников в эпицентральной зоне Спитакского землетрясения. 7 декабря 1988. Изв. НАН РА. Науки о Земле. 1993. XLVI. N2. с.54-56.
7. Мхитарян Д.А., Мхитарян Л.А. Некоторые обобщения результатов Спитакского землетрясения 1988г. Сб. тезисов. Гюмри, 1996, с. 102-103.
8. Мхитарян Д.А., Мхитарян Л.А. Анализ результатов по инженерному обследованию последвий Спитакского землетрясения 7 декабря 1988г. в районах Ахурян, Ашоцк и г.Гюмри. Сборник научных трудов. Изд. НАН РА. Гюмри. 1998. с..99-101.
9. Назаров А.Г. О механическом подобии твердых деформируемых тел. Изд. АН Арм.ССР. Ереван. 1965. 217с.
10. Назаров А.Г., Шагинян С.А. Руководство по исследованию механических свойств строительных конструкций на моделях. Изд. АН Арм. ССР, 1966, Ленинакан, 61с.

О НЕОБХОДИМОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ РАСЧЕТНОЙ СХЕМЫ КОЛЕБАНИЯ ЛИНЕЙНОГО ОСЦИЛЛЯТОРА ПРИ КИНЕМАТИЧЕСКОМ ВОЗБУЖДЕНИИ

**ОГАНЕСЯН С.М.
(ИГИС НАН РА)**

1. Одним из основных проблем инженерной сейсмологии, сейсмического районирования (СР) и микрорайонирования (СМР), сейсмостойкого строительства является повышение исходных величин сейсмических ускорений (ВСУ) до $0.5 \div 0.7g$ (g - ускорение свободного падения) для средних грунтов на картах СР и СМР. Необходимость этого шага следует из работ [1-5], инструментальных записей ВСУ на грунте от $0.2g$ до $0.833g$ в городе Кобе, во время Южно-Юооговского землетрясения 17 января 1995г. [6], а также полученных по теоре-

тическим расчетам ВСУ $0.6g \div 0.85g$ в г. Ленинакане (Гюмри) во время Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. [7]. Аналогичные записи на грунте для сравнительно слабых землетрясений также указывают на высокие значения ВСУ [5,8]. Увеличение ВСУ для средних грунтов до $0.5g \div 0.7g$ на картах СР и СМР приводит к резкому повышению стоимости возводимых зданий и сооружений. Поэтому необходимы поиски выхода из кажущегося тупика [9-19].

2. Общее представление об основных понятиях и расчетных методах теории сейсмостойкости удобнее всего получить при рассмотрении простейших одномерных колебательных систем с одной или n степенями свободы, закрепленных в основании [10,20,21].

В последней работе акад. А.Г. Назарова [9] четко сформулирован вопрос о необходимости разработки адекватной (новой) теории сейсмостойкости. По мнению автора это возможно по трем существенно различным направлениям: 1) переход от одномерных к двух- или трехмерным моделям сооружений; 2) учет влияний нелинейности, вертикальных сил, кручения упруго-пластического деформирования; 3) нахождение неизвестных резервов в одномерных моделях.

Наибольший интерес для автора представляет 3-е направление, исходя из возможностей новой модели массы (НММ) [11-19] или гипотезы конечности скорости распространения волны изгиба [22]. В работе [17] показано, что имеет место существенное несовпадение между теоретически рассчитанными и экспериментально полученными данными. При этом было сделано предположение, что несовпадение связано с неизвестным физическим явлением. Далее в работе [18] высказана смелая гипотеза, что во время колебания линейного осциллятора (ЛО) при кинематическом возбуждении, в массе возникают также моменты импульса M и силы $\frac{dM}{dt}$.

Для обоснования этой гипотезы только изменение модели массы Ньютона (ММН) недостаточно. Необходимы обобщения в самой классической механике, точнее, в его первом законе (принципе) инерции.

Известно, что в динамике Аристотеля (древних греков), при отсутствии внешнего воздействия, всякое тело принимает круговое движение, как наиболее совершенное (инерционное) из всех движений [23-28]. По-видимому, в современной механике вопрос о том, что принцип инерции справедлив лишь как частный случай бессилового движения, впервые поднимается в прекрасной программной статье О. Черепанова [29]. Некоторые обсуждения этого вопроса имеются в монографиях А. Пуанкаре [30, с 64-68], Б. Н. Юрьева [31] и Г. И. Шипова [32].

Для правильного восприятия приводимых в дальнейшем, в задачах 2-4 рассуждений, необходимо проделать подробный экскурс в историю становления классической механики и эволюцию ее основных понятий [23-49]. НММ позволяет на новом уровне возродить многие "метафизические" идеи Аристотеля, Галилея, Декарта, Лейбница и Ньютона [23-28]. В предполагаемых дальнейших исследованиях фактически возникает необходимость хода в обратном направлении исторического развития механики.

Цель статьи заключается в принятии факта, что равномерное вращение центра тяжести однородного шара (материальной точки) по окружности (РВЦТОШО) является инерционным движением.

3. Реальная история науки (физики) сложна и противоречива. Для правильного понимания хода исторического развития механики необходимо учитывать ее многообразные связи с другими естественными науками. Без этого невозможно оценить ту роль в становлении классической механики, которую сыграли творчество натурфилософов Древних Китая и Индии и таких выдающихся ученых Европы как Аристотель, Архимед, Птолемей, Филопон, Оккам, Буридан, Орезм, Коперник, Кеплер, Галилей, Декарт, Гук, Гюйгенс, Лейбниц и Ньютон, а также Даламбер, Эйлер, Лагранж и других.

По мнению автора, после направляющей линии Аристотель-Птолемей-Филопон-Буридан-Орезм-Коперник просматриваются четыре ветви развития натурфилософии: 1) формирование принципа инерции (Галилей-Декарт-Ньютон); 2) формирование понятий силы и массы (Кеплер-Галилей-Бальяни-Гук-Гюйгенс-Лейбниц-Ньютон); 3) формирование по-

нятий импульса и кинетической энергии (Декарт-Гюйгенс-Лейбниц-Ньютон); 4) рассмотрение многосвязных систем (Гюйгенс-Ньютон-Даламбер-Эйлер-Лагранж).

До середины XVI века система научной мысли и сам характер научной деятельности находились под сильным влиянием Аристотеля. Основная особенность этого подхода к природе (физике) заключается в поиске материальных и качественных объяснений причин физических явлений. Перипатетики стремились классифицировать объекты по качествам или содержащимся в них основным субстанциям. Именно в такой классификации они видели свою основную задачу. Этот метод и сейчас доминирует в биологии [27,39].

Начиная с XIII века в западной Европе из работ Филопона, в трудах Оккама, Буридана и Орезма развивается теория импето (импетуса) [23-28]. Согласно этой теории, для начавшегося движения тела нет необходимости в наличии двигателя (силы), непосредственно воздействующего на это тело. Двигатель, который приводит в движение тело, как бы запечатлевает в нем нечто, способное продолжить его движение дальше.

Со второй половины XVI века европейские ученые осознают важную роль математики в изучении природы. Убедительное подтверждение тому - готовность Коперника и Кеплера опрокинуть традиционную астрономию, механику и религиозные догмы во имя теории, которая по представлениям того времени обладала всего лишь одним преимуществом - математической четкостью и простотой [39, 40]. В XVII веке Галилей и Декарт как бы реформировали саму природу научной деятельности. Они критически пересмотрели понятия, которыми должна оперировать наука и по новому определили цели и задачи научной деятельности. Новые цели и методология не только придали натурфилософии небывалую силу, но и провозгласили нерасторжимый союз с математикой. Галилей и Декарт практически свели теоретическую физику к математике [41 - 43].

По мнению автора, причину начала отставания науки и техники в Китае и Индии, начиная с XVII века, надо искать в том, что их ученые не смогли принять новое мышление. Это было связано с особенностями восприятия понятий материи

(массы) и эфира (ци, акаша) в Китае и Индии [23, с.93, 26], которые намного веков опередили развитие физики и стали понятны только в конце XX века [11-19]. Здесь еще раз встречаемся с фактом, как важно правильно оценить возможности, которыми обладает наука в данный исторический момент времени. Это при становлении классической механики удалось только гению Ньютона [44].

После осмысления того чрезвычайно важного факта, что для движения тела существенны скорость и ускорение, причем ускорение возникает только под действием внешнего воздействия (силы), новая методология позволяет отбросить все разработки Филопона, Буридана и Орезма по теории импето как схоластические и ненужные. При этом сразу выдвигаются важные для нового мышления: принцип инерции, понятие импульса, а далее силы, массы и кинетической энергии. При этом все, что не удастся включить в новую парадигму, в дальнейшем объявляется метафизикой и удастся сохранить только благодаря оккультным наукам и парапсихологии. Многие так называемые "метафизические рассуждения" Галилея, Кеплера, Декарта и самого Ньютона доступны только благодаря тому, что их монографии неоднократно переиздавались как первоисточники. Только в конце XX века было понято, что математическая физика пока не позволяет в должном объеме и единообразно описать все естествознание [26, 27, 40].

4. Принцип инерции движения впервые выдвинул Галилеем в его "Диалоге о двух главнейших системах мира - птолемеевой и коперниковой" [41, т.1, с. 125-126] в рассуждении, что когда тело движется по горизонтальной плоскости не встречая никакого сопротивления движению, то ... движение его является равномерным и продолжалось бы бесконечно, если бы плоскость простиралась в пространстве без конца. Эта формулировка многими современными учеными считается неудовлетворительной [23-28]. Во-первых, тело мыслится не свободным, а подверженным действию некоторой связи. Во-вторых, ничего не говорится о сохранении направления движения, откуда можно подразумевать, что Галилей и равномерное круговое движение считает инерционным. Действительно, в "Диалоге" Галилей говорит, что такой

плоскостью без начала и конца, по которой тело будет двигаться равномерно неограниченно долго, будет гладкая сферическая поверхность с центром в центре Земли (см. задачу 2).

Значение вывода инерционного движения Галилея было вполне понято Декартом, который указал, что движение без действия сил должно быть равномерно прямолинейным [42], а Ньютон четко сформулировал принцип инерции [44]. Приняв такое истолкование принципа инерции, необходимо указать причину криволинейных движений как в земных условиях, так и в небесах. Декарт для объяснений криволинейных, в том числе и круговых, движений вводит вихри [42], Ньютон же - силу [44]. Разработка теории вращательного движения по окружности вела к обобщению уже установленных положений механики. Она сыграла существенную роль в развитии понятий сила и масса, и установлению второго и третьего законов механики. Основные заслуги в этом вопросе принадлежат Гюйгенсу [45] и Ньютону [44].

5. В задачах 1-4 проведем анализ РВОШО радиуса R , массы m со скоростью V с точки зрения НММ, с целью определения механизма вращения.

Задача 1. Свободный шар вращается по окружности под действием центростремительной силы (ЦСС).

