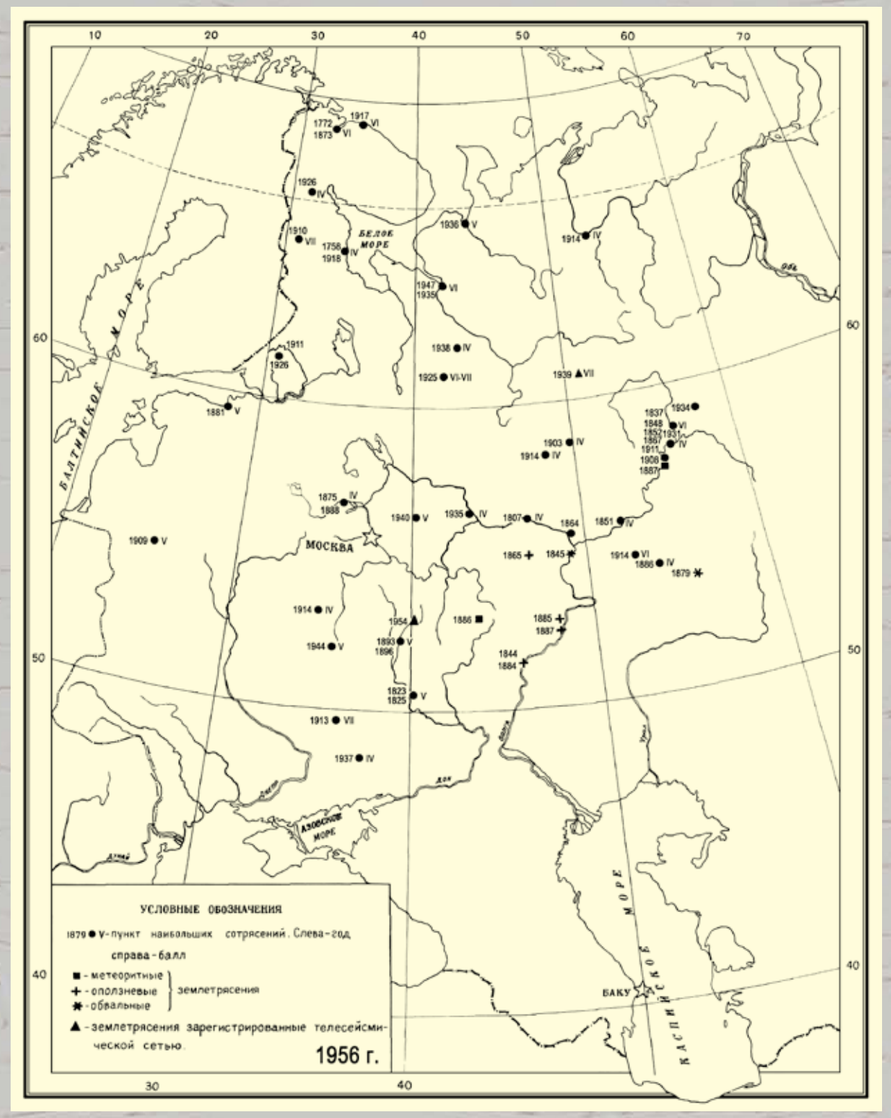
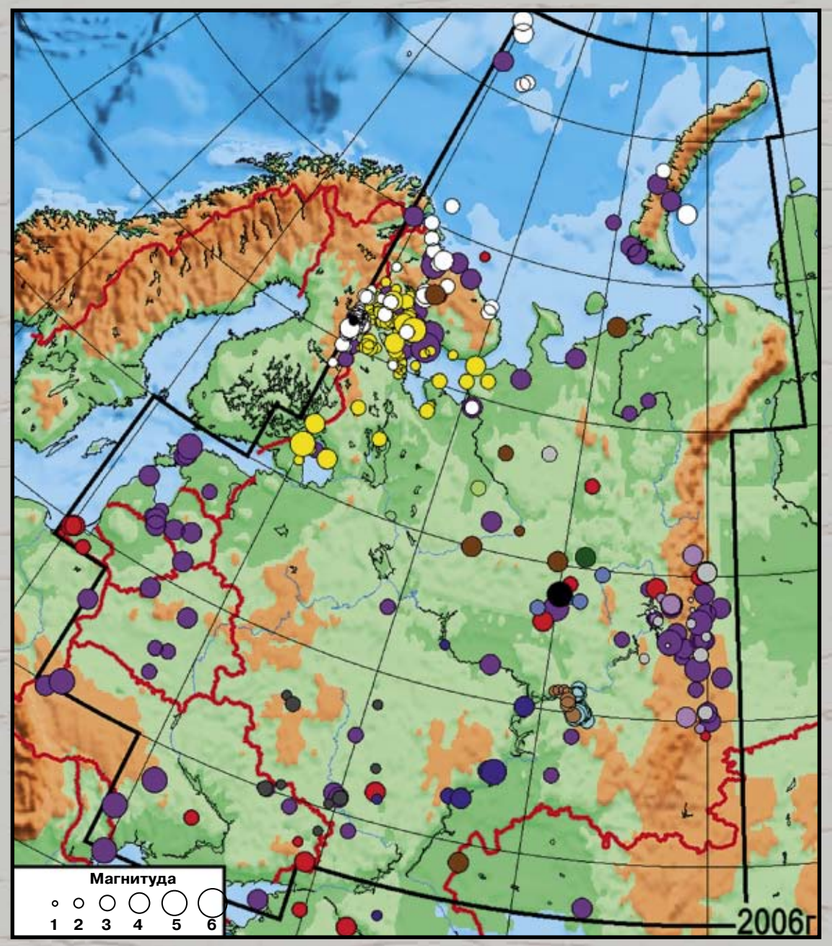


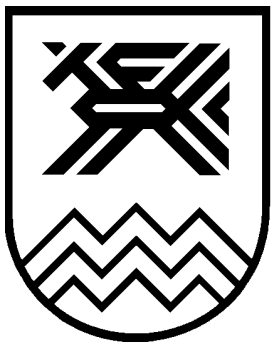
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И МИКРОСЕЙМИЧНОСТЬ В ЗАДАЧАХ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И МИКРОСЕЙМИЧНОСТЬ В ЗАДАЧАХ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ



Книга1

Çемлетрясения



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOPHYSICAL SURVEY
KARELIAN RESEARCH CENTRE
INSTITUTE OF GEOLOGY

EARTHQUAKES AND MICROSEISMICITY IN MODERN GEODYNAMICS PROBLEMS ON THE EAST EUROPEAN PLATFORM

Part 1
Earthquakes

N. V. Sharov, A. A. Malovichko and Y. K. Shchukin (Eds.)

PETROZAVODSK
2007

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ СЛУЖБА
КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И МИКРОСЕЙСМИЧНОСТЬ В ЗАДАЧАХ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Книга 1

Землетрясения

Под редакцией Н. В. Шарова, А. А. Маловичко, Ю. К. Щукина

ПЕТРОЗАВОДСК
2007

УДК 550.34

Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н. В. Шарова, А. А. Маловичко, Ю. К. Щукина. Кн. 1: Землетрясения. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. 381 с.: ил. 255, табл. 53, прил. 2.

Авторы: В. В. Адушкин, Р. Е. Айзберг, А. Г. Аронов, Т. И. Аронова, В. Э. Асминг, Г. Н. Антоновская, С. В. Баранов, Е. Б. Бекетова, А. Н. Виноградов, Ю. А. Виноградов, Е. В. Вторников, И. П. Габсатарова, Р. Г. Гарецкий, А. А. Годзиковская, А. Н. Гуляев, В. С. Дружинин, И. А. Екимова, М. А. Ефременко, А. Д. Жигалин, Э. В. Исанина, Н. К. Капустян, А. К. Карабанов, А. В. Кендзера, В. В. Колмагорова, Н. А. Крупнова, А. А. Маловичко, Л. А. Маловичко, Т. С. Матвеева, Д. Ю. Мехрюшев, В. Н. Мишаткин, Л. И. Надежка, С. Н. Никитин, А. В. Николаев, В. Г. Никулин, В. А. Огаджанов, Р. А. Орлов, В. Ю. Осипов, Г. И. Парыгин, С. П. Пивоваров, Н. А. Пустовалов, И. Н. Сафронич, О. Н. Сафронов, Р. Р. Сероглазов, В. Г. Спунгин, О. Е. Старовойт, С. Б. Турунтаев, В. В. Удоратин, Ю. В. Федотова, Ю. В. Федоренко, П. В. Филатов, В. И. Французова, Л. С. Чепкунас, Н. В. Шаров, Е. В. Шахова, Ю. К. Щукин, Ф. Н. Юдахин, С. И. Южанинова.

В монографии, состоящей из двух книг, впервые в отечественной и мировой литературе рассматриваются аппаратура, методика и результаты инструментальных сейсмических наблюдений землетрясений и микросейсм на слабосейсмичной территории Восточно-Европейской платформы.

Работа состоит из трех частей: методические основы инструментальных сейсмологических наблюдений и особенности строения литосферы Восточно-Европейской платформы; инструментальные данные о региональной сейсмичности; слабые землетрясения и микросейсмы как инструмент решения геодинамических задач, проблем геоэкологии и техногенеза. Рассмотрены особенности методов, применяемых при решении различных геологических задач как регионального, так и локального плана. Основное внимание в книгах сосредоточено на результатах инструментальных сейсмологических наблюдений, полученных в последние годы, явлениях и процессах, порождающих сейсмичность, и других проявлениях современной геодинамики. Работа подводит итог исследований в этой области и ставит задачи по организации сейсмического мониторинга территории Восточно-Европейской платформы.

Монография предназначена для специалистов по наукам о Земле, а также в качестве учебного пособия для студентов старших курсов и аспирантов геолого-геофизического профиля.

Работа подготовлена и издана при финансовой поддержке Геофизической службы РАН.

Authors: V. V. Adushkin, R. E. Aizberg, A. G. Aronov, T. I. Aronova, V. E. Asming, G. N. Antonovskaya, S. V. Baranov, E. B. Beketova, A. N. Vinogradov, Y. A. Vinogradov, E. V. Vtornikov, I. P. Gabsatarova, R. G. Garetsky, A. A. Godzikovskaya, A. N. Gulyaev, V. S. Druzhinin, I. A. Yekimova, M. A. Yefremenko, A. D. Zhigalin, E. V. Isanina, N. K. Kapustyan, A. K. Karabanov, A. V. Kendzera, V. V. Kolmagorova, N. A. Krupnova, A. A. Malovichko, L. A. Malovichko, T. S. Matveyeva, D. Y. Mekhryushev, V. N. Mishatkin, L. I. Nadezhka, S. N. Nikitin, A. V. Nikolaev, V. G. Nikulin, V. A. Ogadzhanov, R. A. Orlov, V. Y. Osipov, G. I. Parygin, S. P. Pivovarov, N. A. Pustovalov, I. N. Safronich, O. N. Safronov, R. R. Seroglazov, V. G. Spungin, O. E. Starovoit, S. B. Turuntaev, V. V. Udoratin, Y. V. Fedotova, Y. V. Fedorenko, P. V. Filatov, V. I. Frantsuzova, L. S. Chepkunas, N. V. Sharov, E. V. Shakhova, Y. K. Shchukin, F. N. Yudakhin, S. I. Yuzhaninova.

Equipment and methods for and the results of instrumental seismic monitoring of earthquakes and microseisms in the weakly seismic East European Platform are discussed for the first time in the Russian and foreign literature.

The monograph falls into three parts: 1) basic methods for instrumental seismological monitoring and the structural characteristics of the lithosphere on the East European Platform; 2) instrumental data on regional seismicity; and 3) weak earthquakes and microseisms as a tool for solving problems in geodynamics, geoecology and industrial landscape development. The use of the methods described for approaching various regional and local problems is discussed. The authors focus their attention on the results of instrumental seismological monitoring obtained in the past few years, the phenomena and processes that give rise to seismicity and other manifestations of modern geodynamics. The results of research in this field are summarized, and goals in the seismic monitoring of the East European Platform are set.

The book is meant for experts in Earth sciences and senior geology and geophysics students and post-graduates.

The monograph was prepared and published with financial support from the Geophysical Survey, Russian Academy of Sciences.