Анализ. Автор статьи для задачи 1 принимает классическое объяснение равномерного вращения под действием $\vec{F}_{цс} = \frac{m \cdot v^2}{R^2} \vec{R}$, приводимые во всех учебниках и монографиях по физике и теоретической механике [31-34], со следующим дополнением [18, 19].

С точки зрения НММ [13, 18, 19] в шаре возникает сила противодействия $\vec{F}_{пр} = -\frac{m \cdot v^2}{R^2} \vec{R}$, которая приложена непосредственно к шару. Обычно ее называют центробежной силой (ЦБС). $\vec{F}_{пр}$ в шаре формируется (возникает) одновременно с двумя взаимными силами - Кирхгофа $\vec{F}_{кирх} = \frac{m \cdot v^2}{R^2} \vec{R}$ и

Даламбера $\vec{F}_{\text{дал}} = -\frac{m \cdot v^2}{R^2} \vec{R}$, которые приложены соответственно к центрам тяжести положительной инертной $m_{\text{и}}$ и отрицательной активной гравитационной $m_{\text{аг}}$ масс. Действуя совместно, силы Кирхгофа и Даламбера придают шару центростремительное ускорение [19]. Еще раз отметим, что $\vec{F}_{\text{пр}}$, $\vec{F}_{\text{кирх}}$ и $\vec{F}_{\text{дал}}$ являются внутренними силами, сумма сил, действующих на шар, равна нулю, кинетическая энергия постоянна [19].

Задача 2 (“Ошибка Галилея”). Пусть шар равномерно вращается по окружности максимальной длины на гладкой сферической поверхности радиуса R с центром в центре Земли без проскальзывания. Трением и вращением Земли вокруг собственной оси пренебрегаем.

Анализ. Примем, что гладкая поверхность сферы в первом приближении совпадает с поверхностью Земли, при этом R равен среднему радиусу Земли. При равномерном вращении по окружности радиуса R со скоростью V действие веса P проявляется в виде двух сил: статической части воздействия на поверхность Земли $\vec{Q} = \vec{P} - \frac{m \cdot v^2}{R^2} \vec{R}$ и динамической части

$$\vec{F}_{\text{ис}} = \frac{m \cdot v^2}{R^2} \vec{R}.$$

На шар действуют вес P , нормальная реакция поверхности Земли $\vec{N} = -\vec{P} + \frac{m \cdot v^2}{R^2} \vec{R}$, силы $\vec{F}_{\text{пр}} = -\frac{m \cdot v^2}{R^2} \vec{R}$, $\vec{F}_{\text{кирх}}$, и $\vec{F}_{\text{дал}}$. Как и в задаче 1, центростремительное ускорение $\vec{a} = \frac{v^2}{R^2} \vec{R}$ создают силы Кирхгофа и Даламбера.

Задача 3. Шар вращается по окружности, будучи привязанный к ее центру нерастяжимой нитью длины $l=R$. Весом нити пренебрегаем.

Анализ. Шар равномерно вращается по окружности если нить натянута. Это возможно только в том случае, если шар

воздействует на нить с реальной $\vec{F}_{\text{цб}} = -\frac{m \cdot v^2}{R^2} \vec{R}$, которая возникает в шаре только в виде $\vec{F}_{\text{см}}$ [18]. Сила натяжения нити $\vec{T} = -\vec{F}_{\text{цб}}$. Сумма внешних сил, действующих на шар, в отличие от задач 1 и 2, равна нулю. Поэтому в шаре $\vec{F}_{\text{кирх}}$, $\vec{F}_{\text{дал}}$ и соответственно центростремительное ускорение не возникают. Равномерное вращение с точки зрения НММ может поддерживаться только за счет момента импульса, возникающего в системе шар-нить [18].

Задача 4. Шар вращается в кольцевом желобе радиуса R .

Анализ. При равномерном вращении в кольцевом желобе шар воздействует на желоб реальной ЦБС $\vec{F}_{\text{цб}} = -\frac{m \cdot v^2}{R^2} \vec{R}$, которая снова возникает в шаре, только в виде $\vec{F}_{\text{см}} = \vec{F}_{\text{цб}}$. Реакция желоба $\vec{N} = -\vec{F}_{\text{см}}$. Далее, аналогично задаче 3, равномерное вращение поддерживается за счет момента импульса, возникающего в системе шар-желоб.

6. Анализ задач 1-4 приводит к заключению, что: 1) существуют различные механизмы равномерного движения по окружности “ньютоновое” ($\vec{F}_{\text{цс}}$, $\vec{F}_{\text{кирх}}$, $\vec{F}_{\text{дал}}$, $\vec{F}_{\text{пр}}$, $\vec{a} = \frac{v^2}{R^2} \vec{R}$) и “декартовое” ($\vec{F}_{\text{цб}}$, $\vec{F}_{\text{пр}}$, $\vec{M} = m\vec{v} \times \vec{R}$); 2) ЦБС является наглядным примером силы смещения; 3) с точки зрения НММ равномерное вращение по окружности является инерционным движением; 4) рассуждения Галилея в “Диалоге” об инерционном характере равномерного вращения по сфере ошибки не содержат; 5) зафиксированное в работе [17] неизвестное физическое явление представляет собой момент силы [18]. Правильное определение величины этого момента позволит внести необходимые изменения в расчетную схему колебания ЛО при кинематическом возбуждении. Эти изменения могут указать пути выхода из кажущегося тупика для сейсмостойкого строительства при внесении изменений в ВСУ до $0,5g \div 0,7g$ для средних грунтов на картах СР и СМР; 6) понятие “сила инерции”

должно быть заменено просто силой; 7) механизм возникновения момента силы, по мнению автора, каким-то образом можно связать с вихрями Декарта [42], хрональным полем [50, 51], торсионными полями [32, 52], вихревым гравитационным полем [53,54] или фундаментальным полем О. Давтяна [55].

Автор выражает благодарность акад. НАН РА Э. Е. Хачиану, канд. физ.-мат. наук Л. В. Абрамяну, Л. А. Манукяну и А. А. Овсепяну за терпеливые, многочасовые, доброжелательные дискуссии и оппонирование, которые способствовали написанию данной статьи.

Литература

1. Аптикаев Ф. Ф. Мера по снижению ущерба от землетрясений. //В кн.: Природные опасности России. Сейсмические опасности. т. 2 – М., Изд. Крук, 2000, с. 165 – 195.
2. Cordona O. O., Hurtato J. E. Holistic Seismic Risk Estimation of a Metropolitan Center, p. 1-10.
3. Халтурин В. Н., Шомахмадов А. М., Геодакян Э. Г., Мхитарян Л. А., Саргсян Н. М. Усиление интенсивности колебаний в Ленинакане при Спитакском землетрясении 7 декабря 1988 г. //Вопросы инженерной сейсмологии. вып. 32. Комплексная оценка сейсмической опасности. - М.: 1991, с. 5-14.
4. Карапетян С. С., Бабаян Т. О., Манукян Л. А. Определение степени сейсмоопасности плотин некоторых водохранилищ Армении. //В кн.: Сб. науч. трудов конф., посвященной памяти к. г.-м. наук А. Г. Бабаджаняна.- Гюмри: Изд. НАН РА “Гитутюн”, 1999, с. 281-289.
5. Григорян В. Г. Инженерные параметры колебаний грунта при сильных афтершоках Спитакского землетрясения и их сравнительный анализ. - Изв. НАН РА Науки о Земле, 1995, т. 48, № 1, с. 38-45.
6. Tokada S., Hassani N. Seismology and Ground Motion Features of 1995 South Hyogo Great Earthquake, Proceedings Second International Conference on Seismology and Earthquake Engineering. May 15-17,1995, Tehran, Islamic Republic of Iran, pp. 1763-1771.
7. Манукян Л. А. О возможности определения амплитудных значений ускорения грунта с помощью сейсмоскопов

- "ИГИС" // В кн.:Сборник научных трудов конференции, посвященной 90-летию со дня рождения основателя ИГИС НАН РА акад. А. Г. Назарова.- Гюмри:Изд. НАН РА 1988, с. 63-69.
8. Страхов В. Н., Старостенко В. И., Харитонов О. М., Аптикаев Ф. Ф. и др. Сейсмические явления в районе Чернобыльской АЭС. - Геофизический журнал, 1997, т. 19, № 3, с. 3-15.
 9. Назаров А. Г. Некоторые вопросы количественной оценки сейсмических воздействий. //Методы количественной оценки сейсмических воздействий.-Тбилиси: Мецниереба, 1983, с.5-16.
 10. Назаров А. Г. Метод инженерного анализа сейсмических сил.- Ереван: Изд. АН Арм ССР, 1959.- 278с
 - 11.Оганесян С. М. К построению модели массы.- Геофизический журнал, 1998, т. 20, № 5, с 3-5.
 - 12.Оганесян С. М. Автобиография. //Российская прикладная геофизика XX века в биографиях.- М.: Изд. ОИФЗ РАН, 1998, т. 2, с. 145-148.
 13. Оганесян С. М. К понятию модели массы. //В кн.: Сборник научных трудов конференции, посвященной 90-летию со дня рождения основателя ИГИС НАН РА акад. А. Г. Назарова.- Гюмри: Изд. НАН РА, 1998, с. 121-126.
 14. Оганесян С. М., Саркисян Р. Е., Эксперимент для фиксации нового эффекта при воздействии вибрации на маятник. // Там же , с. 127-128.
 15. Оганесян С. М. Масса, как активная физическая среда. //В кн.: Геофизика и математика. Материалы 1-ой Всероссийской конференции.- М.: Изд. ОИФЗ РАН, 1999, с. 112-116.
 16. Оганесян С. М. К реальности силы инерции Даламбера. //В кн.: Сб. научных трудов конференции, посвященной памяти к. г.-м. н. А. Г. Бабаджаняна. - Гюмри: Изд. НАН РА "Гитутюн", 1999,с 295-303.
 - 17.Оганесян С. М., Саркисян Р. Е., Кочарян Х. А. О распределении сил при равноускоренном движении осциллятора. // Там же, с. 303-306.
 - 18.Оганесян С. М. Создание обобщенной теории распространения сейсмических волн. //Сводный научн. отчет за 1996-1999г.г.- Гюмри: Фонды ИГИС НАН РА, 2000.- 15с.