Рецензенты: В. И. Макаров, А. А. Спивак

ISBN 978-5-9274-0278-6 (Кн. 1)
ISBN 978-5-9274-0266-3
ISBN 978-5-9900-2166-2

© Карельский научный центр РАН, 2007
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2007
© Геофизическая служба РАН, 2007

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ-ПОСВЯЩЕНИЕ 9

ВВЕДЕНИЕ (Н. В. Шаров, Ю. К. Щукин) 11

Часть I. МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 14

Глава 1. ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ (А. А. Маловичко, И. П. Габсатарова, Л. С. Чепкунас, О. Е. Старовойт) 14
1.1. Сводный каталог землетрясений для территории Восточно-Европейской платформы . . . 15
1.2. Развитие инструментальных сейсмологических наблюдений на территории ВЕП 20
1.3. Методика обработки записей локальных и региональных сейсмических событий 30
1.3.1. Волновая картина при локальных и региональных землетрясениях 30
1.3.2. Методические приемы обработки цифровых записей слабых сейсмических событий ВЕП 34
1.3.3. Методика получения магнитудных оценок на региональных расстояниях 39
1.4. Примеры получения параметров землетрясений по инструментальным данным 40
1.4.1. Верхошижемское землетрясение 18 января 2000 г. 40
1.4.2. Сальское землетрясение 22 мая 2001 г. 42
1.4.3. Новодарьевское землетрясение 11 мая 2004 г. 45
1.4.4. Калининградские землетрясения 21 сентября 2004 г. 49
Литература 55
Приложение 60
Глава 2. СИСТЕМЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ (В. Н. Мишаткин) 67
2.1. Цели и задачи сейсмических наблюдений 67
2.2. Сети сейсмических наблюдений 70
2.2.1. Датчики 73
2.2.2. Регистраторы данных 77
2.3. Методические рекомендации по выбору мест сейсмических станций 84
Литература 93
Глава 3. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ (А. А. Годзиковская) 94
3.1. Информационные возможности материалов одной сейсмической станции 94
3.2. События, определяющие сейсмичность Восточно-Европейской платформы, Урала и Кольского полуострова, за инструментальный период наблюдений 106
Литература 115
Глава 4. ДИНАМИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ — ОСНОВА СИСТЕМЫ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ПРИРОДНЫМИ ПРОЦЕССАМИ (Ю. К. Щукин) 117
4.1. Прогрессивные «рабочие» идеи предшественников и современников 118
4.2. Первые карты альпийской тектоники 120
4.3. Первые оценки природы землетрясений и карты сейсмичности Европейской России (краткий исторический обзор) 124
4.4. «Живая» тектоника платформенных областей — основа для мониторинга изменяющейся геологической среды 140
4.5. Исследование особенностей глубинного геологического строения и динамики литосферы применительно к задачам инструментальных наблюдений за природными процессами 143
4.5.1. Общие особенности строения коры и мантии 143
4.5.2. Геотермический режим и геодинамика платформенных структур 154
4.6. Строение земной коры Восточно-Европейской платформы 156
4.6.1. Особенности строения земной коры 157
4.6.2. Строение подошвы земной коры — границы Мохоровичича 161
4.6.3. Гетерогенность и подвижность верхней коры Восточно-Европейской платформы по геолого-геофизическим данным 162
4.7. Глубинные динамические (сейсмотектонические) системы Восточно-Европейской платформы как глубинная основа изучения слабосейсмичных областей 165
Литература 172

Часть II. ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О РЕГИОНАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ 173

Глава 1. ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА 173
1.1. Результаты инструментальных сейсмологических исследований на Кольском полуострове (С. В. Баранов, В. Э. Асминг, А. Н. Виноградов, Ю. А. Виноградов) 173
1.2. Техногенная сейсмичность Кольского полуострова (Ю. В. Федотова) 182
1.3. Сейсмичность Карелии (Н. В. Шаров, Е. Б. Бекетова, Т. С. Матвеева, Ю. В. Федоренко, П. В. Филатов, И. А. Екимова) 193
1.3.1. Палеоземлетрясения 193
1.3.2. Инструментальные данные о сейсмичности 195
1.3.3. Методика сейсмологических наблюдений 198
1.4. О сейсмоопасности территории Санкт-Петербурга и Ленинградской области (Э. В. Исанина, Н. К. Капустян, Н. А. Крупнова, С. И. Южанинова) 207
Литература 217
Глава 2. СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ РУССКОЙ ПЛИТЫ 219
2.1. Тимано-Печорская область (Республика Коми) (В. В. Удоратин) 219
2.2. Архангельская область (Ф. Н. Юдахин, В. И. Французова) 234
2.2.1. Сведения об исторической сейсмичности 235
2.2.2. Сейсмическая сеть 237
2.2.3. Анализ результатов сейсмического мониторинга (В. И. Французова) 242
Литература 252
Глава 3. ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ РУССКОЙ ПЛИТЫ 255
3.1. Пермская область (Д. А. Маловичко) 255
3.1.1. Система сейсмологических наблюдений 255
3.1.2. Результаты наблюдений локальными сейсмологическими сетями рудников ВКМКС . . 258
3.1.3. Результаты наблюдений стационарными сейсмическими станциями 260
3.2. Сейсмичность Урала (В. С. Дружинин, В. В. Колмогорова, Г. И. Парыгин, А. Н. Гуляев, С. Н. Никитин, Н. А. Пустовалов, В. Ю. Осипов) 263
3.3. Поволжье (В. А. Огаджанов) 276
3.3.1. Изученность сейсмичности инструментальными методами 278
3.3.2. Особенности динамики изменения местной сейсмичности. 280
Литература 287
Глава 4. ЮЖНАЯ ЧАСТЬ РУССКОЙ ПЛИТЫ (Л. И. Надежка, С. П. Пивоваров, Д. Ю. Мехрюшев, И. Н. Сафронич, Е. Ю. Вторников) 289
4.1. Некоторые сведения о Воронежском кристаллическом массиве 289
4.1.1. Краткая геолого-геофизическая характеристика ВКМ 290
4.1.2. Сейсмическая активность территории Воронежского кристаллического массива по данным об исторической сейсмичности и косвенным материалам 292
4.2. Сейсмичность территории ВКМ по данным экспериментальных наблюдений 293
4.2.1. Региональная сеть сейсмических наблюдений на территории ВКМ 293
4.2.2. Анализ местных сейсмических событий, зарегистрированных региональной сетью . . 296
Литература 304
Приложение 305
Глава 5. ЮГО-ЗАПАДНЫЕ РЕГИОНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (А. В. Кендзера) 310
5.1. Местные землетрясения 311
5.2. Землетрясения района ЧАЭС 317
5.3. Землетрясения Донбасса 320
5.4. Потенциал местных землетрясений юго-восточного района ВЕП 321
5.5. Влияние землетрясений зоны Вранча 321
Литература 325
Глава 6. СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЕ РЕГИОНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 328
6.1. Основные черты тектоники запада Восточно-Европейской платформы (Р. Е. Айзберг, А. К. Карабанов) 328
6.2. Исторические и современные ощутимые землетрясения (Т. И. Аронова) 342
6.3. Общая характеристика сети сейсмических наблюдений 350
6.3.1. Сеть сейсмических станций Беларуси (А. Г. Аронов, Р. Р. Сероглазов, Т. И. Аронова) 350
6.3.2. Сеть сейсмических станций стран Балтии (В. Г. Никулин) 353
6.4. Сейсмичность территории Беларуси (А. Г. Аронов, Р. Р. Сероглазов, Т. И. Аронова) . . 357
6.5. Сейсмичность территории стран Балтии (В. Г. Никулин) 364
6.6. Сейсмотектоническое районирование западной части Восточно-Европейской платформы (Р. Е. Айзберг, А. Г. Аронов, Р. Г. Гарецкий, А. К. Карабанов, О. Н. Сафронов, Р. Р. Сероглазов, Т. И. Аронова) 368
Литература 378

CONTENTS

DEDICATION 9

INTRODUCTION (N. V. Sharov, Y. K. Shchukin) 11

Part I. BASIC METHODS FOR INSTRUMENTAL SEISMOLOGICAL MONITORING AND THE STRUCTURAL CHARACTERISTICS OF THE LITHOSPHERE OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM 14

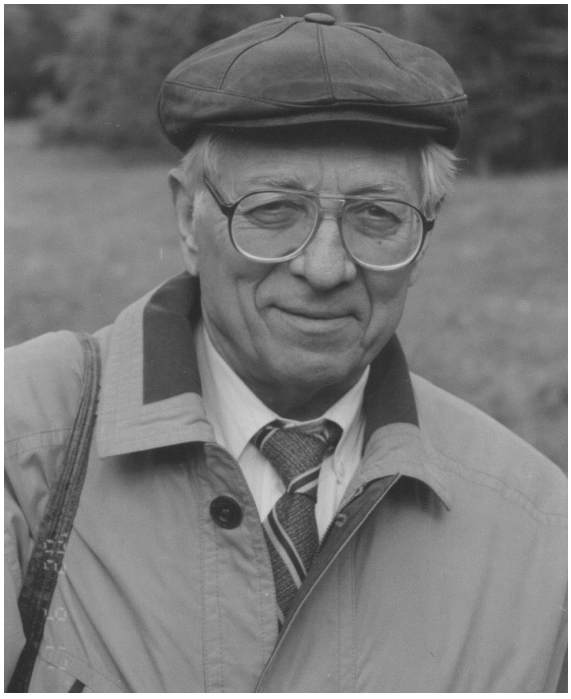
Chapter 1. INSTRUMENTAL SEISMOLOGICAL MONITORING ON EEP (A. A. Malovichko, I. P. Gabsatarova, L. S. Chepkunas, O. E. Starovoit) 14
1.1. Summary catalogue of earthquakes for the East European Platform 15
1.2. Instrumental seismological monitoring on EEP: background 20
1.3. Procedure for processing records of local and regional seismic events 30
1.3.1. Wave pattern during local and regional earthquakes 30
1.3.2. Techniques for processing digital records of weak seismic events on EEP 34
1.3.3. Procedure for estimation of magnitude values at regional distances 39
1.4. Estimation of earthquake parameters from instrumental data: examples 40
1.4.1. Verkhoshizhemskoye earthquake of 18 January, 2000 40
1.4.2. Salskoye earthquake of 22 May, 2001 42
1.4.3. Novodaryevskoye earthquake of 11 May, 2004 45
1.4.4. Kaliningrad earthquakes of 21 September, 2004 49
Literature 55
Annex 60
Chapter 2. SEISMIC MONITORING SYSTEMS (V. N. Mishatkin) 67
2.1. Goals of seismic monitoring 67
2.2. Seismic monitoring networks 70
2.2.1. Meters 73
2.2.2. Data recorders 77
2.3. Methods recommended for selecting seismic station sites 84
Literature 93
Chapter 3. INTERPRETATION OF SEISMIC MONITORING UNDER DIFFERENT GEODYNAMIC CONDITIONS (A. A. Godzikovskaya) 94
3.1. Informative potential of data from one seismic station 94
3.2. Events responsible for the seismicity of the East European Platform, the Urals and the Kola Peninsula over an instrumental observation period 106
Literature 115
Chapter 4. DYNAMIC GEOLOGY: THE BASIS OF A SYSTEM OF MONITORING OF NATURAL PROCESSES (Y. K. Shchukin) 117
4.1. Progressive «working» ideas of predecessors and contemporaries 118
4.2. The first maps of Alpine tectonics 120
4.3. The first attempts to assess earthquake nature and seismic maps of European Russia (brief historical review) 124
4.4. «Living» tectonics of platform provinces: a basis for monitoring of the changing geological environment 140
4.5. The study of the deep geological structure and dynamics of the lithosphere as applied to instrumental monitoring of natural processes 143
4.5.1. Common structural characteristics of the crust and the mantle 143
4.5.2. Geothermal regime and geodynamics of platform structures 154
4.6. Crustal structure of the East European Platform 156
4.6.1. Structural characteristics of the earth crust 157
4.6.2. Basal structure of the earth crust-Moho discontinuity 161
4.6.3. Heterogeneity and mobility of the upper crust of the East European Platform as shown by geological and geophysical data 162
4.7. Deep dynamic (seismotectonic) systems of the East European Platform as a deep basis for the study of weakly seismic provinces 165
Literature 172

Part II. INSTRUMENTAL DATA ON REGIONAL SEISMICITY 173

Chapter 1. EASTERN FENNOSCANDIAN SHIELD 173
1.1. Results of instrumental seismic studies on the Kola Peninsula (S. V. Baranov, V. E. Asming, A. N. Vinogradov, Y. A. Vinogradov) 173
1.2. Artificially induced seismicity of the Kola Peninsula (Y. V. Fedotova) 182
1.3. Seismicity of Karelia (N. V. Sharov, E. B. Beketova, T. S. Matveyeva, Y. V. Fedorenko, P. V. Filatov, I. A. Yekimova) 193
1.3.1. Paleoearthquakes. 193
1.3.2. Instrumental data on seismicity 195
1.3.3. Seismological observation techniques 198
1.4. On the seismic danger of St.Petersburg and the Leningrad Oblast (E. V. Isanina, N. K. Kapustyan, N. A. Krupnova, S. I. Yuzhaninova) 207
Literature 217
Chapter 2. NORTHERN RUSSIAN PLATE 219
2.1. Timan-Pechora Oblast, Komi Republic (V. V. Udoratin) 219
2.2. Arkhangelsk Oblast (F. N. Yudakhin, V. I. Frantsuzova) 234
2.2.1. Information on historical seismicity 235
2.2.2. Seismic network 237
2.2.3. Analytical results of seismic monitoring (V. I. Frantsuzova) 242
Literature 252
Chapter 3. EASTERN RUSSIAN PLATE 255
3.1. Perm Oblast (D. A. Malovichko) 255
3.1.1. Seismological monitoring system 255
3.1.2. Results of monitoring by local seismological VCMCS mine networks 258
3.1.3. Results of monitoring by permanent seismic stations 260
3.2. Seismicity of the Urals (V. S. Druzhinin, V. V. Kolmogorova, G. I. Parygin, A. N. Gulyaev, S. N. Nikitin, N. A. Pustovalov, V. Y. Osipov) 263
3.3. Povolzhye (Volga river area) (V. A. Ogadzhanov) 276
3.3.1. Extent of study of seismicity by instrumental methods 278
3.3.2. Local seismicity variation dynamics 280
Literature 287
Chapter 4. SOUTHERN RUSSIAN PLATE (L. I. Nadezhka, S. P. Pivovarov, D. Y. Mekhryushev, I. N. Safronich, E. Y. Vtornikov) 289
4.1. Some information on the Voronezh crystalline massif (VCM) 289
4.1.1. Brief geological and geophysical description of VCM. 290
4.1.2. Seismic activity of the Voronezh crystalline massif based on historical seismicity data and indirect evidence 292
4.2. Seismicity of VCM based on experimental monitoring data 293
4.2.1. Regional seismic monitoring network in VCM 293
4.2.2. Analysis of local seismic events recorded by the regional network 296
Literature 304
Annex 305
Chapter 5. SOUTH-WESTERN REGIONS OF EEP (A. V. Kendzera) 310
5.1. Local earthquakes 311
5.2. Earthquakes in the CHAES area 317
5.3. Earthquakes in Donbass 320
5.4. Local earthquake potential of the southeastern part of EEP 321
5.5. The effect Vranch zone earthquakes. 321
Literature 325
Chapter 6. NORTH-WESTERN REGIONS OF EEP 328
6.1. Basic tectonic characteristics of the western East European Platform (R. E. Aizberg, A. K. Karabanov) 328
6.2. Historical and modern appreciable earthquakes (T. I. Aronova) 342
6.3. General characteristics of the seismic monitoring network 350
6.3.1. Seismic network of Belarus (A. G. Aronov, R. R. Seroglazov, T. I. Aronova) 350
6.3.2. Seismic network of the Baltic states (V. G. Nikulin) 353
6.4. Seismicity of Belarus (A. G. Aronov, R. R. Seroglazov, T. I. Aronova) 357
6.5. Seismicity of the Baltic states (V. G. Nikulin) 364
6.6. Seismotectonic zoning of the western East European Platfom (R. E. Aizberg, A. G. Aronov, R. G. Garetsky, A. K. Karabanov, O. N. Safronov, R. R. Seroglazov, T. I. Aronova) 368
Literature 378

ПРЕДИСЛОВИЕ-ПОСВЯЩЕНИЕ

Коллективная монография посвящена одному из ее авторов и вдохновителей Юрию Константиновичу Щукину в связи с его 70-летием. Выпускник кафедры динамической геологии Московского университета имени М. В. Ломоносова (1960 г.) первые уроки и практику полевой геологии получил в горных областях Тянь-Шаня и Восточного Саяна. Затем был Карпато-Балканский регион. Проблемы сейсмотектоники этого региона, которые Ю. К. Щукин изучал, сначала работая в Институте сейсмологии в Кишиневе, а затем обучаясь в аспирантуре Московского университета под руководством профессора Г. П. Горшкова, были предметом кандидатской диссертации, успешно защищенной в 1967 г. Этим же проблемам была посвящена монография «Геофизические поля и сейсмичность восточной части Карпато-Балканского региона», написанная Ю. К. Щукиным вместе с известным болгарским геофизиком Т. Добревым и опубликованная в издательстве «Наука» в 1974 г. В ней достаточно определенно обозначились приоритеты дальнейшей научной и организационной деятельности Юрия Константиновича — это комплексное исследование сейсмотектоники, сейсмичности и минерагении на основе классической геологии и геофизики.



Этому, очевидно, в немалой степени способствовало тесное общение Ю. К. Щукина с человеком широких знаний и глубокой культуры профессором Г. П. Горшковым, а также с профессорами В. И. Славиным и В. Е. Хаиным. И, конечно же, его работа в Лаборатории региональных глубинных исследований ВНИИГеофизики — головной организации Министерства геологии и охраны недр СССР (впоследствии Министерства природных ресурсов РФ) по развитию и использованию геофизических методов для поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Став руководителем этой лаборатории (с 1978 г.), он убежденно осуществлял главное предназначение геолого-геофизических исследований — направленность на развитие минерально-ресурсной базы страны. Вместе с тем благодаря своей увлеченности, стараниям и умению он поднял на высокий уровень изучение организациями Мингео проблемы сейсмичности и современной геодинамики территории СССР. Этой лабораторией был выполнен огромный объем оригинальных научных исследований и обобщений по разнообразным аспектам глубинного строения и сейсмичности обширных территорий как всего СССР, так и отдельных его регионов. Результаты этих работ, во многом уникальные, систематически публиковались и, необходимо подчеркнуть, до сих пор являются востребованными.

В 1979 г. на Ученом Совете Геологического факультета Московского университета Ю. К. Щукин успешно защищает докторскую диссертацию.

Успех научной и организационной деятельности Ю. К. Щукина в значительной мере определяется широким кругом профессионального общения, к которому наш уважаемый юбиляр имеет необычайный талант. В этом круге мы видим множество специалистов самых разных рангов и занимаемого положения. Среди них укажем, например, такие известные фамилии, как В. В. Адушкин, Е. В. Артюшков, В. В. Белоусов, Н. А. Белявский, А. А. Борисов, В. И. Бунэ,

Е. В. Карус, Ю. А. Косыгин, Л. И. Красный, Ю. Г. Леонов, А. В. Николаев, Н. И. Николаев, А. В. Пейве, М. К. Полшков, Н. Н. Пузырев, Ю. В. Ризниченко, А. Б. Ронов, Д. В. Рундквист, Л. Н. Рыкунов, М. А. Садовский, Г. А. Соболев, В. Б. Соллогуб, В. Н. Страхов, В. В. Федынский, Э. Э. Фотиади, Н. И. Хитаров, А. В. Чекунов, Н. В. Шебалин, А. Д. Щеглов, Ф. Н. Юдахин, А. Л. Яншин.

Сам Юрий Константинович благодаря особым своим качествам, умению и желанию выслушать, помочь, поддержать, а также охладить и уберечь от заблуждений уже долгие годы, без преувеличения, является авторитетным экспертом и центром притяжения как для специалистов своего поколения, так и для более молодых коллег. В этом отношении убедительным примером служит серия научных конференций, посвященных проблемам строения, новейшей и современной геодинамики, сейсмичности и металлогении платформенных территорий. По инициативе и благодаря организаторскому таланту Ю. К. Щукина они проводятся ежегодно, начиная с 1996 г., в разных городах Европейской России (Саратов, Санкт-Петербург, Архангельск, Иркутск, Воронеж, Екатеринбург, Ярославль, Москва, Петрозаводск, Сыктывкар) и неизменно собирают все больше и больше участников. Первоначально эти конференции посвящались почти исключительно проблемам Восточно-Европейской платформы, которой Ю. К. Щукин неизменно уделял и уделяет особое внимание. Эта платформа остается в центре внимания всех этих конференций, однако спектр обсуждаемых проблем стал шире, хотя платформенная тематика по-прежнему является главной.

Отменная результативность работ Ю. К. Щукина, его лаборатории и организуемых им конференций в значительной мере объясняется широтой постановки задач и их решением на основе совокупности факторов и условий, определяющих изучаемые структуры, процессы и явления. При этом Ю. К. Щукин руководствуется несколькими непреложными методическими принципами и концепциями геологии, которые можно считать достаточно известными, но которые нередко упускаются в исследованиях и изысканиях. В числе этих положений выделим следующие:

• Необходимость объемного рассмотрения геологических структур и, прежде всего, глубинность источников тектонических процессов и необходимость обязательного соответствия приповерхностных структур и процессов с глубинными корнями.

• Дискретность и анизотропия литосферы. Вещественная, структурная и реологическая дисгармония и расслоенность литосферы и земной коры. Латеральная делимость земной коры и отдельных ее слоев.

• Историзм геологических структур и процессов. Наследованность и, обязательно, эволюционность развития как приповерхностных, так и глубинных структур. Наличие старого в молодом и молодого в старом.

• Динамическое взаимодействие разнотипных, разновозрастных, разноранговых и разноглубинных структур.

• Динамическая и тектоническая расслоенность литосферы и земной коры. Разноэтажная тектоника. Наличие класса скрытых структур (в том числе сейсмогенных и минерагенических).

• Концепция глубинных геодинамических систем, основанная на идее взаимосвязи и взаимодействия орогенов и платформ.

• Динамический характер сопряженности сред с разными режимами развития и пространственная неустойчивость процессов в изменяющейся среде.

• Приоритет фактов над умозрительными заключениями.

И еще. Юрий Константинович Щукин один из, увы, немногих, кто не забывает обращаться к трудам и воздает должное нашим предшественникам, близким и далеким, которые сформулировали много фундаментальных и до сих пор актуальных выводов и представлений по многим принципиальным вопросам геологии и геофизики.

Своими богатыми научными, методическими и общечеловеческими знаниями и опытом, которые кратко охарактеризованы выше, Юрий Константинович щедро делится с коллегами — сверстниками и молодыми специалистами. И вполне закономерной является его популярность как рецензента многих научных изданий, как оппонента докторских и кандидатских диссертаций. И более 300 диссертантов с уважением и благодарностью помнят его, может быть, не столько как оппонента, сколько как их наставника.

Авторы этой книги с удовольствием и со всей искренностью поздравляют Юрия Константиновича Щукина с 70-летием со дня рождения и желают ему дальнейших успехов и процветания.

ВВЕДЕНИЕ

Восточно-Европейская платформа (ВЕП) представляет собой неправильной формы глыбу континентальной коры, которая расположена в Европе от Скандинавии до Уральского складчатого сооружения. Граница платформы до настоящего времени во многих местах проведена условно, и имеется целый ряд неясных вопросов о строении этой структуры [Литосфера Центральной.., 1989]. На востоке платформу обрамляет герцинское складчатое сооружение Урала субмеридионального направления. На широте около 60° граница платформы поворачивает на северо-запад, трассируется вдоль Тиманской зоны поднятий, вблизи п-ова Канин и побережья Кольского полуострова, в северных частях полуостровов Рыбачий и Варангер. В западной части п-ова Варангер граница платформы поворачивает на юго-запад и на протяжении 1500 км следует вдоль края Скандинавских каледонид. Граница платформы к юго-западу от Балтийского щита проводится неоднозначно. Многие исследователи проводят ее вдоль линии Тейссейре-Торнквиста — в юго-восточном направлении от южного побережья Норвегии к Южной Швеции и затем к Свентокшиским горам в Польше. Между верховьями р. Вислы и низовьями р. Дунай граница платформы проходит вдоль северо-восточного борта Предкарпатского прогиба. На юге платформа граничит со Скифской плитой, занимающей Равнинный Крым и Предкавказье. Южная граница от устья р. Дунай трассируется к востоку, пересекает северо-западную часть Черного и северную часть Азовского морей и далее прослеживается в широтном направлении до г. Сальска. Здесь она резко поворачивает к западу-северо-западу, огибая Ростовско-Сальский выступ добайкальского фундамента и герцинское сооружение Донбасса. От среднего течения р. Северный Донец граница трассируется вдоль северного края восточного продолжения Донбасса, достигает побережья Каспийского моря в 100 км южнее устья р. Эмбы, где поворачивает к северу, огибая Прикаспийскую впадину, и проходит в районе г. Актюбинска к южному окончанию Предуральского краевого прогиба.

Основная часть Восточно-Европейской платформы на карте сейсмического районирования России ОСР-97 отнесена к области с пятибалльными сотрясениями, что обусловлено не столько уровнем сейсмичности, сколько слабой изученностью и отсутствием надежных статистических данных. В то же время для строительства особо важных объектов, подземных хранилищ, гидро- и атомных электростанций, газопроводов и в слабосейсмичных областях требуется учет возможностей крайне редких сильных сейсмических событий.

На первый взгляд может показаться, что изучение слабых, т. е. неразрушительных, а иногда и не ощутимых для человека землетрясений не может представлять большого интереса. Однако в настоящее время проблема изучения слабых землетрясений, доступных обнаружению и регистрации лишь с помощью сейсмографов, приобрела особое значение. Причины в этом следующие. Прежде всего, инструментальные наблюдения слабых землетрясений в дополнение к сильным можно использовать для проведения детального сейсмического районирования, т. е. установления степени сейсмической опасности для отдельных территорий при строительстве различных сооружений. Слабые землетрясения происходят довольно часто, в отличие от сильных, что позволяет относительно быстро накопить материал наблюдений, достаточный для статистических выводов. Этот сейсмический статистический подход должен дополняться физическим и геологическим обоснованием и распространяется также на экономическую сторону проблемы по сейсмостойкому строительству [Слабые землетрясения, 1961].

Изучение слабых землетрясений актуально и при разработке методов обнаружения подземных ядерных взрывов. При рассмотрении методов контроля подземных ядерных взрывов, включая их обнаружение, идентификацию и оценку мощности, следует иметь в виду, что все, даже самые эффективные методы идентификации сейсмических явлений имеют вероятностный характер. С учетом этих требований при контроле Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний, принятых на Генеральной Ассамблее ООН 10 сентября 1996 г., акцент

делается на обнаружении и идентификации явлений на региональных расстояниях от эпицентра [Кедров, 2005]. Возникает трудность идентификации промышленных химических взрывов в карьерах горно-рудных предприятий, т. е. различение их сейсмического эффекта от местных землетрясений, что является еще одной причиной повышенного интереса к слабым землетрясениям.

Детальное изучение сейсмических режимов преимущественно слабых землетрясений для отдельных районов сможет оказать помощь в разработке методов прогноза сильных землетрясений по времени, месту и по силе. При постановке сейсмологических исследований приоритет отдается изучению районов с высокой сейсмической активностью, поэтому сейсмические исследования спокойных и слабоактивных районов практически не финансируются. Этим можно объяснить острый дефицит сейсмологической информации, необходимой для достоверной оценки современной активности Восточно-Европейской платформы. Такие данные могут быть получены только путем расширения сети сейсмических станций, так как это густонаселенные районы, здесь сосредоточены экологически опасные объекты (АЭС, подземные хранилища, трубопроводы и т. п.) и отмечается в последние годы заметная или повышенная сейсмичность.

В настоящее время завершается замена аналоговых сейсмических станций на цифровую регистрацию и автоматизированную обработку сейсмологических данных. Большой опыт практической работы с сейсмограммами, которым обладают сейсмологи старшего поколения, может исчезнуть вместе с ними. Необходимо сохранить накопленные знания при выделении сейсмического сигнала на фоне помех и последующей обработки данных.

Главная задача предлагаемой монографии — привлечь внимание читателей к слабо разработанным вопросам анализа и синтеза геологических и сейсмических данных, к современной геодинамике Восточно-Европейской платформы; обобщить накопленный опыт исследований в отдельных регионах с целью организации непрерывного сейсмического мониторинга территории ВЕП. При этом необходимо решить следующие задачи:

— совершенствование методологии и сейсмологической сети мониторинга для изучения слабосейсмичной территории;

— проведение скоординированной и совместной регистраций природных и искусственных сейсмических событий на территории регионов, регулярный обмен сейсмогеологической информацией, коррекция каталогов;

— изучение структурно-вещественных характеристик сейсмогенных и несейсмичных блоков земной коры с целью количественной оценки их сейсмотектонического потенциала;

— получение дополнительной информации для понимания региональной и техногенной сейсмичности.

В данной монографии внимание сосредоточено на результатах инструментальных сейсмологических наблюдений, полученных в последние годы, явлениях и процессах, порождающих сейсмичность, на других проявлениях современной геодинамики. В первой части содержатся основные методические, аппаратурные и геологические разработки, необходимые для создания измерительной сети сейсмологических наблюдений на Восточно-Европейской платформе. Вторая часть посвящена результатам изучения слабой сейсмичности отдельных регионов (характеристика региональной или локальной сетей, система сбора и обработки данных, особенности наблюдений, основные сейсмогенерирующие зоны). В третьей, заключительной части анализируются результаты регистрации землетрясений на Восточно-Европейской платформе и возможность их использования для решения геологических задач, проблем геоэкологии и техногенеза.