19. Оганесян С. М., Мурадян А. Р., Оганесян А. С. Еще раз о реальности силы инерции Даламбера и ее точки приложения. //См. настоящий сборник, с.380-385
20. Խաչիշյան Է. Չ. Շիրառական երկրաշարժագիտություն, Երևան. ՀՀ ԳԱԱ «Գիտություն» հրատարակչություն, 2001-312 էջ:
21. Карапетян Б. К., Карапетян Н. К. Сейсмические воздействия на здание и сооружение.- М.: Наука, 1978.- 160 с.
22. Мкртчян К. Ш. О двойственном характере поперечных колебаний упругого стержня.- ПММ, 1999, т. 63, № 6, с.1055-1058.
23. Спасский Б. И. История физики. От древности до начала XIX века. Часть 1.- М.: Изд. МГУ, 1956.- 600 с.
24. Льюэци М. История физики.- М.: Мир, 1970.- 464 с.
25. Кудрявцев П. С., Конфедератов И. Я. История физики и техники.- М.: ГУПИ, 1960.- 508 с.
26. Горохов В. Г. Концепции современного естествознания и техники.- М.: ИНФРА-М., 2000.- 608 с.
27. Дубнищева Т. Я. Концепции современного естествознания.- М.: ИКЦ "Маркетинг" Новосибирск ООО, Изд. ЮКЭА, 2001.- 832 с.
28. Вавилов С. И. Исаак Ньютон. Научная биография и статьи.- М.: Изд. АН СССР, 1967.- 295 с.
29. Черепанов О. Знание о силе.- Знание - сила, 1986, № 12, с. 18-21.
30. Пуанкаре А. О Науке.- М.: Наука, 1983.- 560 с.
31. Юрьев Б. Н. Опыт новой формулировки основных законов механики Ньютона.- М.: Изд. АН СССР, 1952.- 114 с.
32. Шипов Г. И. Теория физического вакуума. Теория, эксперименты и технологии. 2-е изд., испр. и доп.- М.: Наука, 1997.- 450 с.
33. Ишлинский А. Ю. Классическая механика и силы инерции.- М.: Наука, 1987.- 320 с.
34. Хайкин С. Э. Физические основы механики.- М.: Наука, 1971.- 752 с.
35. Кирпичев В. Л. Беседы о механике.- М., Л.: ГТТЛ, 1951.- 360 с.

36. Вавилов С. И. Галилей в истории оптики.- УФН, 1964, т. 83, в. 4, с. 583-615.
37. Фок В. А. Принципы механики Галилея и теория Эйнштейна.- УФН, 1964, т. 83, в. 4, с.577-582
38. Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. История догм в науках о Земле.- М.: Мир, 1991.448с.
39. Клайн М. Математика. Поиск истины.- М.: Мир, 1988.- 296 с.
40. Гейзенберг В. Физика и философия. Часть и целое.- М.: Наука, 1989.- 399 с.
41. Галилео Галилей Избранные труды. В 2 т.- М.: Наука, 1964, т. 1.- 640 с.; т. 2.- 567 с.
42. Декарт Р. Избранные произведения.- М.: Изд. АН СССР, 1950.- 585 с.
43. Декарт Р. Рассуждения о методе с приложениями. Диоптрика. Метеоры. Геометрия.- М.: Изд. АН СССР, 1953.- 656 с.
44. Ньютон И. Математические начала натуральной философии.- М.: Наука, 1989.- 688 с.
45. Гюйгенс Х. Три мемуара о механике. М.:Изд. АН СССР, 1951.- 379 с.
46. Гайденок П. П. Эволюция понятий науки (XVII-XVIII в.в.). Формирование научных программ нового времени.- М.: Наука, 1987.- 447 с.
47. Гайденок П.П. Эволюция понятий науки. Становление и развитие первых научных программ.-М.:Наука, 1980.-567 с.
48. Кобзарев И.Ю. Ньютон и его время.- М.: Знание, 1978.- 63с.
49. Дубров А. П., Пушкин В. Н. Парапсихология и современное естествознание. - М.: Совместное Советско-Американское предприятие "Соваминко", 1989.- 280 с.
50. Вейник А. И. Термодинамика реальных процессов. - Минск: Наука и техника, 1991. - 576 с.
51. Козырев Н.А. Избранные труды.- Л.: Изд.ЛГУ, 1991.- 445с.
52. Акимов А. Е., Финогеев В. П. Экспериментальное проявление торсионных полей и торсионные технологии.- М.: НТИ "Информтехника", 1996.- 68 с.
53. Крылов С. М. Динамический тектономагнитный эффект.// Основные достижения ОИФЗ им. О. Ю. Шмидта за 1992-1996 г.г., т. 1.- М.: Изд. ОИФЗ РАН, 1996, с. 154-155.

54. Крылов С. М. Исследование явлений динамической гравитации. // Там же, с. 155-156.

55. Давтян О. К. Теория фундаментального поля.- Ереван: Изд. Айастан, 1995.- 313 с.

ЕЩЕ РАЗ О РЕАЛЬНОСТИ СИЛЫ ИНЕРЦИИ Д'АЛАМБЕРА И ЕЕ ТОЧКИ ПРИЛОЖЕНИЯ

ОГАНЕСЯН С. М., МУРАДЯН А. Р., ОГАНЕСЯН А. С.
(ИГИС НАН РА)

В работах [1-3] показана необходимость введения новой модели массы (НММ), которая позволяет по другому взглянуть на многие решения известных динамических задач и делать новые предположения (рис.1). Для осознания и завершения этих работ необходимо было изменить взгляды на классическую механику и выйти из ее границ [4-6].

Целью данной работы является установление следующих утверждений: 1) сила инерции д'Аламбера $\vec{F}_{ид}$ (СИД) реальна и приложена непосредственно к телу; 2) СИД в стационарном режиме есть обычная сила противодействия $\vec{F}_{пр}$; 3) $\vec{F}_{пр}$ в теле формируется (возникает) одновременно с двумя взаимными силами д'Аламбера $\vec{F}_{дал}$ и Кирхгофа $\vec{F}_{кирх}$, которые приложены соответственно к центрам тяжести отрицательной активной гравитационной $m_{ар}$ и положительной инертной $m_{и}$ масс; 4) силы Кирхгофа и д'Аламбера, действуя совместно соответственно на центры тяжести $m_{и}$, $m_{ар}$, придают телу ускорение \vec{a} (рис.2б) [5]. В работе справедливость утверждений 1-4 показана на примере решения конкретной задачи.

Задача. На горизонтальную тележку с массой m_1 , на которой находится груз с массой m_3 , соединенный с грузом m_2 при помощи нерастяжимой нити, перекинутой через блок, укрепленной на ее краю, действует постоянная сила \vec{F} .

На грузе m_3 есть сплошное отверстие небольшого диаметра $d_{от}$. Через это отверстие в тележку забит гвоздь диаметра $d_r < d_{от}$ (рис.3). Необходимо найти ускорение грузов и силу реакции гвоздя \vec{N} с учетом веса $P = m_2g$ груза m_2 . Трением, массами блока и нити пренебрегаем.

Тележка и грузы m_2 и m_3 из-за наличия гвоздя и малости $d_{от}$ передвигаются как единая система с ускорением \vec{a} . Натяжение нити $T = P$. Поэтому ускорение

$$a = \frac{F}{m_1 + m_2 + m_3}, \quad (1)$$

$$N = P - m_3a. \quad (2)$$

Из формулы (2) видно, что в зависимости от величины силы \vec{F} (ускорения \vec{a}) сила реакции \vec{N} может менять свое направление.

Когда $m_3a < m_2g$, сила \vec{N} направлена против \vec{a} ; $m_3a = m_2g$ – сила $\vec{N} = \vec{0}$; $m_3a > m_2g$ – сила \vec{N} направлена по ускорению.

Объясним как в системе тележка - грузы возникают сила \vec{T} (противодействие весу \vec{P}) и реакция гвоздя \vec{N} . Такие задачи в работе [3] названы динамико-кинематическими.

При $m_3a < m_2g$ силе \vec{T} противодействует сила реакции \vec{N} и СИД $\vec{F}_{ил} = -m_3\vec{a}$. При $m_3a > m_2g$ $\vec{F}_{ил}$ противодействует как натяжению нити, так и реакции гвоздя \vec{N} . При $m_3a = m_2g$ СИД противодействует только силе \vec{T} .

Таким образом СИД является реальной и создается грузом m_3 и ускорением \vec{a} как внутренняя сила. В случае $m_3a > m_2g$ СИД создает как натяжение нити \vec{T} , так и реакцию гвоздя \vec{N} . Очевидно, что вне зависимости от количества приложенных связей, передающих силы на груз m_3 , в ней может возникнуть только одна СИД. Остается указать точку ее приложения. Естественно считать (принять), что СИД (сила противодействия) приложена к телу. Тогда сумма внешних и внутренних сил, действующих на груз m_3 , становится равной нулю.

Впервые мысль о том, что при движении тела с ускорением, сумма сил действующих на него равна нулю, встречается в работах А. Г. Назарова [7] и О. Черепанова [8]. В работах Л.И. Николаи [9], Ю.А. Ишлинского [10, с.35-37] и А.К. Нелина [11], по-видимому, впервые указывается на формальное совпадение между $\vec{F}_{\text{пр}}$ и $\vec{F}_{\text{ид}}$.

Однако модель массы Ньютона (ММН) не может объяснить как возникает ускорение \vec{a} . В НММ $\vec{F}_{\text{пр}}$ возникает одновременно с силами Кирхгофа и д'Аламбера, за счет взаимодействия $m_{\text{ар}}$ и $m_{\text{и}}$, которые действуя совместно, соответственно на центры тяжести $m_{\text{и}}$ и $m_{\text{ар}}$, придают телу ускорение \vec{a} [5,12].

В процессе обсуждения задачи становится ясным, что принцип д'Аламбера есть синтез третьего и второго законов Ньютона [5,7]. При этом $\vec{F}_{\text{пр}}$, равная силе д'Аламбера, приложена непосредственно к телу, на которую действует сила \vec{F} . Понятие "сила инерции" должно быть заменено просто на силу.

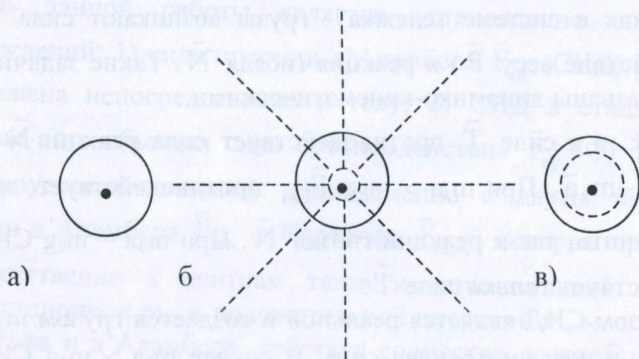


Рис.1. Принятые в работе схематические обозначения моделей массы (тела) для однородного шара: а) ММН. Сплошной линией ограничена инертная масса, точкой указан ее центр тяжести; б) НММ. Пунктирными линиями изображена плотность активной гравитационной массы; в) компактное изображение НММ (кажущийся ЦТАГМ совпадает с ЦТИМ).