Чего все же не удалось избежать? Не удалось выдержать описание сейсмичности по основным тектоническим подразделениям платформы, в первую очередь, из-за принадлежности региональных сейсмических сетей административной «делимости». Тем не менее сейсмотектоника «просвечивает» через нетектонические границы. Пока это неизбежность. В небольшом очерке мы попытались обосновать принципиальную связь очаговой сейсмичности непосредственно с неоднородностями земной коры или опосредованно — со скоростными неоднородностями и другими свойствами верхней мантии. В дальнейшем на эту тему планируются специальные исследования (см. заключение).

Не удалось полностью согласовать макросейсмические данные с инструментальными сведениями о землетрясениях на платформе. Эти данные оказались не всегда обеспеченными достоверной информацией, а потому неготовыми для практических решений. От этого

«пострадала» верхняя (а по времени — самая древняя) часть обобщенного каталога землетрясений Восточно-Европейской платформы. Составители и редакторы публикации приветствуют известные достижения ныне здравствующих исследователей по исторической сейсмологии, прежде всего, И. В. Ананьина и А. А. Никонова, но мы пока обошлись лишь небольшим очерком по истории становления наблюдательной сейсмологии в контексте задач нашего издания. Надеемся в будущем совместить макросейсмические и инструментальные данные со сведениями по тектонике и глубинному строению в тех направлениях, которые предложены в заключительном разделе текста.

Большинство авторов избежало ответственных вопросов сейсмического районирования, остановившись, прежде всего, на формировании инструментальной базы землетрясений, подойдя лишь к вопросам сейсмической активности и опасности платформы, ее обрамления.

Итак, монография подводит итог исследованиям важного этапа изучения сейсмичности Восточно-Европейской платформы и обращена к будущим комплексным решениям и построениям на геолого-геофизической основе. Она рассчитана на молодых геофизиков, которые придут на смену нашему поколению.

Основные результаты, изложенные в двух книгах, получены в итоге проведения работ по Программе фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН № 6 «Геодинамика и механизмы деформации литосферы», координаторы — акад. А. О. Глико и Ю. Г. Леонов, и в рамках темы «Глубинное строение литосферы и современная геодинамика восточной части Фенноскандинавского щита по сейсмическим данным».

Авторы благодарны официальным рецензентам зав. лабораторией эндогенной геодинамики и новейшей тектоники Института геоэкологии РАН докт. геол.-минер. наук В. И. Макарову и зав. лабораторией региональной геодинамики Института динамики геосфер РАН докт. физ.-мат. наук А. А. Спиваку, сделавшим ряд ценных замечаний по рукописи, которые учтены в ее окончательной редакции.

Литература

Кедров О. К. Сейсмические методы контроля ядерных испытаний. М.: ИФЗ РАН, 2005. 420 с.

Слабые землетрясения / Ред. Ю. В. Ризниченко. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1961. 533 с.

ЧАСТЬ I

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ГЛАВА 1

ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Организация и проведение сейсмического мониторинга территории Восточно-Европейской платформы (ВЕП) занимает важное место в создании системы комплексного изучения динамики тектонических, техногенных и геоэкологических процессов. Направления развития сейсмических наблюдений и анализ регистрационных возможностей сейсмической сети на ВЕП описывались в ряде работ [Старовойт и др., 2000, 2004б].

Восточно-Европейская платформа относится к регионам со слабой сейсмической активностью. В связи с этим она долгое время не являлась первоочередным объектом сейсмического мониторинга, который проводился сейсмологическими экспедициями Академии наук в СССР, а позднее Геофизической службой РАН на территории Российской Федерации. Однако, с учетом высокого уровня урбанизации, наличия ответственных и экологически опасных объектов, таких как атомные станции и гидроэлектростанции, повышенной плотности населения в многочисленных промышленных центрах, в последние 15 лет развитию сейсмического мониторинга на ВЕП уделяется особое внимание.

Насколько же сейсмична территория Восточно-Европейской платформы и какие возможности имеются в настоящее время для ее исследования?

Тот факт, что на платформах могут происходить сильные, а иногда и катастрофические землетрясения, широко известен [Гутенберг, Рихтер, 1948; Рихтер, 1963; Хромовских, Никонов, 1984]. Эти землетрясения практически всегда оказывались неожиданными, так как исследованию сейсмичности на платформах обычно не уделялось достаточного внимания в связи с редкостью возникновения на них землетрясений. Следует напомнить о таких сильных землетрясениях в платформенных условиях, как 11-балльное 1556 г. и 11—12-балльное 1920 г. на Китайской платформе; 9—10-балльные Газлийские землетрясения 1976 г. на Туранской платформе; 9—10-балльные Нью-Мадридские 1811—1812 гг. на Северо-Американской платформе; Западнодеканское землетрясение 1967 г. с интенсивностью 8—9 баллов на Индийской платформе и др. [Хромовских, Никонов, 1984].

На территории ВЕП наиболее значительные землетрясения относятся к историческому периоду. В XVI—XIX вв. здесь известны достаточно сильные сейсмические события с силой сотрясения до 6—8 баллов [Ананьин, 1977; Special Earthquake Catalogue.., 1996].

На Балтийском щите в системе Кандалакшского грабена в 1542 г. и 1626 (1627) г. произошли два землетрясения с магнитудами $M = 5{,}0$ и $M = 6{,}3$, ощущавшиеся до 7 и 8 баллов соответственно. Известны землетрясения с магнитудами около 5,0 на Кольском полуострове (1772 г.; 1873 г.), на территории Кировской области (1809 г.), в бассейне р. Печоры (1897 г.), на побережьях Белого (1911 г.) и Баренцева (1917 г.) морей. Их параметры получены на основе макросейсмических данных по результатам анализа и интерпретации имеющихся в литературе источников.

В XX в. на ВЕП также имели место землетрясения, но их магнитуды не превышали значений M = 4,5–4,8.

Согласно нормативно утвержденным в 1999 г. «Картам общего сейсмического районирования территории Российской Федерации» [Уломов, Шумилина, 1999], большая часть территории ВЕП относится к асейсмичным и слабосейсмичным районам. В то же время в отдельных зонах ВЕП возможны землетрясения с интенсивностью толчков до 7 баллов. Специально выполненные Н. Е. Грачевым (1996) исследования по оценке максимально возможных магнитуд M_{max} землетрясений на ВЕП показали, что в пределах центральной части платформы возможны землетрясения с M_{max} = 5,0–5,5, в Уральском регионе – с M_{max} = 5,4–5,8, а на территории Балтийского щита – с $M_{max} \geq 6,0$.

1.1. СВОДНЫЙ КАТАЛОГ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Для анализа сейсмичности ВЕП был составлен «Сводный каталог землетрясений территории Восточно-Европейской платформы за период с древнейших времен до 2005 года», который в дальнейшем будет называться «Сводным каталогом землетрясений ВЕП». При составлении каталога были использованы генерализованные границы ВЕП (табл. 1.1), которые с некоторым «запасом» охватили фактические геологические границы ВЕП (рис. 1.1).

Основу «Сводного каталога землетрясений ВЕП» составляет «Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии с древнейших времен до 1995 г.» [Special Earthquake Catalogue.., 1996], созданный большим коллективом сейсмологов под руководством Н. В. Кондорской и В. И. Уломова в процессе выполнения работ по сейсмическому районированию территории России. «Специализированный каталог...» опубликован на сайте Института физики Земли РАН и содержит данные о землетрясениях с магнитудами M > 3,5 по всем регионам России, в том числе и по территории Восточно-Европейской платформы.

Таблица 1.1. Границы Восточно-Европейской платформы, принятые при составлении «Сводного каталога землетрясений ВЕП»

φ, °N	λ, °E	φ, °N	λ, °E	φ, °N	λ, °E	φ, °N	λ, °E
46.0	29.0	50.0	29.0	50.0	23.0	54.3	23.0
54.3	19.5	60.0	19.5	60.0	27.0	62.0	27.0
62.0	29.0	78.0	29.0	78.0	70.0	75.0	70.0
75.0	68.0	65.0	68.0	65.0	62.0	48.0	62.0
48.0	39.0	46.0	39.0				

Значительную часть «Сводного каталога землетрясений ВЕП» составляют данные об инструментально зарегистрированных землетрясениях, которые заимствованы из Сейсмологических бюллетеней Геофизической службы РАН за период с 1990 по 2005 г., а также региональных каталогов Западного Урала, Татарстана и других регионов.

При анализе данных, опубликованных в «Специализированном каталоге землетрясений Северной Евразии...», ряд событий был изъят, а для некоторых уточнены и исправлены отдельные параметры.

Так, исключено событие в районе г. Тамбова 30 декабря 1954 г. (φ = 53°N, λ = 40°E, M = 4,8), являвшееся для центральной части ВЕП наиболее значительным и определившее в свое время оценку сейсмической опасности для проектировавшихся Калининской и Воронежской АЭС. На основании детального анализа инструментальных данных сейсмических станций «Москва» и «Степановское» был сделан вывод о том, что это событие является взрывом [Годзиковская и др., 2002; Чепкунас и др., 2003]. Координаты события остались прежними, а его уточненная магнитуда составила M = 3,7.

В соответствии с данными [Мирзоев и др., 2000] исправлено время возникновения и уточнена магнитуда Альметьевского землетрясения 23 сентября 1986 г.

В соответствии с работой [Никонов и др., 2001] уточнены параметры одного из сильнейших землетрясений на Европейском Севере в XX в. – Сысольского землетрясения 1939 г. на территории Республики Коми.

В итоге в «Сводный каталог землетрясений ВЕП» включены данные о 550 землетрясениях, из них 372 – с магнитудами M > 2,5 и 174 – с M > 3,5.

Максимальная магнитуда M_{MAX} землетрясения в каталоге составила 6,3. Минимальный уровень магнитуд сейсмических событий специально не ограничивался, поскольку исходные

оценки интенсивности событий исключительно разнообразны, а их пересчет в магнитуду по поверхностной волне MLH (эта магнитуда по аналогии со «Специализированным каталогом землетрясений Северной Евразии...» принята основной и в «Сводном каталоге землетрясений ВЕП») характеризуется значительной погрешностью, достигающей 1,0—1,5 единицы магнитуд.

Унификация значений магнитуд для относительно слабых сейсмических событий является чрезвычайно сложной и неоднозначной задачей и должна стать предметом специальных исследований в ближайшем будущем. В связи с этим составленный «Сводный каталог землетрясений ВЕП» является отражением одного из этапов работы над ним и не может рассматриваться в качестве окончательного.

В Приложении дана выборка из «Сводного каталога землетрясений ВЕП», содержащая наиболее представительную его часть — землетрясения, характеризующиеся магнитудами $M \geq 2{,}5$.

На рис. 1.1 показано пространственное распределение землетрясений в пределах генерализованной схемы ВЕП. Видно, что наибольшей сейсмоактивностью характеризуются Балтийский щит (в рамках Кольского полуострова и прилегающих территорий) и район Среднего Урала и прилегающего к нему Предуральского прогиба. Повышенной сейсмоактивностью характеризуется также ряд основных тектонических структур платформы [Щукин, 2001; Юдахин и др., 2003]: Балтийская синеклиза, Украинский щит, северная часть Припятско-Донецкого авлакогена, Воронежский кристаллический массив, Татарский свод, Кажимский авлакоген. Подробный анализ сейсмичности в пределах различных регионов платформы будет дан в последующих разделах.

Полученный «Сводный каталог землетрясений ВЕП» был использован для проведения различного рода анализов сейсмичности ВЕП.

На рис. 1.2 представлено распределение землетрясений ВЕП по магнитудам за период с 1800 по 2005 г. Анализ приведенных на рисунке данных позволяет условно выделить два периода в изучении сейсмичности ВЕП:

- доинструментальный — весь исторический период до 1906 г.,
- инструментальный — с 1907 г.

Инструментальный период в свою очередь может быть подразделен на три этапа:

- I этап — 1907—1967 гг.,
- II этап — 1968—1987 гг.,
- III этап — 1988—2005 гг.

Как видно из рис. 1.2, каждый из выделенных периодов и этапов изучения сейсмичности характеризуется специфическим распределением магнитуд событий. Так, в доинструментальный период наибольшее количество землетрясений наблюдается в магнитудном диапазоне 3,5—4,5. На I этапе инструментального периода магнитудный диапазон фиксируемых событий заметно расширяется и составляет примерно 2,5—4,5. Отчетливо выделяется временной интервал отсутствия землетрясений в 1939—1950 гг., связанный со Второй мировой войной и ее последствиями в первые послевоенные годы. На II этапе инструментального периода (1968—1987 гг.) количество зарегистрированных землетрясений заметно увеличилась, при этом стали фиксироваться землетрясения в диапазоне магнитуд 2,0—2,5. Наконец, III этап (1988—2005 гг.) отличается от предыдущих как количеством зарегистрированных землетрясений, так и дальнейшим понижением нижнего магнитудного порогового уровня.

Отмеченные особенности сейсмичности хорошо проявляются на кумулятивных графиках повторяемости землетрясений (рис. 1.3), приведенных к единому 10-летнему интервалу наблюдений. Графики повторяемости позволяют приближенно оценить следующие представительные магнитуды землетрясений $M_{ПРЕД}$ для различных периодов и этапов развития наблюдательной сейсмологии:

- доинструментальный период (до 1906 г.) — $M_{ПРЕД} = 5{,}0$,
- I этап инструментального периода (1907—1967 гг.)— $M_{ПРЕД} = 4{,}5$,
- II этап инструментального периода (1968—1987 гг.)— $M_{ПРЕД} = 3{,}5 \div 4{,}0$,
- III этап инструментального периода (1988—2005 гг.) — $M_{ПРЕД} = 3{,}0 \div 3{,}5$.

Таким образом, приведенные данные позволяют заключить, что за последние 20 лет уровень представительной регистрации землетрясений уменьшился на 0,5 единицы магнитуды и достиг к 2005 г. значения $M_{ПРЕД} = 3{,}0$. Отметим, что сделанный вывод относительно $M_{ПРЕД}$ касается всей территории ВЕП. В то же время для районов, в которых имеются региональные и локальные сети сейсмических станций (Кольский полуостров, Средний Урал, Воронежский кристаллический массив), уровни представительной регистрации землетрясений характеризуются значениями в диапазоне 2,5—3,0.

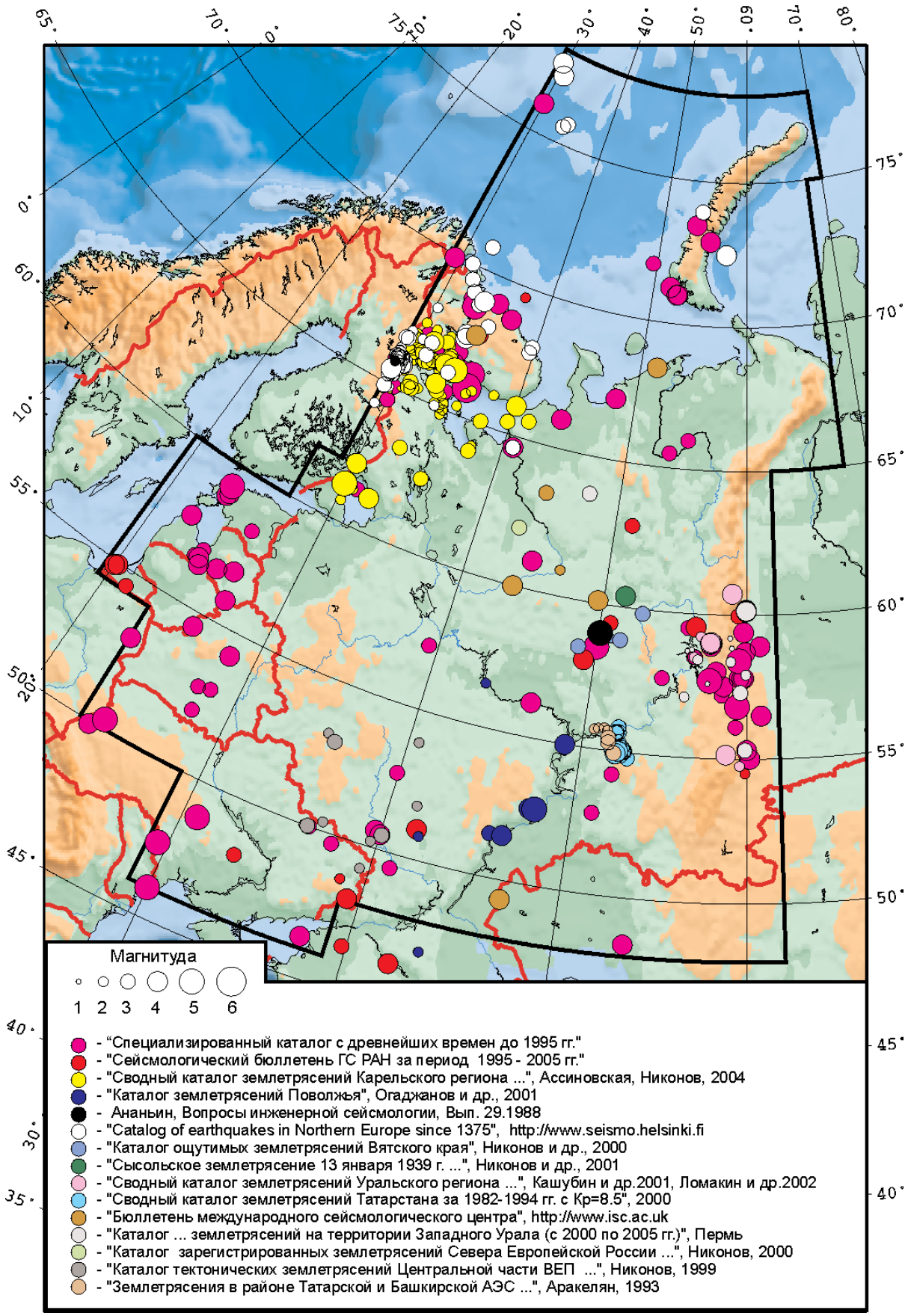


Рис. 1.1. Карта эпицентров землетрясений ВЕП с 1467 по 2005 г. в соответствии со «Сводным каталогом землетрясений ВЕП»

Рис. 1.2. Распределение землетрясений по магнитудам за период 1800—2005 гг. в соответствии со «Сводным каталогом землетрясений ВЕП»

Расширение возможностей сейсмического мониторинга за последние 20 лет также отразилось в увеличении примерно в 2 раза количества зарегистрированных землетрясений с $M > 2{,}5$ (см. рис. 1.3).

Анализ графика повторяемости, построенного для всей выборки землетрясений ВЕП, позволил надежно оценить его наклон γ в диапазоне магнитуд 4,0—5,5 (линия 1 на рис. 1.3). Полученное значение $\gamma = 0{,}80$ хорошо совпадает со средним значением γ для всей территории Северной Евразии [Уломов, Шумилина, 1999]. Наклон графика повторяемости для представительного в период 1988—2005 гг. диапазона магнитуд 3,0—4,5 характеризуется несколько большим значением $\gamma = 0{,}90$ (линия 2 на рис. 1.3).

Рассматривая крупные сейсмические события с магнитудами 4,0—5,0 и более, произошедшие на территории ВЕП, следует упомянуть о подземных ядерных взрывах (ПЯВ). Они проводились на территории бывшего СССР в период с 1963 по 1988 г. Всего в различных регионах СССР было проведено 122 подземных ядерных взрыва [Sultanov et al., 1999], из них больше половины (79) — на территории Восточно-Европейской платформы и ее ближайшего окружения (рис. 1.4).

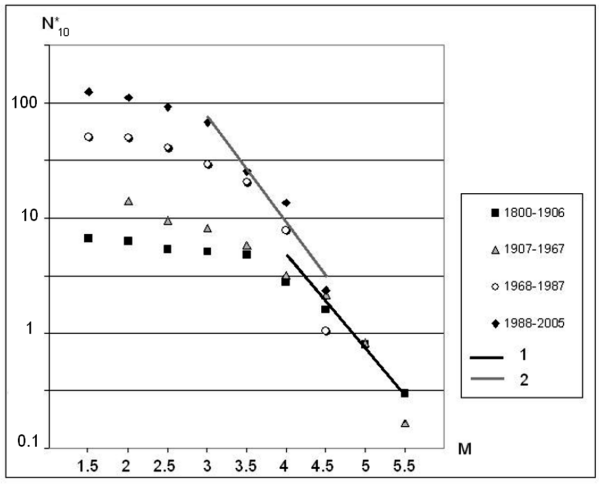


Рис. 1.3. Кумулятивные графики повторяемости землетрясений на территории ВЕП для различных интервалов времени, приведенные к 10-летнему периоду наблюдений

Данные, полученные при ПЯВ, широко использовались и используются до настоящего времени для самых различных целей: изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии, отработки способов распознавания взрывов и выработки признаков их отличия от землетрясений, анализа регистрационных возможностей различных сетей сейсмических станций, детального исследования особенностей волновой картины на региональных расстояниях, проведения кинематической калибровки станций международной сейсмологической сети на территории Северной Евразии, организованной в соответствии с Договором о

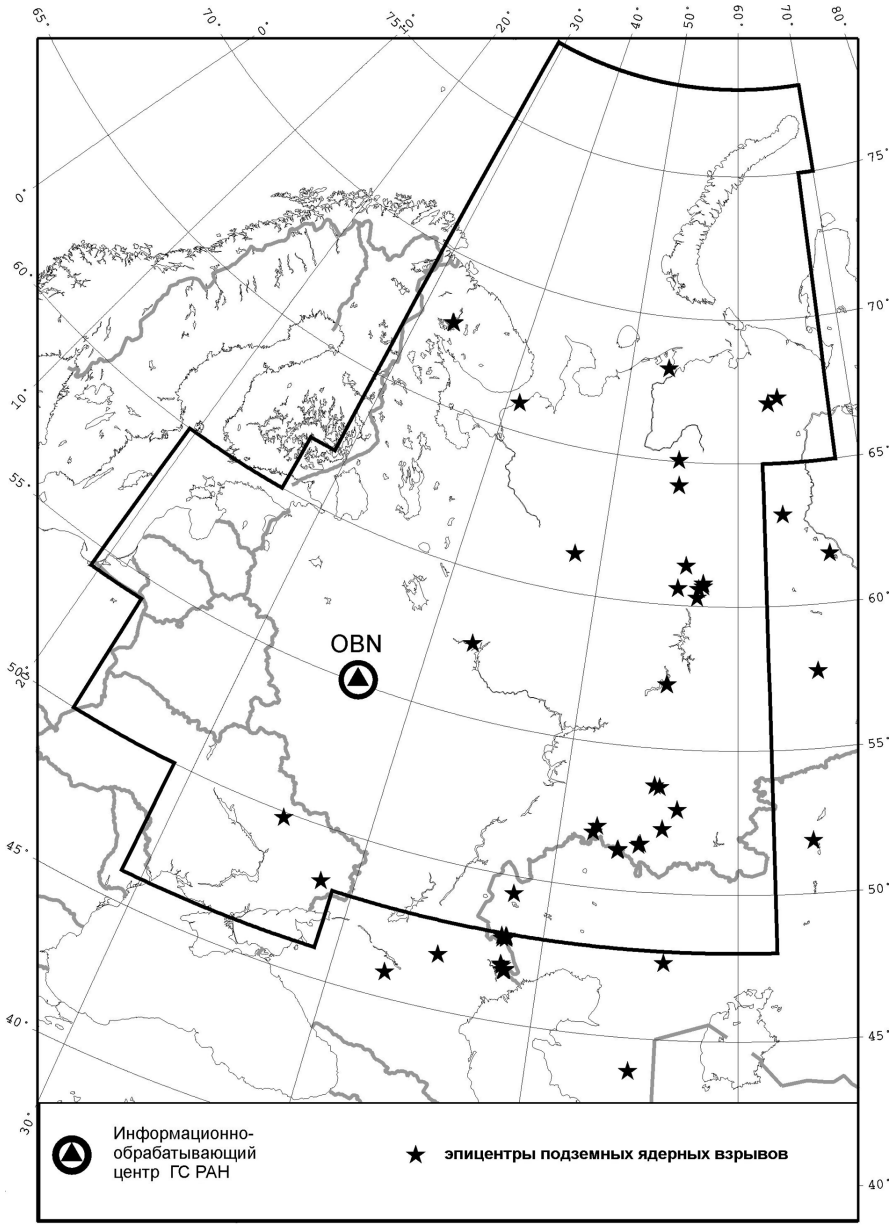


Рис. 1.4. Эпицентры подземных ядерных взрывов на территории ВЕП

всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ) [Пасечник, 1970; Кириченко, Краев, 2001; Антонова, Аптикаев, 2004; Кедров, 2005].

География ПЯВ на территории ВЕП исключительна обширна. Наибольшее количество взрывов было проведено на территории Астраханской области — 15; далее следуют Пермская область — 8; Республика Башкортостан — 7, Оренбургская область — 5, Республика Коми и Архангельская область — по 4, Мурманская область — 3, Ставропольский край, Ивановская область и Республика Калмыкия — по 1. 8 ПЯВ было произведено на территории Тюменской области.

Наибольшее количество взрывов (16) было проведено в целях глубинного сейсмического зондирования земной коры. 14 взрывов было сделано в целях интенсификации добычи нефти. Один тройной взрыв был проведен 23 марта 1971 г. в Пермской области для создания канала в связи с реализацией проекта переброски северных рек европейской части России к югу.

Каталог ПЯВ, проведенных на территории ВЕП и ее ближайшего окружения, приведен в табл. 1.2.

Таблица 1.2. Подземные ядерные взрывы, произведенные в мирных целях на территории ВЕП и ее ближайшего окружения [Sultanov et al., 1999]