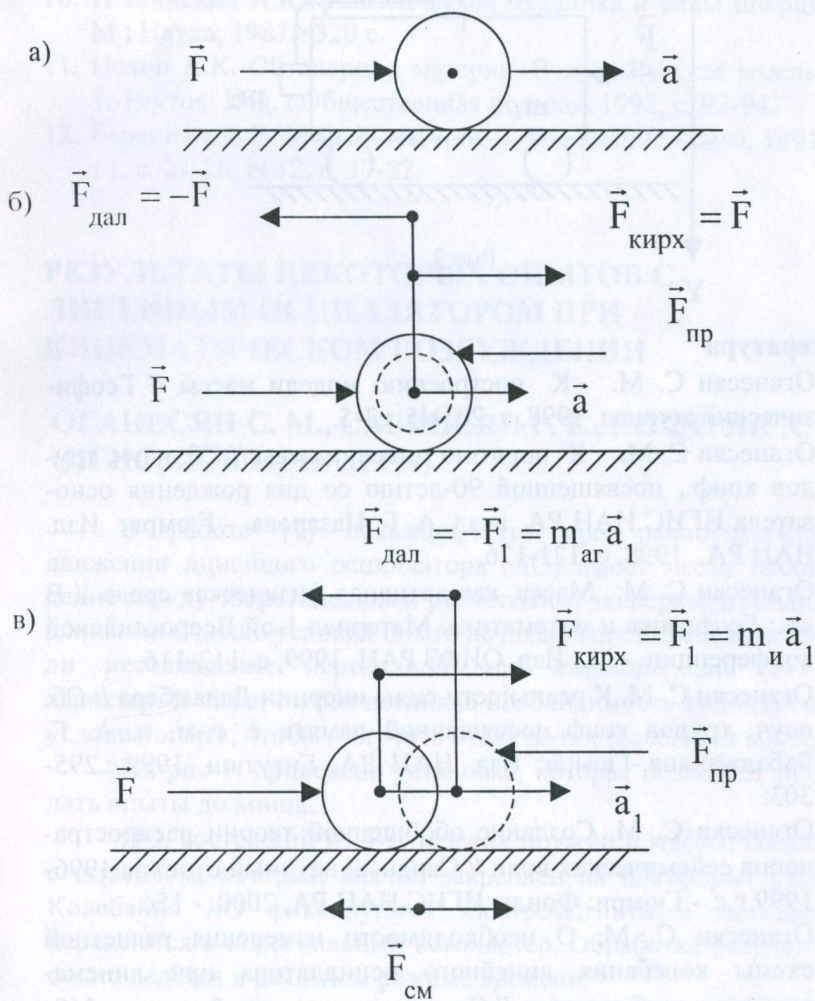


Рис. 2. Движение однородного шара под действием внешней силы F : а) для ММН; б) для НММ; в) для НММ, с учетом силы инерции смещения

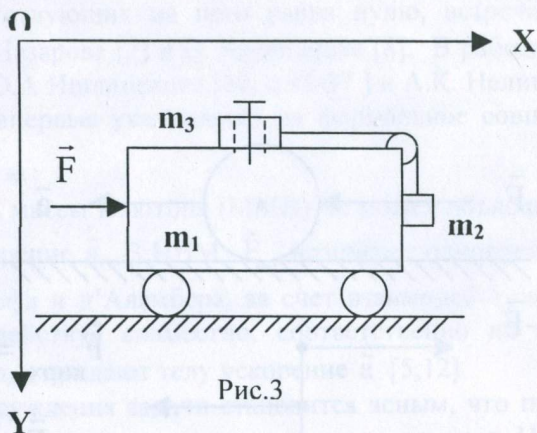


Рис.3

Литература

1. Оганесян С. М. К построению модели массы // Геофизический журнал, 1998, т. 20, N5, с3-5.
2. Оганесян С. М. К понятию модели массы // Сб. науч. трудов конф., посвященной 90-летию со дня рождения основателя ИГИС НАН РА акад. А. Г. Назарова. - Гюмри: Изд. НАН РА, 1998, с. 121-126.
3. Оганесян С. М. Масса, как активная физическая среда // В кн.: Геофизика и математика. Материал 1-ой Всероссийской конференции. - М.: Изд. ОИФЗ РАН, 1999, с. 112-116.
4. Оганесян С. М. К реальности силы инерции Даламбера // Сб. науч. трудов конф., посвященной памяти к. г.-м. н. А. Г. Бабаджаняна.-Гюмри: Изд. НАН РА, Гитутюн, 1999,с.295-303.
5. Оганесян С. М. Создание обобщенной теории распространения сейсмических волн // Сводный научный отчет за 1996-1999 г.г. - Гюмри: Фонды ИГИС НАН РА, 2000. - 15с.
6. Оганесян С. М. О необходимости изменения расчетной схемы колебания линейного осциллятора при кинематическом возбуждении // Смотри настоящий сборник, с.368-380.
7. Назаров А. Г. О силе инерции. - Ереван: Изд АН Арм ССР, 1954. -8с.

8. Черепанов О. Знание о силе.- Знание - сила, 1986, N 12, с.18-21.
9. Николаи Е.Л Теоретическая механика. Ч.2. Динамика.- М.; ГИФМЛ, 1958.- 484 с.
10. Ишлинский А.Ю. Классическая механика и силы инерции.- М.; Наука, 1987.- 320 с.
11. Нелин А.К. Об инерции материи.-В жур. Русская мысль, N 1.-Реутов: Изд. «Общественная польза», 1992, с. 92-94.
12. Барашенков В. Минус- материя. I, II. - Знание - сила, 1991, N 11, с. 21-26; N 12, с. 17-22.

РЕЗУЛЬТАТЫ НЕКОТОРЫХ ОПЫТОВ С ЛИНЕЙНЫМ ОСЦИЛЛЯТОРОМ ПРИ КИНЕМАТИЧЕСКОМ ВОЗБУЖДЕНИИ

**ОГАНЕСЯН С. М., САРКИСЯН Р. Е., КОЧАРЯН Х. А.
(ИГИС, СОКТИ НАН РА)**

В работе [1] показано, что при равноускоренном движении линейного осциллятора (ЛО) имеет место несовпадение между теоретическими расчетами и экспериментальными данными. Однако условия опыта не позволяли определить имеет ли несовпадение переходной или стационарный ($t \rightarrow \infty$) характер. В связи с этим возникла необходимость видоизменить условия опыта, чтобы получить ответ на поставленный вопрос.

На рис 1. приведена установка, которая позволяет проводить опыты до конца.

ЛО, состоящий из 4-х плоских пружин и массы, соединен с штативом, который жестко закреплен на платформе стенда. Колебания ЛО фиксируются электромагнитным методом и передаются в персональный компьютер. Обработка результатов опыта ведется в реальном режиме времени.

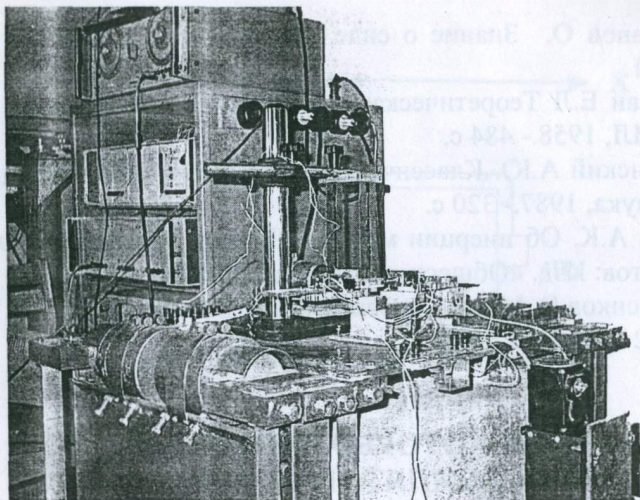


Рис. 1

Длина рабочей части плоских пружин $l=0.15$ м, масса $m=0.236$ кг. Жесткость k и затухание n ЛО определялись экспериментально и равны соответственно $k=234$, $n=0.08$, собственная частота $f=4.8$ гц а циклическая частота $p=2\pi f= 30.14$.

Кинематическое возбуждение ЛО осуществляется при помощи гармонического колебания платформы стенда. Смещение X линейного осциллятора описывается уравнением

$$\ddot{x} + 2n\dot{x} + p^2x = q\cos\omega t, \quad (1)$$

где ω и q соответственно амплитуда и циклическая частота ускорения колебания платформы стенда.

Решение уравнения (1) имеет вид

$$x = e^{-nt}(C_1\cos p_1t + C_2\sin p_1t) + A\cos(\omega t - \alpha), \quad (2)$$

$$\text{где } A = \frac{q}{\sqrt{(p^2 - \omega^2)^2 + 4n^2\omega^2}}, \quad \text{tg}\alpha = \frac{2n\omega}{p^2 - \omega^2}$$

$$p_1 = \sqrt{p^2 - n^2}.$$

При начальных условиях $x|_{t=0} = \dot{x}|_{t=0} = 0$

$$C_1 = -A \cos \alpha, \quad C_2 = \frac{C_1 n - A \omega \sin \alpha}{p_1}.$$

Дифференцируя выражение (2), получим

$$\dot{x} = -n e^{-nt} (C_1 \cos p_1 t + C_2 \sin p_1 t) + e^{-nt} (-C_1 p_1 \sin p_1 t + C_2 p_1 \cos p_1 t) - A \omega \sin(\omega t - \alpha) \quad (3)$$

Результаты опытов показали, что при стационарном режиме колебания ЛО, смещение X или скорость \dot{x} при любых частотах ω внешнего воздействия в линейном диапазоне работы маятника с точностью 1-6 %, описывается уравнением (1).

Однако для переходного процесса, как и в работе [1], имеет место существенное несовпадение между теоретическими и экспериментальными данными. При этом характер несовпадения зависит от частоты внешнего воздействия. Для исключения влияния момента начала колебания ЛО от положения платформы стенда опыты для данной частоты ω и амплитуды q ускорения проводились многократно (до 40 раз).

При переходном процессе сравнивались максимумы величин скорости \dot{x} , полученные экспериментальным путем $V_{\text{оп}}$ и рассчитанные теоретически V_T .

В работе приводятся результаты сравнения для опытов с внешними частотами и амплитудами ускорений ЛО при $f_b = 1.5$ гц, $q = 0.6$ м/с² и $f_b = 7$ гц, $q = 0.7$ м/с².

При $f_b < f_{\text{соб}}$ получилось $V_{\text{оп}} < V_T$. Когда $f_b = 1.5$ гц, отношение

$$\frac{V_T - V_{\text{оп}}}{V_T} 100\% = 33.8\%. \quad (4)$$

При $f_b > f_{\text{соб}}$ получилось $V_{\text{оп}} > V_T$. Когда $f_b = 7$ гц, отношение

$$\frac{V_{\text{оп}} - V_T}{V_T} 100\% = 22.7\%. \quad (5)$$

Таким образом в работе на основании многочисленных опытов установлено, что несовпадение решений имеет переход-

ной характер. При этом из соотношений (4) и (5) видно, что они достаточно существенны.

В работе [2] показано, что это связано с неправильным описанием переходного процесса при колебании ЛО.

Авторы выражают благодарности В.Р. Гаспаряну за оказание помощи при организации работ по автоматизации, фиксации результатов опытов на ЭВМ и А. С. Гаспаряну за конструирование установки маятника.

Литература

1. Оганесян С. М., Саркисян Р. Е., Кочарян Х. А. О распределении сил при равноускоренном движении осциллятора / Сб. науч. трудов конф., посвященной памяти к. г-м н. А. Г. Бабаджаняна.- Гюмри: Изд НАН РА "Гитутюн", 1999, с. 303-306.
2. Оганесян С. М. О необходимости изменения расчетной схемы колебания линейного осциллятора при кинематическом возбуждении // См. наст. сборник, с. 368-380.

ԳՈՒՆԱՎՈՐ ՊԵՏՐԻԻ ՑԱՆՑԵՐԻ ՆԿԱՐԱԳՐՈՒԹՅՈՒՆ

ՊԵՏՐՈՍՅԱՆ Գ.Ռ.

(ԵՊՀ)

Պետրիի ցանցերն իրենցից ներկայացնում են գործընթացների մոդելավորման մի մեխանիզմ, որը հնարավորություն է տալիս նկարագրել ինչպես համակարգի հնարավոր վիճակները, այնպես էլ նրա հնարավոր գործողությունները [1]: Գունավոր Պետրիի ցանցերն իրենցից ներկայացնում են ստանդարտ կամ դասական Պետրիի ցանցերի ժամանակակից ընդլայնումը: Մասնավորապես ավելացված է տվյալների տիպի գաղափարը, մոդուլի գաղափարը և ծրագրավորման լեզուներին հատուկ մի շարք այլ գաղափարներ:

Մոդելավորվող համակարգի վիճակները նկարագրվում են դիրքերի օգնությամբ: Յուրաքանչյուր դիրքին տրվում է անուն, որը ոչ մի ֆորմալ նշանակություն չունի: Յուրաքանչյուր դիրքին կցված է տվյալների տիպ, որը որոշում է, թե ինչ տիպի տվյալներ կարող է պարունակել դիրքը: Կարելի է նաև ասել, որ տրված է մի ֆունկցիա, որը յուրաքանչյուր դիրքն արտապատկերում է նախօրոք սահմանված տվյալների տիպերի վրա:

Յուրաքանչյուր դիրք պարունակում է անցաքարեր (tokens), որոնց քանակը փոփոխվում է ցանցի աշխատանքի ժամանակ:

Ամեն մի անցաքար կրում է որոշակի արժեք, որը պատկանում է անցաքարը պարունակող դիրքին կցված տվյալների տիպին: Դիրքի պարունակությունը կոմպլեկտ է (multi-set), այսինքն թույլատրված են էլեմենտների կրկնումներ: Անցաքարին կից տրվում է մի ամբողջ թիվ, որը հանդիսանում է տվյալ անցաքարի գործակիցը դիրքում, այսինքն որոշում է այդ արժեքը կրող անցաքարի տիպերն ու քանակը:

Մինչև ցանցի աշխատանքի սկսվելը, նրա դիրքերին տրվում են որոշ քանակով, համապատասխան տվյալների տիպերին պատկանող անցաքարեր, որոնք նկարագրում են մոդելավորվող համակարգի սկզբնական վիճակը, այսինքն կատարվում է ցանցի ինիցիալիզացիա: Պատմականորեն անցաքարերի տիպերին անվանում են գույներ: Այսպես տարբերություն է դրվում գունավոր կամ բարձր մակարդակի (high level) և դասական կամ ցածր մակարդակի (low level) Պետրիի ցանցերի միջև:

Դասական Պետրիի ցանցերում անցաքարերը միմյանցից չեն տարբերվում կամ կարելի է ասել, որ անգույն են: Գունավոր Պետրիի ցանցերում դիրքը կարող է պարունակել կամայական բարդության անցաքարեր, գրառումներ, ցուցակներ և այլն, որը հնարավորություն է տալիս ստեղծել ավելի հուսալի մոդելներ:

Մոդելավորվող համակարգի գործողությունները նկարագրվում են անցումներով: Աղեղները, որոնք միացնում են դիրքերն անցումներին և հակառակը, նկարագրում են համակարգի աշխատանքի դինամիկան: Անցման մեջ մտնող

աղեղը նշանակում է, որ իր կատարման հետևանքով անցումը համապատասխան մուտքային դիրքերից վերցնում է որոշ քանակությամբ անցաքարեր, իսկ դուրս եկող աղեղը նշանակում է, որ անցումը տալիս է իր ելքային դիրքերին անցաքարեր:

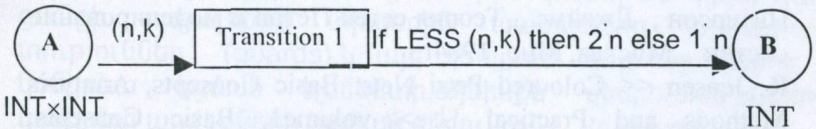
Հեռացվող կամ ավելացվող անցաքարերի քանակը որոշում են աղեղային արտահայտությունները (arc. expression): Ցանցի յուրաքանչյուր աղեղին կցված է աղեղային արտահայտություն: Այն կարող է ունենալ պարզ տեսք, օրինակ լինել ցանցի տիպերից որևէ մեկին պատկանող հաստատուն, այդ դեպքում տվյալ աղեղը կարող է փոխանցել միայն այդ արժեքն ունեցող անցաքար: Արտահայտությունը կարող է նաև կազմված լինել փոփոխականներից, պարունակել պայմանական ֆունկցիա, որը կորոշի այդ աղեղով փոխանցվելիք անցաքարերի քանակը և այլն: Եթե արտահայտությունը չի պարունակում փոփոխականներ, ապա այն կոչվում է փակ արտահայտություն (closed expression): Անցման կատարումը դիտարկելու համար անհրաժեշտ է աղեղային արտահայտությունների մեջ մասնակցող փոփոխականներին վերագրել կոնկրետ արժեքներ, որպեսզի հնարավոր լինի հաշվարկել կամ գնահատել այդ արտահայտությունները: Այսինքն պետք է ֆիքսել աղեղային արտահայտության մեջ մասնակցող փոփոխականների արժեքները, կամ նրանց կցել արժեքներ: Այդ արժեքները կարող են լինել համապատասխան տիպին պատկանող ցանկացած արժեքներ: Սակայն ոչ բոլոր այդպիսի վերագրումներն են բերում անցման հնարավոր կատարմանը:

Անհրաժեշտ է, որ համապատասխան մուտքային դիրքերը պարունակեն այդ արժեքները կրող և համապատասխան քանակությամբ անցաքարեր, միայն այդ դեպքում է անցումը թույլատրելի կատարման:

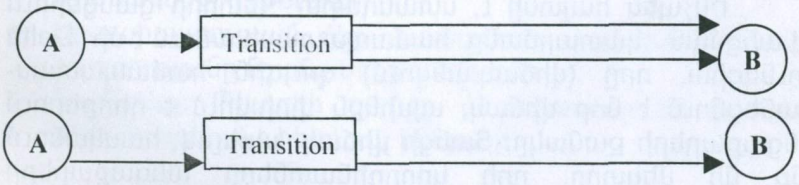
Հարկ է նշել, որ յուրաքանչյուր աղեղին աղեղային արտահայտության կցումը փաստորեն Գունավոր Պետրիի ցանցի ստրուկտուրան դարձնում է դինամիկ հետևյալ իմաստով. եթե ստանդարտ Պետրիի ցանցերում փոխանցվող անցաքարերի քանակը որոշվում է համապատասխան դիրքն ու անցումը միացնող աղեղների քանակով, և այդ աղեղները

նախօրոք ֆիքսված են, նրանք են որոշում ցանցի ստրուկտուրան, ապա Գունավոր Պետրիի ցանցերում անցման կատարման ժամանակ փոխանցվող անցաքարերի քանակը որոշվում է աղեղային արտահայտությամբ, որն իր մեջ մտնող փոփոխականների տարբեր արժեքների դեպքում դեպքում կարող է փոխանցել տարբեր քանակով անցաքարեր: Սա փաստորեն համապատասխանում է նրան, որ ստանդարտ Պետրիի ցանցի աշխատանքի ժամանակ, նրա ընթացիկ վիճակից կախված, փոխվեր անցումը դիրքին և հակառակը միացնող աղեղների քանակը, այսինքն ցանցի կառուցվածքը դառնում է դինամիկ: Սա օգնում է նվազեցնել ցանցում աղեղների և դիրքերի քանակը՝ համեմատած ստանդարտ Պետրիի ցանցերի հետ:

Օրինակ, դիցուք ունենք ցանցի հետևյալ կտորը.



Ենթադրենք $LESS(n, K)$ բուլյան տիպի ֆունկցիա է, որը վերադարձնում է $True$ արժեք, եթե $n < k$, և $False$ ՝ հակառակ դեպքում: Կախված նրանից, թե ինչ անցաքարեր է պարունակում A դիրքը, n և k փոփոխականներին կարող են կցվել տարբեր արժեքներ, հետևաբար որոշ դեպքերում B դիրքին կարող է տրվել 2 հատ n արժեքով անցաքար, իսկ այլ դեպքերում, երբ $n \geq k$, 1 հատ n արժեքով անցաքար: Այսինքն փոխանցվող անցաքարերի քանակի առումով այն համապատասխանում է ստանդարտ Պետրիի ցանցի հետևյալ կտորներից մեկին.



Գունավոր Պետրիի ցանցերում ներմուծված է անցման համար կցման էլեմենտի (binding element) գաղափարը, որն իրենից ներկայացնում է զույգ, որի մի էլեմենտն անցումն է, մյուսը՝ այն արժեքների հավաքածուն, որոնք կցվում կան վերագրվում են անցմանը կից աղեղային արտահայտությունների մեջ մասնակցող փոփոխականներին:

Անցումը թույլատրելի է կատարման համար, եթե զոյություն ունեն այնպիսի կցման էլեմենտներ, որոնց համար անցման մուտքային դիրքերում կան համապատասխան արժեքներով անցաքարեր, այնպես որ անցման բոլոր մուտքային աղեղային արտահայտությունները ստանում են պահանջող քանակությամբ և ճիշտ տիպերի բոլոր անհրաժեշտ արժեքները:

Գրականություն

1. Питерсон , Джеймс ,, Теория сетей Петри и моделирование систем ,, Москва, Мир, 1984г.
2. K. Jensen << Coloured Petri Nets: Basic Concepts, Analysis Methods and Practical Use>>-volume1, Basic Concepts, Monographs and Theoretical Computer Science, Springer-Verlag Berlin,1992.