№ п/п	Наименование	Год	Мес.	День	Час.	Мин.	Сек.	ϕ, °N	λ, °E	*h, м*	Магнитуда, mb
1	Бутан 1-1	1965	03	30	08	00	00	52.9	56.5	1375	4.0
2	Бутан 1-2	1965	06	10	07	00	00	52.9	56.5	1350	4.0
3	Галит-А-1	1966	04	22	02	58	00.26	47.829	47.935	161	4.7
4	Галит-А-2	1968	07	01	04	02	00.5	47.909	47.912	597	5.5
5	Грифон-1001	1969	09	02	04	59	58.61	57.2200	55.393	1212	4.8
6	Грифон-1002	1969	09	08	04	59	58.70	57.220	55.417	1208	4.8
7	Тахта-Кугульда	1969	09	26	06	59	58.14	45.848	42.600	712	5.6
8	Мангышлак-1	1969	12	06	07	02	59.85	43.87	54.80	407	5.8
9	Магистраль	1970	06	25	04	59	55.5	52.20	55.70	702	4.9
10	Мангышлак-2	1970	12	12	07	00	59.83	43.85	54.80	497	6.0
11	Мангышлак-3	1970	12	23	07	00	59.76	44.025	54.933	470	6.0
12	Тайга	1971	03	23	06	59	58.38	61.40	56.20	127	5.5
13	Глобус-4	1971	07	02	17	00	01.13	67.283	63.467	542	4.7
14	Глобус-3	1971	07	10	17	00	01.38	64.167	55.267	465	5.2
15	Глобус-1	1971	09	19	11	00	01.08	57.508	42.643	610	4.5
16	Глобус-2	1971	10	04	10	00	00.14	61.358	48.092	595	4.6
17	Сапфир-Е2	1971	10	22	05	00	01.0	51.60	54.45	1140	5.2
18	Галит-А-3	1971	12	22	06	59	59.0	47.897	48.133	986	6.0
19	Факел	1972	07	09	07	00	01.25	49.80	35.40	2483	4.8
20	Регион-3	1972	08	20	03	00	00.01	49.400	48.142	489	5.7
21	Днепр-1	1972	09	04	07	00	00	67.75	33.10	131	4.6
22	Регион-1	1972	09	21	09	00	00.31	52.118	52.068	485	5.0
23	Регион-4	1972	10	03	09	00	00.18	46.853	44.938	485	5.6
24	Регион-2	1972	11	24	09	00	00.04	51.900	51.867	675	4.5
25	Регион-5	1972	11	24	10	00	00.23	51.842	64.210	423	5.2
26	Сапфир-Е3	1973	09	30	05	00	00.35	51.65	54.55	1145	5.2
27	Кама-2	1973	10	26	05	59	59.5	53.65	55.40	2026	4.8
28	Кама-1	1974	07	08	05	59	59.95	53.70	55.10	2123	4.6
29	Горизонт-1	1974	08	29	15	00	00.39	67.085	62.625	583	5.0
30	Галит-А-2-2	1975	04	25	05	00	00	47.909	47.912	600 (583)	4.7
31	Галит-А-3-2	1976	03	29	07	00	00.23	47.897	48.133	986	4.3
32	Галит-А-4	1976	07	29	05	00	00.5	47.870	48.150	1000	5.9
33	Галит-А-5	1977	09	30	06	59	58.43	47.897	48.161	1500	5.0
34	Галит-А-2-3	1977	10	14	06	59	10	47.909	47.912	600 (588)	3.4
35	Галит-А-2-4	1977	10	30	06	59	59.07	47.909	47.912	600 (586)	2.8
36	Галит-А-2-5	1978	09	12	04	59	58.48	47.909	47.912	600 (584)	3.0
37	Галит-А-7	1978	10	17	04	59	59.06	47.850	48.120	1040 970	5.8
38	Кратон-1	1978	10	17	14	00	00.16	63.185	63.432	593	5.5
39	Галит-А-2-6	1978	11	30	07	59	59.14	47.909	47.912	600 (586)	3.1
40	Галит-А-9	1978	12	18	07	59	58.5	47.860	48.160	630	5.9
41	Галит-А-2-7	1979	01	10	08	00	00	47.909	47.912	600 (580)	4.4
42	Галит-А-8	1979	01	17	07	59	58.5	47.920	48.120	995 934	6.0
43	Галит-А-11	1979	07	14	04	59	58.0	47.880	48.120	849, 916 982	5.6
44	Кливаж	1979	09	16	09	00	00	48.2	38.3	903	3.3
45	Галит-А-10	1979	10	24	05	59	59.0	47.850	48.140	915,91 8	5.8
46	Бутан 2-1	1980	06	16	06	00	00	52.9	56.5	1400	4.5
47	Бутан 2-2	1980	06	25	06	00	00	52.9	56.5	1390	4.5
48	Вега-1	1980	10	08	06	00	00.29	46.757	48.275	1050	5.2
49	Пирит	1981	05	25	05	00	00.32	68.20	53.50	1511	5.5
50	Гелий-401	1981	09	02	03	59	59.99	60.60	55.70	2088	4.4
51	Вега-2-1	1981	09	26	05	00	00.28	46.790	48.313	1050	5.2
52	Вега-2-2	1981	09	26	05	03	59.94	46.771	48.304	1050	5.3
53	Вега-3-1	1982	10	16	06	00	00.15	46.759	48.247	947 (974)	5.2
54	Вега-3-2	1982	10	16	06	05	00.08	46.752	48.258	991	5.2

Окончание табл. 1.2

№ п/п	Наименование	Год	Мес.	День	Час.	Мин.	Сек.	ϕ, °N	λ, °E	*h, м*	Магнитуда, mb
55	Вега-3-3	1982	10	16	06	10	00.10	46.766	48.288	1100	5.2
56	Вега-3-4	1982	10	16	06	15	00.17	46.760	48.300	1057	5.4
57	Лира 1-1	1983	7	10	03	59	59.99	51.363	53.306	907	5.3
58	Лира 1-2	1983	7	10	04	04	59.94	51.367	53.327	917	5.3
59	Лира 1-3	1983	7	10	04	09	59.85	51.380	53.340	841	5.3
60	Вега 4-1	1983	9	24	05	00	00.03	46.783	48.315	1050	5.2
61	Вега 4-2	1983	9	24	05	05	00.03	46.788	48.297	1050	5.1
62	Вега 4-3	1983	9	24	05	10	00.08	46.767	48.310	920	5.0
63	Вега 4-4	1983	9	24	05	15	00.14	46.749	48.303	1100	5.2
64	Вега 4-5	1983	9	24	05	19	59.93	46.754	48.289	950	5.4
65	Вега 4-6	1983	9	24	05	25	00.00	46.766	48.274	1100	5.3
66	Лира 2-1	1984	7	21	02	59	59.81	51.358	53.319	846	5.4
67	Лира 2-2	1984	7	21	03	04	59.71	51.371	53.337	955	5.3
68	Лира 2-3	1984	7	21	03	09	59.85	51.391	53.351	844	5.4
69	Кварц-2	1984	8	11	19	00	00.2	65.05	55.10	759	5.3
70	Днепр-2	1984	8	27	06	00	00.05	67.75	33.00	175	4.7
71	Гелий-402	1984	8	28	02	59	59.84	60.30	57.10	2065	4.4
72	Гелий-403	1984	8	28	03	04	59.90	60.70	57.50	2075	4.4
73	Вега 5-1	1984	10	27	06	00	00.10	46.90	48.15	1000	5.9
74	Вега 5-2	1984	10	27	06	05	00.00	46.95	48.10	1000	5.0
75	Агат	1985	7	18	21	15	00.29	65.994	41.038	772	5.0
76	Гелий-404	1987	4	19	04	00	00.01	60.60	57.20	2015	4.5
77	Гелий-405	1987	4	10	04	04	59.98	60.80	57.50	2055	4.5
78	Батолит-2	1987	10	03	15	15	00.03	47.60	56.20	1002	5.3
79	Рубин-1	1988	9	06	16	19	59.94	61.361	48.092	820 (793)	4.8

1.2. РАЗВИТИЕ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ВЕП

В истории развития инструментальных сейсмических наблюдений в СССР и России выделяют до 7 периодов, описанию которых посвящено большое количество работ отечественных исследователей [Кирнос и др., 1961; Саваренский, 1977; Кондорская, 1985; Омельченко и др., 1998; Старовойт, 1999, 2002, 2005]. Как показал анализ «Сводного каталога землетрясений ВЕП» (см. раздел 1.1), целый ряд известных периодов развития системы сейсмологических наблюдений в СССР и России (1907—1927, 1928—1947, 1948—1956 гг.) практически не нашел отражения в изменчивости информационного наполнения каталогов землетрясений на Восточно-Европейской платформе. В связи с этим для ВЕП их можно объединить в один временной интервал.

Доинструментальный период и зарождение инструментальных наблюдений (до 1906 г.). Официальной датой зарождения инструментальных наблюдений в России можно считать 4 февраля 1898 г., когда на заседании Комиссии по организации наблюдений над сейсмическими явлениями при Императорской Академии Наук рассматривалось предложение Сейсмологического комитета Британской Ассоциации о принятии участия в наблюдениях над колебаниями, происходящими от удаленных землетрясений. Комиссия констатировала, что в отдельных обсерваториях Российской Империи уже производятся наблюдения над «микросейсмическими колебаниями почвы»: в Харькове — при Астрономической обсерватории университета, в Николаеве — при морской обсерватории, в Юрьеве (Дерпте) — при Астрономической обсерватории университета. Комиссия приняла следующие решения [Известия Постоянной.., 1902].

1. Ввиду того что наблюдения над колебаниями почвы предпринимаются различными учреждениями, в интересах дела желательно установить необходимую связь и единство между их действиями и признать необходимым, чтобы при Императорской Академии Наук была организована Постоянная Центральная сейсмическая комиссия, с участием представительств заинтересованных учреждений, а именно: Императорских Российских Университетов, Императорского Русского Географического Общества, Военно-Топографического отдела Главного Штаба и Главного Гидрографического Управления.

2. Комиссия считает нужным увеличить число станций для производства сейсмических наблюдений, в первую очередь при обсерваториях в Тифлисе и Иркутске.

3. Для этой цели желательно приобрести горизонтальные маятники систем Мильна и Ребера-Пашвица.

Комиссия назначила профессора Г. В. Левицкого ответственным за сравнительные испытания маятников, предназначенных для производства наблюдений. Маятники Ребера-Пашвица характеризовались большой чувствительностью по сравнению с маятниками Мильна, но отличались «капризностью» в установке [Известия Постоянной.., 1902].

Комиссия активно работала под развитием сети сейсмических станций. Через год она наметила для размещения станций новые пункты: Владивосток, Хабаровск, Томск, Омск, Екатеринбург и Верный.

К 1903 г. наиболее плотная сеть сейсмологических наблюдений была развернута на Кавказе. Наблюдения здесь проводились 6 станциями: «Тифлис», «Батуми», «Ахалкалаки», «Боржоми», «Баку» и «Шемаха». С 1906 г. сейсмологические наблюдения начались непосредственно на территории Восточно-Европейской платформы — в обсерваториях Пулково и Екатеринбург.

I этап инструментального периода (с 1907 по 1967 г.). Начало I этапа (1907—1914 гг.) было одним из наиболее ярких в истории российской сейсмологии. Значительные успехи, достигнутые в этот период времени, всецело связаны с именем академика князя Б. Б. Голицына, которого справедливо называют основоположником инструментальных сейсмологических наблюдений в России [Кирнос и др., 1961; Саваренский, 1977; Кондорская, 1985; Старовойт, 2002, 2005]. Б. Б. Голицын сконструировал и организовал изготовление сейсмографов принципиально нового типа (рис. 1.5) — лучших по тем временам в мире приборов для выполнения стационарных сейсмических наблюдений. Он предложил ввести в сейсмограф затухание и перевести его собственные колебания на границу апериодичности. Затухание системы осуществлялось за счет тормозящего действия индукционных токов, возникающих при движении медной пластины в магнитном поле. Б. Б. Голицыным был также разработан электродинамический способ регистрации движения с помощью чувствительных зеркальных гальванометров. В результате созданные им высокочувствительные сейсмографы были способны записывать малые колебания земной поверхности с необходимой разверткой по времени, и тем самым они обеспечили возможность не только качественной, но и количественной оценки сейсмических явлений. Первыми сейсмическими станциями, оснащенными приборами Б. Б. Голицына, стали станции «Пулково», «Екатеринбург», «Тифлис», «Ташкент» и «Иркутск».

С 1907 г. Б. Б. Голицын становится фактическим научным руководителем Постоянной Центральной сейсмической комиссии и начинает активную деятельность по реорганизации сети сейсмологических наблюдений в России. К началу 1910 г. он разработал проект новой организации сейсмической службы России. В мае 1910 г. ПЦСК были выделены средства на строительство Главной сейсмической станции в Пулково и было начато ее строительство, в июле этого же года утвержден законопроект о выделении средств на реорганизацию сейсмической службы России.

Проектом предусматривалось проведение инструментальных сейсмических наблюдений на территории России сетью сейсмических станций, включавших в себя Центральную сейсмическую станцию в Пулково, 7 сейсмических станций первого и 17 — второго разряда (рис. 1.6). Был детально проработан состав аппаратурного оснащения станций. В 1911 г. этот проект был представлен на заседании Международной сейсмологической Ассоциации в Манчестере.

Реализация проекта шла очень быстрыми темпами. В 1911 г. было закончено строительство Центральной сейсмической станции (ЦСС) в Пулково, и она оборудуется новой аппаратурой. Одновременно Б. Б. Голицыным была проведена большая работа по подготовке квалифицированных кадров для сейсмических станций. В 1911 г. он прочитал разработанный им курс лекций по сейсмологии, который спустя год издал в виде фундаментальной монографии [Голицын, 1912]. С 1 января 1912 г. ЦСС «Пулково» начала выпуск еженедельных бюллетеней. В 1913 г. с вводом в эксплуатацию станции первого разряда в Екатеринбурге было закончено создание предусмотренных проектом семи станций первого разряда.

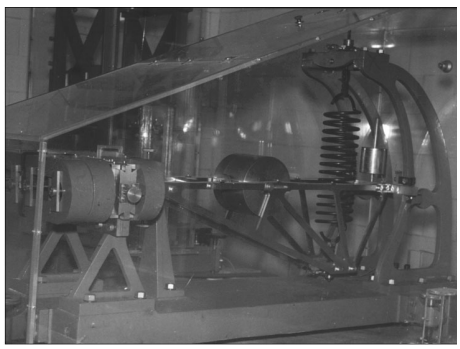


Рис. 1.5. Горизонтальный маятник системы Б. Б. Голицына

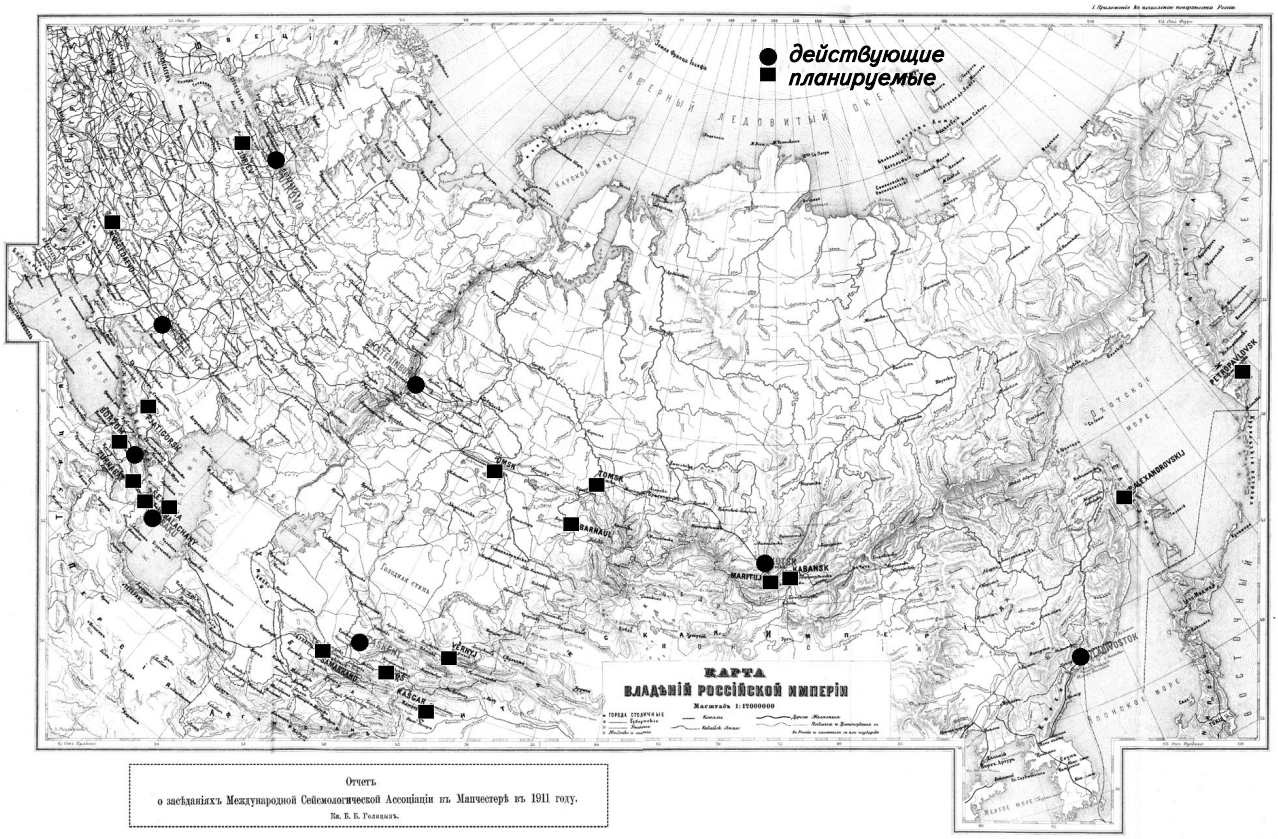


Рис. 1.6. Карта развития сети сейсмических станций Российской Империи, представленная Б. Б. Голицыным на заседании Международной сейсмологической Ассоциации в Манчестере в 1911 г.