ԳՈՒՆԱՎՈՐ ՊԵՏՐԻԻ ՑԱՆՑԵՐԸ ՈՐՊԵՍ ՄՈԴԵԼԱՎՈՐՄԱՆ ԴՋՈՐ ՄԵԽԱՆԻԶՄ

ՊԵՏՐՈՍՅԱՆ Գ. Ռ.
(ԵՊՀ)

Ինչպես հայտնի է, ստանդարտ Պետրիի ցանցերում [1] անցման կատարմանը համապատասխանում է մի Delta ֆունկցիա, որը (վիճակ,անցում) զույգին համապատասխանեցնում է նոր վիճակ, այսինքն փոխվում է դիրքերում անցաքարերի քանակը: Ցանցի վիճակ ասելով, հասկանում ենք մի վեկտոր, որի կոորդինատները անցաքարերի քանակներն են ցանցի բոլոր դիրքերում: Այս արտապատկերումը կարելի է մի փոքր մոդիֆիկացնել, այնպես, որ Delta

ֆունկցիան այժմ արդեն կարողանա փոխել ցանցի մինչ այդ ստատիկ կառուցվածքը: Այսինքն ցանցի վիճակ ասելով կարելի է հասկանալ ոչ միայն անցաքարերի քանակը դիրքերում, այլ նաև ցանցի կառուցվածքը՝ դիրքերի, անցումների, նրանց միացնող աղեղների քանակը, տվյալ պահին: Դա կարելի է անել՝ ցանցի որոշ հնարավոր վիճակների և անցումների համար կոնկրետ նշելով այդ անցման կատարումից հետո ցանցի նոր ստրուկտուրան, օրինակ անցումն ու դիրքը միացնող աղեղների քանակը: Այսինքն Delta ֆունկցիան այժմ արդեն կարտապատկերի (վիճակ, Ստրուկտուրա, Անցում) եռյակը

(Նոր վիճակ, Նոր Ստրուկտուրա) զույգի վրա, կամ կարելի է պարզապես վիճակ հասկացողության տակ բացի անցաքարերի քանակից հասկանալ նաև ցանցի ստրուկտուրան:

Գունավոր ցանցերում անցումներին կարող են կցվել նաև ցանցի տվյալների տիպերին պատկանող արտահայտություններ (guards), և այդ դեպքում անցումը կարող է կոնկրետ կցման էլեմենտի, այսինքն փոփոխականների կոնկրետ արժեքների համար ընդունում է true արժեք:

Այս ամենը գործնականում Գունավոր Պետրիի ցանցերը դարձնում է հարմար գործիք բարդ պրոցեսների նկարագրության, հետագայում դրանց մոդիֆիկացիայի համար, ինչպես նաև պարզեցնում է ներկայացումը, այսինքն մոդելը մարդու համար ավելի հասկանալի է դառնում:

Այժմ տանք Գունավոր Պետրիի ցանցի ֆորմալ սահմանումը՝ նախօրոք կատարելով մի քանի նշանակումներ.

- v փոփոխականի տիպը նշանակենք $Type(v)$
- $expr$ արտահայտության տիպը, այսինքն այն տվյալների տիպը, որոնք արտահայտությունը վերադարձնում է, նշանակենք $Type(expr)$
- Արտահայտության մեջ մասնակցող փոփոխականների բազմությունը նշանակենք $Var(expr)$:

Գունավոր Պետրիի ցանցը մաթեմատիկորեն իրենից ներկայացնում է հետևյալ իննյակը՝

$CPN=(\Sigma, P, T, A, N, C, G, E, I)$, որտեղ

1. Σ -ն դա տիպերի ոչ դատարկ վերջավոր բազմություն է:
Տիպերը նաև կոչվում են գույներ

2. P -ն դիրքերի վերջավոր բազմությունն է

3. T -ն անցումների վերջավոր բազմությունն է

4. A -ն աղեղների վերջավոր բազմությունն է

$$P \cap T = P \cap A = T \cap A = \emptyset$$

5. N -ը հանգույցային ֆունկցիա է: Հանգույցներ ասելով հասկանում ենք դիրքերը և անցումները: Այն արտապատկերում է A -ից $(P \times T) \cup (T \times P)$, այսինքն համապատասխանություն է ստեղծվում աղեղների և գույների միջև, որտեղ մի էլեմենտը դիրք է, մյուսն անցումը:

6. C -ն գույնի ֆունկցիան է, որը գործում է P -ից Σ : Այսինքն յուրաքանչյուր դիրքին համապատասխանեցվում է տվյալների տիպ Σ -ից:

7. G -ն մի ֆունկցիա է, որն անցումներին կցում է տրամաբանական արտահայտություններ,

$$t \in T: [\text{Type}(G(t)) = B \ \& \ \text{Type}(\text{Var}(G(t))) \subseteq \Sigma]:$$

B -ով նշանակված է տրամաբանական (բուլյան) տիպը: Անցումը կարող է կատարվել միայն այն դեպքում, եթե այդ արտահայտությունը անցման տվյալ կցման էլեմենտի համար (այսինքն մասնակցող փոփոխությունների կոնկրետ արժեքների համար) ընդունում է ճիշտ արժեքը:

8. E -ն աղեղային արտահայտությունների ֆունկցիան է, որը ցանցի յուրաքանչյուր աղեղին համապատասխանեցնում է մի արտահայտություն՝

$$a \in A: [\text{Type}(E(a)) = C(p) \ \& \ \text{Type}(\text{Var}(E(a))) \subseteq \Sigma], \text{ որտեղ } p \text{-ն } N(a) \text{ գույգի դիրքն է, այսինքն տվյալ աղեղին հարևան դիրքը:}$$

9. I -ն ինիցիալիզացիայի ֆունկցիա է: նրա միջոցով ցանցը բերվում է սկզբնական վիճակի՝ $\forall p \in P: [\text{Type}(I(p)) = C(p)]$: Որպեսզի ցույց տանք, որ Գունավոր Պետրիի ցանցերը մոդելավորման առումով հանդիսանում են ավելի հզոր մեխանիզմ, քան ստանդարտ Պետրիի ցանցերը, դիտարկենք ավանդական մի խնդիր:

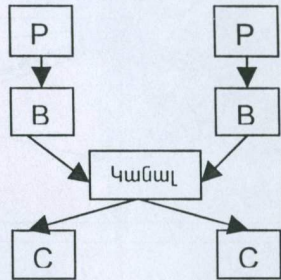
Պատիլը առաջարկել է մի խնդիր [1], որը չի կարող ներկայացվել ստանդարտ Պետրիի ցանցերով կամ P և V օպերացիաներով: Այդ խնդիրը հետևյալն է. ենթադրենք արդյունա-

բերողի երկու գործընթաց և պահանջողի երկու գործընթաց: P_1 արդյունաբերողը պատրաստում է էլեմենտներ C_1 պահանջողի համար, P_2 -ը՝ C_2 -ի համար: Էլեմենտները, որոնք պատրաստված են, բայց դեռևս օգտագործված չեն, տեղավորվում են բուֆերում. B_1 -ը (P_1, C_1) զույգի համար է, B_2 -ը՝ (P_2, C_2) զույգի համար: Էլեմենտների տեղափոխումը B_i -ից C_i պահանջողին, կատարվում է ընդհանուր կանալի միջոցով, ընդ որում ամեն մի գործողության ժամանակ կարող է տեղափոխվել միայն մեկ տարր (B_1 -ից C_1 - ին, B_2 -ից C_2 -ին): Պահանջողները պետք է գործողությունները կորողինացնեն կանալի օգտագործման համար: Սխեման հետևյալն է./ սխեմա 1/:

```

color E={ e};
color count=integer;
color control=integer;
color S=product count* control;
var n: integer;
var ct: count;
var c: control;
    
```

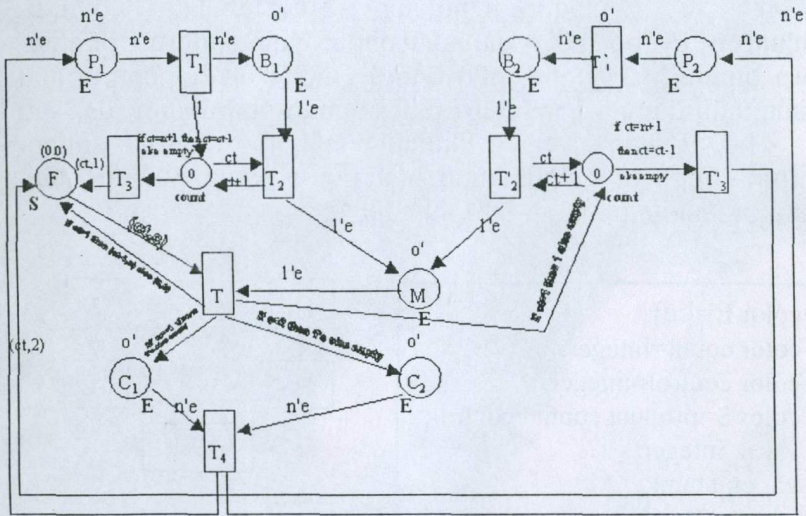
Նկար 1.



Սխեմա 1.

Խնդիրը կայանում է հետևյալում. (P_1, C_1) զույգը պետք է ունենա գործողության կատարման առաջնահերթություն (պրիորիտետ) (P_2, C_2) զույգի նկատմամբ՝ կանալի օգտագործման առումով: Բացի այդ, B_2 -ի բուֆերից տարրերը չեն կարող տրվել C_2 -ին, քանի դեռ B_1 բուֆերը դատարկ չէ: Հենց այս հանգամանքը թույլ չի տալիս համակարգը ներկայացնել ստանդարտ Պետրիի ցանցով: Փորձենք այս համակարգը ներկայացնել Գունավոր Պետրիի ցանցով /դիտել նկար 1, սխեմա 2/:

Երկու արդյունաբերողի պրոցեսի ներկայացումը ԳՊՑ-ով



Գրականություն

1. Питерсон , Джеймс ,, Теория сетей Петри и моделирование систем ,, Москва, Мир, 1984г.
2. K. Jensen. Coloured Petri Nets: Basic Concepts, Analysis Methods and Practical Use.vol.1, Basic Concepts, Monographs and Theoretical Computer Science, Springer-Verlag Berlin,1992.
3. K. Jensen An Introduction to the theoretical Aspects of Coloured Petri Nets. A Decade of Concurrency, Lecture Notes in Computer Science, vol. 803, Springer-Verlag 1994, 230-272

К ВОПРОСУ О СЕЙСМИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

**САРКИСЯН О.А., МУРАДЯН К.М.
(ЕГУ)**

Главнейшие геотектонические структуры территории Армении имеют общекавказское (северо-западное) направление [1]. Однако на этой территории выявлены разнотипные поперечные (близмеридиональные и северо-восточные) тектонические дислокации, в том числе и сейсмогенные разломные зоны [1-6], развитие которых более четко проявляется в неотектоническом и современном этапах развития. Эти неоген-четвертичные структуры в ряде случаев играют доминирующую роль в современном тектоническом строении региона [4.5]. Среди рассматриваемых структур более четко выражены те поперечные разрывные нарушения, которые контролируют плиоцен-постплиоценовый вулканизм и размещение очагов сильных землетрясений. К таким вулcano-контролирующим и сейсмогенерирующим структурам относятся, в частности, Дигор-Ахурянский, Арарат-Арагац-Джавахский, Арарат-Азат-Севанский, Гегамский, Варденисский, Ишхансарский, Нижне-араксинский поперечные разломы (рис.1). О наличии этих разломов свидетельствуют многочисленные геологические, геофизические, геодинамические, сейсмологические данные [1,2,4,7,9,10] и в первую очередь, линейное расположение вдоль этих разломов центров плиоцен-четвертичных вулканов и эпицентров сильных землетрясений.

Космические геодезические наблюдения также показывают, что максимальные горизонтальные перемещения и концентрации напряженности полей на территории РА и сопредельных районов происходят в поперечном направлении. Все это указывает на активизацию поперечных разломов в голоцене.

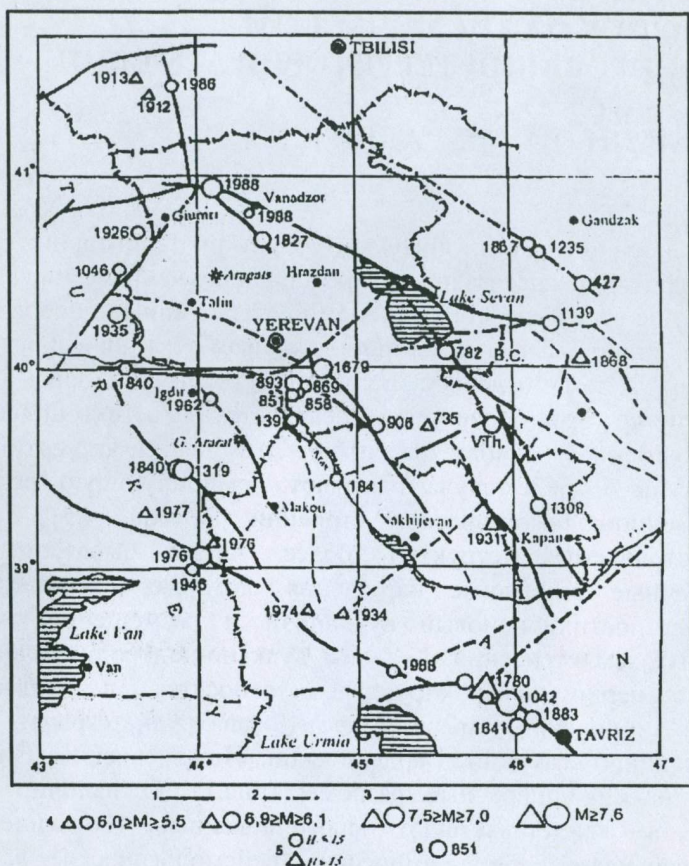


Рис.1 Карта активных разломов и эпицентров сильных землетрясений. Активные разломы: 1-обнаженные на поверхности; 2-погребенные; 3-предполагаемые; 4-эпицентры сильных землетрясений; 5-глубина гипоцентров; 6-дата землетрясений [7].

На существующих картах сейсмического районирования РА [8] в достаточной мере не учтено влияние поперечных сейсмогенерирующих разломов при проведении границ сейсмических зон и подзон. Здесь, по - видимому, имеет место недооценка сейсмического потенциала этих разломов. При этом, не исключена возможность, что этот потенциал у поперечных

разломов не меньше, а в ряде случаев возможно больше, чем у продольных.

Исходя из вышеизложенных соображений, нами сделана попытка составить такую схематическую карту сейсмического районирования РА, где, в отличие от прежних карт, граница сейсмических зон общекавказского направления претерпевает значительные изменения, в частности на узлах, пересечения продольных и поперечных сейсмогенных зон значительно расширяются в поперечном направлении, а иногда и приобретают близмеридиональное или северо-восточное направление (рис. 2).

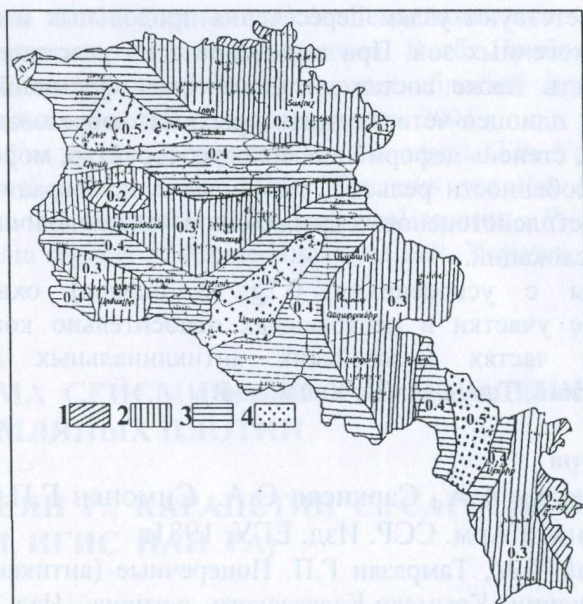


Рис. 2 Схематическая карта сейсмического районирования РА.

1-0.2g (8 баллов по шкале MSK-64), 2-0.3g (8-9 баллов),
3 - 0.4g (9 баллов), 4-0.5g (10 баллов)

Как на прежних картах, так и на предлагаемой схематической карте большая часть территории республики показана зонами с ускорениями 0.3g и 0.4g (9 баллов). Выделены семь таких зон, которые сгруппированы в две группы, соответственно с уско-

рениями 0.3g и 0.4g. При выделении этих групп учтены некоторые особенности геологического строения данного участка, сейсмостатистические данные и то обстоятельство, что зоны с ускорениями 0.4g непосредственно примыкают к сейсмогенным зонам.

Участки с ускорениями 0.5g (10 баллов) (Гюмри-Ашотский, Азатский, Ишхансарский) охватывают небольшие территории. 10-и балльные зоны выделены и на прежних картах, однако, выделение таких сплошных зон является очень дискуссионным со слабо обоснованными геолого-геофизическими и сейсмологическими данными. Возможно эти зоны представляют собой отдельные изолированные участки, которые соответствуют узлам пересечения продольных и поперечных сейсмогенных зон. При выделении этих участков необходимо учесть также состав литологических формаций пород, развитие плиоцен-четвертичных рыхлых образований, их мощность, степень деформации молодых структур, морфоструктурные особенности рельефа, связанные с активизацией плейстоцен-постплейстоценовых движениях, а также наличие палеосейсмодислокаций.

Зоны с ускорениями 0.2g (8 баллов) охватывают небольшие участки в центральных относительно консолидированных частях мезозойских антиклинальных структур (Алавердский, Тавушский и Капанский).

Литература

1. Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сейсмоструктура Арм. ССР. Изд. ЕГУ, 1981г
2. Кашкай Т.А., Тамразян Г.П. Поперечные (антикавказские) дислокации Крымско-Кавказского региона. Изд. "Нури", 1967г.
3. Назаретян С.Н. Глубинные разломы территории Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1984г.
4. Саркисян О.А. О поперечных дислокациях территории Арм. ССР и участках мегаантиклинория М. Кавказа. Уч. ЕГУ, Естеств. науки, Изд. 2, 1978.

5. Саркисян О.А. О поперечной тектонической зональности мегаантиклинория М. Кавказа. Сб науч. трудов к 50-летию геол. ф-та. Изд. ЕГУ, 1988г.
6. Симонян Г.П. Сейсмогенные зоны территории Армении и их сейсмоактивность. Сб. науч. трудов к 50-летию геол. ф-та. Изд. ЕГУ, 1988г.
7. Balassanian S., Nazaretian S., et al. The new seismic zonation map for the territory of Armenia. Natural hazards 15: Kluwer Academic Publishers, 1997.
8. Симонян Г.П. Краткий обзор существующих карт сейсмического районирования территории РА. -Уч. Зап. ЕГУ, Науки, N2, 1997.
9. Мурадян К.М., Саркисян О.А. Геодинамические условия формирования Армянского нагорья. В сб: Проблемы геоморфологии и неотектоники горных областей Альпийско-Гималайского пояса. Ереван, Армения, 2001
10. Mouradian K.M., Sargsyan H.H., Simonyan G.P. Volcanicity and earthquakes of the Minor Caucasus and the Armenian Highland as the problems of ecological security. Problems of mountain regions of Alpine-Himalayas belt. Yerevan, Armenia, 2001

СИСТЕМА СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ ДЛЯ ЗЕМЛЯНЫХ ПЛОТИН

**САРКИСЯН Р., КАРАПЕТЯН С., САРГСЯН К.
(СОКТИ, ИГИС НАН РА)**

Согласно нормативным документам по проектированию гидротехнических сооружений, предусматривается оценка изменения параметров сейсмического режима региона при наличии воды в водохранилище в процессе его заполнения и эксплуатации. Для этой цели на плотинах 1-го класса создаются сейсмические станции. Такими станциями оснащены например, плотины Нурекской (Таджикистан), Чарвакской (Узбекистан), Того и Макио (Япония) и других водохранилищ. Целью этих

исследований является изучение индуцированной сейсмичности региона, а не прочности плотины.

Земляные же плотины, как правило, не являются сооружениями 1-го класса, и как строительные сооружения они имеют простую конструкцию. По нормативным документам на них не предусматривается проведение каких-либо исследовательских работ. Однако, наличие воды в водохранилище и сезонные колебания ее уровня, превращают плотину в сложную динамическую систему. Из-за периодического колебания уровня воды и проникновения воды в тело земляных плотин и в грунты основания, иногда происходят сложные геологические процессы (заболочивание, разжижение, неравномерные осадки, выпучивание и т. д.). Их первоначальные (проектные) прочностные параметры, по ходу эксплуатации существенно изменяются (модуль упругости, коэффициент Пуассона, плотность и другие физико-механические показатели). И так как водохранилища обычно находятся на разломах, часто сейсмогенных, где вероятно возникновение землетрясений, то поведение земляных плотин в этом случае очень сложно предугадать.

Следовательно, для объективной оценки прочности, устойчивости и сейсмостойкости плотины необходим непрерывный контроль над состоянием ее тела и основания.

Более чем 30 лет ИГИС НАН РА занимается изучением сейсмической опасности земляных плотин, [1,2]. На договорных началах с Международным банком, ИГИС НАН РА в 1998-99гг провел исследование по оценке степени сейсмоопасности семи земляных плотин в Армении. Результаты исследований заказчиком приняты с высокой оценкой и внедрены в проекты ремонтно-восстановительных работ [3-6]. Эти исследования показали необходимость стационарного контроля над телом и грунтами основания плотин. Эти работы необходимы для обоснованного планирования ремонтно-восстановительных работ или прекращения эксплуатации плотины ввиду возможной катастрофы (известны случаи разрушения земляных плотин в процессе ее эксплуатации без сейсмического воздействия).

Для объективной оценки состояния плотин необходимо иметь инструментальные данные о величинах параметров колебаний (частота, ускорение, скорости, смещения) опреде-

ленных точек плотины. Оптимальное число и место расположения точек зависит от формы и размеров плотины. Накопленный опыт работ с земляными плотинами, диктовал разработать современную систему для изучения состояния земляных плотин и методики ее применения, как при сейсмических воздействиях, так и при искусственных возбуждениях тела плотины.

Система должна быть многоканальной и иметь возможность приема и обработки сейсмической информации, поступающей одновременно из десятков сейсмоприемников. Проект предполагает разработку скважинного акселерометра специально для плотин, конструкция которого позволяет размещение в одной скважине до трех акселерометров и фиксацию их на разных уровнях в скважине. Если иметь ввиду, что в каждой точке, как правило, надо измерять три компоненты вектора, то получается, что общее количество измеряемых параметров может достигнуть 30-и и более.