В 1914 г. реализация проекта была близка к завершению. Было введено в эксплуатацию 14 сейсмических станций второго разряда. На всех станциях было установлено новое и самое совершенное (для того времени) оборудование, а также осуществлялся выпуск еженедельных бюллетеней. К середине 1914 г. сейсмическая служба России заняла лидирующее положение в мире.

К сожалению, преждевременный уход из жизни Б. Б. Голицына (17 мая 1916 г.), а несколькими месяцами позже и его главного единомышленника — председателя ПЦСК И. О. Баклунда, усугубленный началом длительного периода социальных потрясений в России (участие в Первой мировой войне, начало Гражданской войны и др.), прервал динамичное развитие сети сейсмических наблюдений России.

В период времени с 1916 по 1967 г. развитие сейсмической сети на территории Восточно-Европейской платформы практически не происходило. Наиболее значимым событием для ВЕП в первой половине этого периода явилось открытие в 1936 г. сейсмической станции «Москва». Ей были переданы функции центральной сейсмостанции. Главной задачей ЦСС «Москва» была регистрация сильных удаленных землетрясений. В 1949 г. на станцию «Москва» были возложены функции Службы срочных донесений о сильных и катастрофических землетрясениях мира.

Период времени 1928—1947 гг. характеризуется началом интенсивного развития сейсмических наблюдений в регионах, обрамляющих ВЕП с юга (Северный Кавказ) и юго-запада (Крым). В 1927 г. после разрушительного Ялтинского землетрясения в Крыму была организована сеть из четырех региональных сейсмических станций в Феодосии, Симферополе, Севастополе и Ялте. В Северо-Кавказском регионе были открыты региональные сейсмические станции в Грозном (1932), Сочи (1933) и Пятигорске (1934).

В 1948—1956 гг. развитие сейсмологии и сейсмических наблюдений проходило под воздействием последствий катастрофического Ашхабадского землетрясения 6 октября 1948 г. В 1949 г. в специальном постановлении Правительства страны на сейсмологов была возложена важная оперативная задача — организация системы срочного информирования директивных

органов страны о произошедших сильных землетрясениях. Так было положено начало действующей по настоящее время Службе срочных донесений (ССД) о сильных и разрушительных землетрясениях. С 1949 по 1956 г. в стране было открыто более 40 сейсмических станций. На территории ВЕП и его ближайшего окружения в этот период были открыты две новые станции: в центральной части — «Михнево» (1954) и на Кольском полуострове — «Апатиты» (1956).

Период с 1956 по 1967 г. характеризуется интенсивным развитием в стране промышленного, гидротехнического и транспортного строительства. Это потребовало детального исследования сейсмической опасности осваиваемых территорий. С этой целью была разработана новая структура организации стационарных сейсмических станций СССР [Кондорская, 1967]. В январе 1965 г. Постановлением Президиума АН СССР эта структура была утверждена как «Единая система сейсмических наблюдений» (ЕССН) в СССР, состоящая из опорных и региональных станций, объединенных в соответствующие сети.

В середине 60-х годов прошлого века в Обнинске была построена и начала функционировать Центральная сейсмологическая обсерватория (ЦСО) Института физики Земли АН СССР. Она стала научно-методическим центром по сейсмологическим наблюдениям в СССР. В ЦСО была передана Служба срочных донесений о сильных и разрушительных землетрясениях в стране и мире, начала осуществляться сводная обработка землетрясений с регулярным изданием оперативных сейсмических бюллетеней и каталогов.

К концу 60-х годов XX века на территории ВЕП функционировало семь станций. Их главной задачей было проведение телесейсмических наблюдений за удаленными сильными землетрясениями. Возможности инструментального изучения сейсмичности собственно территории ВЕП по сравнению с периодом 1910—1915 гг. расширились крайне незначительно.

II этап инструментального периода (1968 — 1987 гг.). Развитие сейсмических наблюдений в СССР в эти годы было связано с произошедшими в Средней Азии сильными разрушительными землетрясениями: в 1966 г. — в Ташкенте и 1976 г. — в Газли (Западный Узбекистан). Соответственно главное внимание сейсмологов было приковано к развитию сети сейсмических станций в Средней Азии.

Тем не менее на территории ВЕП в это время были открыты 8 станций: на Среднем Урале — «Арти» (1973), в Белоруссии — «Нарочь» (1979), «Гомель» (1982) и «Солигорск» (1983), на Шпицбергене — «Баренцбург» (1982), на севере Республики Коми — «Амдерма» (1983), на Кольском полуострове — «Полярные Зори» (1986) и «Умба» — (1987).

В это же время начали активно развиваться сети сейсмических станций в европейских государствах. Особенно важным для регистрации событий на территории ВЕП стало развитие сетей Скандинавских государств — Финляндии и Норвегии. Привлечение сейсмологических данных этих сетей создало надежную параметрическую основу для мониторинга сейсмических событиях на западе ВЕП с уровня $M = 3{,}0$, а в приграничной области с Финляндией и Норвегией — с уровня $M = 2{,}5$.

III этап инструментального периода (1988 г. — по настоящее время). Этот этап стал переломным для развития системы сейсмических наблюдений на территории ВЕП. С 1988 г. на территории СССР (с 1991 г. — России) в рамках соглашения между Академией наук СССР и Корпорацией научно-исследовательских институтов США по сейсмологии (IRIS) начались работы по переоборудованию ряда отечественных станций современным цифровым оборудованием, стандартным для станций Глобальной сейсмологической сети. Первыми станциями, оснащенными в 1988 г. широкополосным оборудованием с цифровой регистрацией, стали «Обнинск», «Арти» и «Кисловодск». К 1991 г. в России была создана основа современной национальной цифровой телесейсмической сети, начато создание центра сбора и обработки сейсмических данных и внедрение современных средств телекоммуникаций для обмена данными. В результате взаимодействия с зарубежными специалистами из США и других стран в короткие сроки был подготовлен квалифицированный персонал для обеспечения работы цифровых станций, вычислительного центра и телекоммуникационных средств передачи данных.

В 1992 г. на территории ВЕП была открыта еще одна широкополосная станция — «Ловозеро» на Кольском полуострове.

Распад СССР в 1991 г. привел к последующей децентрализации Единой системы сейсмических наблюдений. Единство сейсмической сети было нарушено. Вследствие тяжелого финансового положения во многих республиках СНГ даже в сейсмоактивных регионах начался процесс закрытия сейсмических станций. В России в 1991—1994 гг. прекратили свою работу около 60 станций.

Создание в 1994 г. Федеральной системы сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений позволило исправить сложившееся положение. Фактически сейсмическим наблюдениям был придан государственный статус.

В 1994 г. Постановлениями Президиума РАН по инициативе вице-президента РАН академика Н. П. Лаверова были сформированы Геофизическая служба РАН и Геофизическая служба Сибирского отделения РАН, объединившие региональные сети на всей территории России. Начался этап возрождения сети сейсмических станций и ее развития.

Геофизическая служба РАН во взаимодействии с региональными академическими и вузовскими организациями приступила к активному развитию сетей сейсмических наблюдений на Восточно-Европейской платформе, оснащенных отечественными цифровыми станциями SDAS (совместная разработка ГС РАН и НПП «Геотех»).

С 1995 г. в кооперации с Воронежским государственным университетом начинает развиваться сеть регионального мониторинга на Воронежском кристаллическом массиве, которая к настоящему времени насчитывает пять сейсмических станций («Воронеж», «Дивногорье», «Сторожевое», «Новохоперск», «Россошь»).

С 1999 г. в кооперации с Горным институтом Уральского отделения РАН развивается сеть регионального мониторинга на Западном Урале, насчитывающая в настоящее время шесть станций («Соликамск», «Романово», «Верхнечусовские Городки», «Добрянка», «Кунгур», «Власы»).

С 2002 г. в кооперации с Институтом экологических проблем севера Уральского отделения РАН развивается сеть регионального мониторинга Архангельской области, включающая в настоящее время четыре сейсмостанции («Архангельск», «Климовская», «Пермогорье», «Тамица»).

С 2004 г. в кооперации с Санкт-Петербургским и Петрозаводским университетами и Институтом геологии Карельского научного центра РАН развивается система мониторинга территорий Ленинградской области и Карелии. К сейсмостанции «Пулково», на которой в 1998 г. в рамках международного проекта GEOPHON (с GeoForschungsZentrum, Потсдам, Германии) была установлена широкополосная цифровая аппаратура, добавились новые станции — «Петрозаводск», «Выборг» и «Валаам».

Дальнейшему повышению уровня представительности сейсмического мониторинга на территории ВЕП способствовало открытие сейсмостанций «Сыктывкар» (1995), «Оренбург» (2004), «Саратов» (2005), «Калининград» (2005).

Конфигурация сети сейсмических станций на территории ВЕП и в зоне ее ближайшего окружения по состоянию на начало 2006 г. представлена на рис. 1.7. В целом можно говорить о достаточно равномерном покрытии сейсмическими наблюдениями всей территории ВЕП, за исключением ее северо-восточной части (особенно после закрытия станции «Амдерма»).

Общий анализ конфигурации сети позволяет сделать вывод, что за последние 15 лет сравнительное отставание в плотности сети сейсмических наблюдений на территории ВЕП по отношению к окружающим ее регионам было в значительной степени преодолено. На количественном уровне этот вывод иллюстрирует рис. 1.8. На нем показана динамика развития сети сейсмических станций на территории ВЕП и соседних регионов за 100-летний период.

Полный перечень всех сейсмических станций, действовавших и действующих в настоящее время на территории ВЕП, приведен в табл. 1.3. Станции расположены в хронологическом порядке, в соответствии с датами их открытия. Информация, использованная при составлении таблицы, заимствована из опубликованных работ [Кирнос и др., 1961; Кондорская, Федорова, 1996; Старовойт, Мишаткин, 2001; Землетрясения Северной Евразии в 2000 г., 2006 г.], а также из фондов Геофизической службы РАН. В графе «Тип оборудования и станции» приводятся сокращенные или кодированные названия сейсмометров. Подробные сведения и характеристики аппаратуры, использовавшейся на I и II этапах инструментального периода наблюдений, могут быть найдены в работе [Кирнос и др., 1961].

Перечень сейсмических станций, которые расположены в зоне ближайшего окружения ВЕП (Карпаты, Кавказ, Казахстан и др.) и которые привлекались и привлекаются для совместной обработки сейсмологических данных, приведен в табл. 1.4.

Открытие в последние 10—15 лет большого количества сейсмических станций как на ВЕП, так и в соседних регионах (см. табл. 1.3 и 1.4) значительно расширило возможности изучения умеренной и слабой сейсмичности платформенных территорий. На рис. 1.9 приведены результаты сравнительного анализа регистрационных возможностей системы сейсмического мониторинга

Таблица 1.3. Сведения о сейсмических станциях на территории Восточно-Европейской платформы