Классическая схема расположения постов с приборами приведена на (рис.1). На всех постах А устанавливаются акселерометры ОСП-2В и ОСП-2Г, сейсмометры С-069В и С-069Г [7] для измерения ускорений и скоростей колебаний почвы в данной точке плотины. На посту же В, в центральной части плотины, устанавливаются три скважинных, трехкомпонентных акселерометра С-062 и проводятся измерения на разных глубинах в скважине. Информация от сейсмоприемников поступает на центральный пост – ЦП, где расположены 64-х канальный коммутатор, 16-и канальный аналого-цифровой преобразователь и компьютер.

Особый интерес, с точки зрения стоимости, представляют линии связи постов А и В с центральным постом ЦП. Связь можно осуществить следующими методами:

- через кабельные линии;
- передачу информации по радиоканалу;
- хранением информации на каждом посту во флеш-памяти, с последующей переброской ее вручную в ЦП.

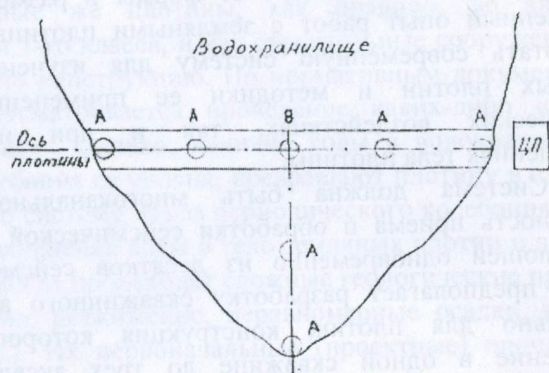


Рис.1

Кабельные линии связи помехоустойчивы, надежны и долговечны. Стоимость этих линий, имея ввиду количество постов и размер плотины, составляет 4500-5000 \$ США.

Передача информации с каждого поста по радиоканалу технически возможна через коммутатор и модем, например, ТМ32 фирмы Pacific Crest, стоимостью не менее 5500 \$ США.

Что касается третьего варианта, то он перспективен для отдельного применения при достаточно большом расстоянии поста от центрального компьютера. В состав модуля памяти входят процессор CPU-188-5 фирмы Fastel, стоимостью 520 \$ США и флеш-диск SDI фирмы Sandisk, стоимостью 75 \$ США. Стоимость этого варианта почти равна стоимости варианта с кабельными линиями, однако он вносит дополнительные трудности при эксплуатации системы.

В конце надо отметить, что все вышеуказанные приборы реально существуют и выпускаются опытным производством СОКТИ НАН РА. Правительство РА посчитало необходимым

оснастить плотину Тавшутского водохранилища указанной системой, а в перспективе и плотину Азатского водохранилища.

Литература.

1. Карапетян С. С. и др. Методика и результаты детального сейсмического районирования территории Мармарикского водохранилища (Армянская ССР). Сейсмологические исследования №9. Межведомственный геофизический комитет при Президиуме АН СССР. М., 1986, с.78-83.
2. Симонян С.С., Бабаджанян А.Г., Карапетян С.С.. Методика детального сейсмического районирования территорий городов и водохранилищ Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Наука о Земле, XXXIX, 1986, N2, с.56-63.
3. Сейсмическое микрорайонирование Тавшутской, Азатской, Ахумской, и Дзюгазской плотин. (контракт CW-GR/10 DAM). Отчет. Фонды ИГИС НАН РА, 1998, -95с.
4. Сейсмическое микрорайонирование Апаранской плотины. Отчет. Фонды ИГИС НАН РА, 1998, 50с.
5. Сейсмическое микрорайонирование Карнутской плотины. Отчет. Фонды ИГИС НАН РА, 1999, 61с.
6. Сейсмическое микрорайонирование территории Гегардалической плотины. Отчет. (контракт DSP-99/008 S1). Отчет. Фонды ИГИС НАН РА, 1999, -66с.
7. Саркисян Р., Гаспарян А. Новый сейсмометр С-069. Сб. научных трудов, посв. 35-летию основания ИГИС, Гюмри, 1996.

ИССЛЕДОВАНИЕ СЕЙСМОСТОЙКОСТИ Ж/Б МОНОЛИТНЫХ СООРУЖЕНИЙ НА СЕЙСМОВЗРЫВНОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ

ШАГИНЯН С.Г.

(НТЦ «Стройиндустрия» ООО)

Уроки Спитакского и других разрушительных землетрясений (Иран, Турция) указали на необходимость повышения качества строящихся объектов, их сейсмоустойчивость, а также усовершенствование расчетов конструкции с тем, чтобы в дальнейшем при сильных и разрушительных землетрясениях здания не разрушались и сохранялась жизнь людей. Этим требованиям, несомненно, отвечают здания из монолитного железобетона.

Для решения поставленной задачи целесообразно вести научные исследования с применением крупномасштабных (1:3, 1:5) моделей зданий, а сейсмическое воздействие имитировать подземными взрывами. Этот прием имеет преимущество перед исследованием сооружений в натуральную величину на сейсмозрывные воздействия:

1. Для модели, по сравнению с оригиналом, потребуется значительное количество зарядов для производства взрывов.
2. В спектре колебания почвы, возникающем при взрыве, преобладают короткопериодные колебания по сравнению с колебаниями почвы при землетрясениях. Поскольку периоды свободных колебаний моделей меньше по сравнению с периодами колебаний сооружений в натуре, то сейсмозрывное воздействие на модели может более точно отобразить поведение сооружения в натуре, нежели путем непосредственного испытания последних на сейсмозрывные воздействия [2]. Опыт показал также эффективность возведения моделей непосредственно на грунте, чем на виброплощадках для исследования на сейсмостойкость. Моделирование здания будет осуществлено в соответствии с теорией подобий твердых деформируемых тел, разработан-

ной впервые армянскими учеными под руководством академика А.Назарова [1]. Приведем краткие изложения теории подобия:

1. Два материала М и М' называются механически подобными, если для них имеются следующие зависимости между напряжением и деформациями: $\sigma = F(\varepsilon, t)$;

$$\frac{\sigma'}{\beta} = F\left(\frac{\varepsilon'}{\gamma}, \frac{t'}{\eta}\right) \quad (1)$$

здесь σ - напряжение, ε - деформация.

Условие (1) требует выполнения следующих равенств:

$$\sigma' = \beta(\sigma); \quad \varepsilon' = \gamma\varepsilon; \quad t' = \eta t \quad (2)$$

где β - множитель подобия для напряжения;

γ - то же для деформации;

η - то же для времени.

Кроме того, плотности ρ и ρ' для М и М' связаны уравнением

$$\rho' = \delta\rho$$

Модули упругости Е и Е', сдвига G и G', коэффициенты ν и ν' связаны уравнениями:

$$E' = \frac{\beta}{\gamma} E; \quad G' = \frac{\beta}{\gamma} G; \quad \nu' = \nu \quad (3)$$

Для динамического подобия следует иметь ввиду, что силы инерции являются объемными, т.е.

$$\rho' \frac{\partial^2 u'}{dt'^2} = \frac{\beta}{\alpha} \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}, \quad (4)$$

здесь α - множитель подобия линейных размеров

$$\eta = \alpha \sqrt{\frac{\delta\gamma}{\beta}}. \quad (5)$$

Релаксация, ползучесть и вязкое сопротивление материалов не учитываются, так как землетрясение является весьма

кратковременным явлением и η заменяем на ξ , не связанное с деформационными свойствами материала, тогда:

$$\xi = \alpha \sqrt{\frac{\delta\gamma}{\beta}}.$$

Из теории подобия следует: периоды свободных колебаний модели и оригинала $T' = \xi T$, смещения $u' = \alpha\gamma u$; скорости

$$v' = \frac{\alpha\gamma}{\xi} v, \text{ ускорения } w' = \frac{\alpha\gamma}{\xi^2} w.$$

Основные положения теории механического подобия применялись при исследовании сейсмостойкости крупноблочного дома на модели 1:3. Динамическое воздействие осуществлялось 8 подземными взрывами разной интенсивности.

3. Вышеуказанная теория применялась при определении сейсмоустойчивости спортивно-концертного комплекса (СКК) в Ереване, а также испытания покрытия спортзала на модели 1:10 (статические испытания).

3. Исследование модели ж/б монолитного 10 эт. дома и 9 эт. каркасно-панельного дома на вибрационное воздействие, соответственно масштаба 1:5 и 1:50, при этом последнее моделировалось с применением материала из пластмассы.

4. Проведен инженерный анализ последствий разрушительного Спитакского землетрясения 1988г. Обследованы более, чем 4000 зданий и сооружений при участии и под руководством автора. Получен богатый и интересный материал, с учетом конструктивных решений зданий и грунтовых условий. Эти данные заложены в проекты нового строительства и восстанавливаемых зданий и сооружений [3].

5. Результаты исследований будут применены для теоретических и экспериментальных работ при проектировании 10 эт. монолитного дома с высокой сейсмоустойчивостью.

Приведем некоторые характеристики проекта:

- Экономическая эффективность по сравнению с существующими постройками, за счет применения легких и легчайших бетонов из перлита, пемзы, туфовых отходов, а также и ячеистых бетонов.

- Экономия, не менее чем в 2 раза, топливно-энергетических средств, за счет улучшения теплотехнических качеств дома.
- Высокая сейсмостойкость за счет снижения массы конструкции и элементов дома.
- Индустриализация строительства, очень важное при массовом строительстве. Применение фибробетонных конструкций и изделий с армировкой базальтового волокна вместо стальной арматуры (также в опалубках).
- Повышение точности расчетов на сейсмические воздействия путем применения современных программ (применение банка данных акселерограмм землетрясений методом конечных элементов, статистические методы), а также разработки совершенно новых методов расчетов, впервые применяемых в мировой практике (с учетом верхних и нижних этажей «гибких» конструкций, отдельно стоящих связывающих элементов и разгрузочных рам, амортизаторов на резино-механических подушках и др.)

Литература

1. Назаров А.Г. Руководство по исследованию механических свойств строительных конструкций на моделях. Изд. НАН РА Ереван, 1966.
2. Шагинян С.Г. Исследование сейсмостойкости крупноблочных домов на моделях. Изд. «Стройиздат», М., 1968.
3. Шагинян С.Г. Особенности Спитакского землетрясения и вопросы сейсмостойкого строительства. Издательство «Айастан», Ереван, 2000.

Ստորագրված է տպագրության 10.01.2002 : Ֆորմատ (14.8 x 21)
Շարվածքը՝ համակարգչային , ԵԻՍԻ համակարգչային կենտրոն:
Ծավալը 25 տպ. մանուլ. Տպաքանակ՝ 150:

ԵԻՍԻ պատճենահանման-բազմացման բաժին:
ք. Գյումրի, Կ. Սարգսյան 5. E-mail iges@shirak.am

500

5605