№ п/п	Название станции	Код станции	Год открытия	Год закрытия	φ, °N	λ, °E	h, м	Страна расположения	Принадлежность	Тип оборудования и станции
1	Николаев		1898	1909	47.0	32.0		Российская Империя	Морская физическая обсерватория	Reb
2	Юрьев (Дерпт)	YUR	1898	1912	58.3	26.7		Российская Империя	Астрономическая обсерватория Юрьевского университета	S, Reb, Zel
3	Харьков*		1898	1906?	50.0	36.3		Российская Империя		
4	Пулково	PUL	1906 1998		59.773	30.324	65	Россия	ГС РАН GEOPHON	Zel, ГСГ, ВСГ, ТГ, СГК, СВК, ГСХ СКД, ВЭГИК, СД, СГ STS-2 – цифровая
5	Свердловск (Екатеринбург)	SVE	1906 2005		56.827	60.637	275	Россия	ГС РАН	Zel, ГСГ, ВСГ, ГСХ, СКМ-3, СКД СМ3-ОС – цифровая
6	Макеевка	MAKE	1911	1928	48.0	38.0	181	Российская Империя, СССР	ПЦСК	ГСГ, ВСГ
7	Нижне-Ольчедаево**		1912	1917	48.6	27.7		Российская Империя		ТГ
8	Кучино	KUCH	1923	1935	55.8	38.0	155	Россия	СИАН	ГСГ, ВСГ
9	Москва	MOS	1935 2002		55.74	37.63	124	Россия	СИАН, ИФЗ АН СССР, ГС РАН	ГСГ, ВСГ, СГК, СВК, ВСХ, СВК, СК, СХ, СКД, СД СКД – цифровая
10	Михнево	MIH	1954 1995		54.950	37.770	150	Россия	ИФЗ АН СССР ИДГ РАН + GEOPHON	 STS-2 – цифровая
11	Степановское	STEP	1954	1955	55.292	38.463		Россия	ИФЗ АН СССР	Типовой комплект Голицына
12	Апатиты	APA	1956 1992		67.569	33.405	182	Россия	КРСЦ ГС РАН	СКМ3, СХ, СКД, СД Guralp–RD-3 Nanometrics – цифровая
13	Обнинск	OBN	1964 1988		55.114	36.569	130	Россия	ГС РАН	СКМ-3, СК, СКД, СД STS-1 IRIS – цифровая
14	Минск (Плещеницы)	MNK	1963		54.500	27.883	196	Беларусь	ЦОМП ИГГ Бел.АН	СКМ, СКД, ССМ-СКД
15	Рига		1973	Закрыта	56.783	24.450		Латвия	Радиоастрономическая обсерватория	СД-1
16	Арти	ARU	1973 1988		56.42	58.57	250	Россия	ГС РАН,	СКМ-3, СКД, СКД-КПЧ, STS-1 IRIS – цифровая
17	Нарочь	NAR	1979 1998		54.9039	26.7931	189	Беларусь	ЦОМП ИГГ Бел.АН	СКМ-3, СК, СД, СД-КПЧ CSD-20 – цифровая
18	Гомель		1982 1989 1998	1989 1997	52.30 52.60	31.00 31.08	132 159	Беларусь	ЦОМП ИГГ Бел.АН	СКМ-3, СКД, СМ3 CSD-20 – цифровая
19	Баренцбург Баренцбург-А Баренцбург-Б		1982 2001 2001	1995	78.059 78.059 78.094	14.218 14.217 14.208	 58 80	Россия	КРСЦ ГС РАН	СКМ-3 цифровая цифровая
20	Солигорск		1983 1998		52.75 52.84	27.78 27.47	–436 –436	Беларусь	ЦОМП ИГГ Бел.АН	СКМ-3
21	Амдерма	AMDR	1983 1993 1998	 2004	69.748	61.648	5	Россия	КРСЦ ГС РАН	СКМ-3, СД КПЧ S-500 Geoteh – цифровая, array GMS-40
22	Полярные Зори	PLZ	1986	1992	67.4	32.53		Россия	КРСЦ ГС РАН	СКМ-3

Окончание табл. 1.3

№ п/п	Название станции	Код станции	Год открытия	Год закрытия	φ, °N	λ, °E	h, м	Страна расположения	Принадлежность	Тип оборудования и станции
23	Умба	UMB	1987	1995	66.68	34.24		Россия	КРСЦ ГС РАН	СКМ-3
24	Тарту		1987		58.383	26.716		Эстония	Институт астрономии	СМ3
25	Полярный круг	PLQ	1988	1998	66.44	32.75		Россия	КРСЦ ГС РАН	СКМ-3
26	Кемь	KEM	1988	1992	64.95	34.64		Россия	КРСЦ ГС РАН	СКМ-3
27	Сугимчай		1988	Закрыта	54.30	25.586		Литва	НИ ГИ	СМ3
28	Таллин		1989	Закрыта	59.416	24.750		Эстонии	Институт геологии	СМ3
29	Брест	BRT	1991 1998	1997 2000	52.533	23.733	170	Беларусь	ЦОМП ИГГ Бел.АН	СКМ-3 CSD-20 цифровая
30	Apatity array	APA0	1992		67.603	32.994	240	Россия	КРСЦ ГС РАН	11 сейсмометров S-500 фирмы Geotech и 3-х комп. станция в центре
31	Ловозеро	LVZ	1992		67.898	34.651	630	Россия	ГС РАН	STS-1 IRIS – цифровая
32	Печеры	PECK	1992		56.32	44.08	99	Россия	ГС РАН	СКМ-3, СКД
33	Сыктывкар	SYKR	1995		61.64	50.73	140	Россия	Институт геологии УрО РАН	СМ3-КВ – SDAS цифровая
34	Тарту	TRTE	1996	2003	58.379	26.721	100	Эстония	GEOPHON, Потсдам	STS-2-Q380-U, *M* – wba
35	Воронеж	VOR	1996		51.731	39.200	161	Россия	ВГУ	СМ3
36	Дивногорье	VORD	1998		50.966	39.293	94	Россия	ГС РАН + ВГУ	СМ3-КВ – SDAS цифровая
37	Сторожевое	VRSR	1999		51.215	39.19	470	Россия	ГС РАН	СМ3-ОС, СМ3-КВ – SDAS
38	Соликамск	SOKR	1999		59.569	56.792	-121	Россия	ГС РАН + ГИ УрО РАН	СМ3-ОС – SDAS цифровая
39	Романово	PR1	2000		59.185	56.745	159	Россия	ГИ УрО РАН	СМ3-ОС – SDAS цифровая
40	Хибины-Кировский рудник		2000		67.666	33.734	340	Россия	КРСЦ ГС РАН	Цифровая
41	Хибины-Расвумчоор		2001		67.641	33.798	420	Россия	КРСЦ ГС РАН	Цифровая
42	Малин –array 24 станции	AKASG	2002		50.7012	29.2242	160	Украина	Нац. центр данных, IMS СТВТО	Guralp CMG-3T+SAIC – 3C Guralp CMG3-ESPV+SAIC – 1C
43	Архангельск	ARHR	2002		64.551	40.517	23	Россия	ИЭПС УрО РАН	СМ3-КВ – SDAS цифровая
44	Добрянка	PR2	2002		58.55	56.19	118	Россия	ГИ УрО РАН	СМ3-КВ – SDAS цифровая
45	Заполярный		2002	2004	69.420	30.778		Россия	КРСЦ ГС РАН	Цифровая
46	Мончегорск		2002	2004	67.942	32.922		Россия	КРСЦ ГС РАН	Цифровая
47	Новохоперск	VRHR	2003		51.203	41.721	98	Россия	ГС РАН + ВГУ	СМ3-КВ – SDAS цифровая
48	Климовская	KLMR	2003		60.837	39.519	157	Россия	ГС РАН + ИЭПС УрО РАН	СМ3-ОС – SDAS цифровая
49	Пермогорье	PRGR	2003		61.636	45.627	84	Россия	ГС РАН + ИЭПС УрО РАН	СМ3-КВ – SDAS цифровая
50	Тамица	TMCR	2003		64.164	38.035	53	Россия	ГС РАН + ИЭПС УрО РАН	СМ3-КВ – SDAS цифровая
51	Верхне-Чусовские Городки	PRO	2003		58.199	57.143	150	Россия	ГИ УрО РАН	СМ3-КВ – SDAS цифровая
52	Кунгур	PR3	2003		57.444	57.006	116	Россия	ГИ УрО РАН	СМ3-ОС – SDAS цифровая
53	Васула Vasula	VSU	2003		58.462	26.735	63	Эстония	GEOPHON, Потсдам	STS-2 – SDAS –цифровая
54	Оренбург	ORR	2004		51.6184	54.7530	91	Россия	ГС РАН + ОрНЦ УрО РАН	СМ3-КВ – SDAS цифровая
55	Петрозаводск	PTZR	2004		61.8424	34.3825	74	Россия	Петрозаводский ГУ	CMG-3ESP –цифровая
56	Михнево-array		2004		54.95	37.76	150	Россия	ИДГ РАН	СМ3 – 9 станций
57	Саратов	SARR	2005		51.390	45.298	165	Россия	ГС РАН	СМ3-КВ – SDAS –цифровая
58	Россошь		2004		50.291	39.52	178	Россия	ГС РАН	СМ3-КВ – SDAS –цифровая
59	Калининград	KLNR	2005		54.9526	20.1846	40	Россия	ГС РАН	СМ3-ОС – SDAS –цифровая
60	Выборг	VYBR	2006		60.7274	28.6955	8	Россия	ГС РАН	СМ3-ОС – SDAS –цифровая
61	Валаам	VALR	2006		61.3593	30.8835	39	Россия	ГС РАН	СМ3-ОС – SDAS –цифровая

Примечание. Расшифровка сокращенных названий сейсмометров: Reb – горизонтальный маятник системы Ребера-Пашвица с оптической регистрацией, без затухания; Zel-R – горизонтальный маятник системы Цельнера-Репсольда с оптической регистрацией, без затухания; Zel – горизонтальный маятник системы Цельнера с механической регистрацией и магнитным затуханием; ГСГ и ВСГ – сейсмографы системы Голицына с гальванометрической регистрацией и магнитным затуханием (горизонтальная и вертикальная составляющие); ТГ – тяжелый горизонтальный маятник системы Голицына с механической регистрацией и магнитным затуханием. * – [Известия Постоянной.., 1902]; ** – [Кирнос и др., 1961].

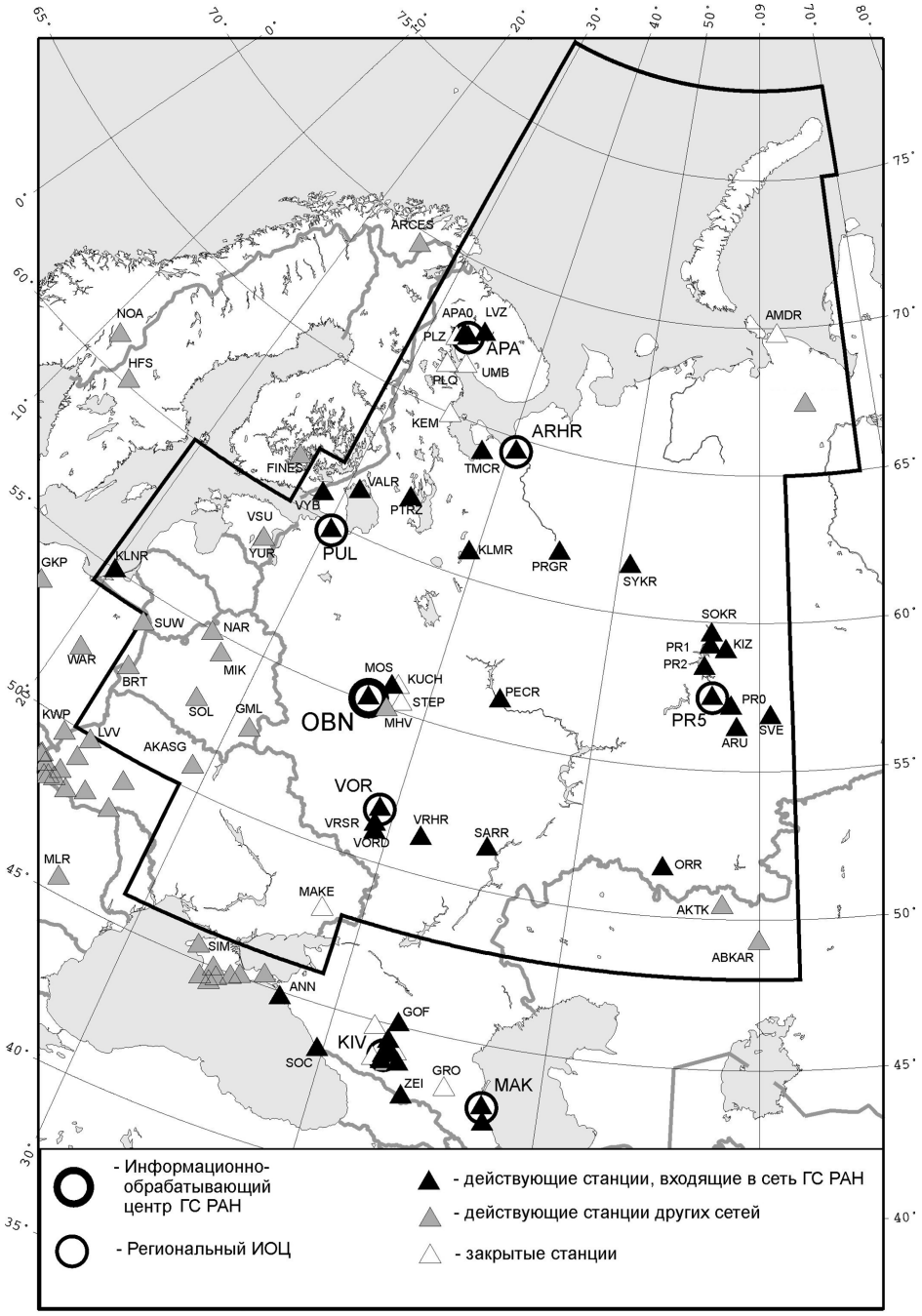


Рис. 1.7. Конфигурация сети сейсмических станций на территории Восточно-Европейской платформы и в зоне ее ближайшего окружения

ВЕП в 1995, 2002 и 2007 гг. Расчеты выполнены Д. Ю. Шулаковым (Горный институт УрО РАН) по составленной им программе «Abilities», учитывающей реальную чувствительность каждой станции. Видно, что в 1995 г. уровень надежной регистрация землетрясений на большей части территории ВЕП (за исключением северо-востока) ограничивался магнитудой 3,0. Лишь на Кольском полуострове за счет взаимодействия сетей Кольского регионального сейсмологического центра РАН и норвежского центра NORSAR достигался уровень $M = 2{,}5$. К 2007 г. возможности мониторинга слабых землетрясений существенно расширились. Землетрясения с $M \geq 2{,}5$ стали надежно регистрироваться еще в трех зонах — на Среднем Урале, в центральной части ВЕП и на территории Ленинградской области и Карелии.

Таблица 1.4. Сейсмические станции в зоне ближайшего окружения ВЕП, открывшиеся в разные периоды и этапы развития инструментальных наблюдений [Кирнос и др., 1961; Кондорская, Федорова, 1996; Землетрясения Северной Евразии в 1992–2000 гг.]

Периоды и этапы	Название станции и год открытия
Доинструментальный период, до 1906 г.	***Карпаты***: Львов – 1899; ***Кавказ***: Тбилиси – 1899; Батуми, Шемаха – 1902; Ахалкалаки, Баку, Балаханы, Боржоми – 1903; Дербент – 1905
I этап 1907–1967 гг.	***Кавказ***: Зурнабад – 1908; Пятигорск – 1909; Сочи – 1928; Ереван – 1931; Грозный, Они, Гори – 1932; Зугдиди – 1937; Абастумани – 1940; Ленинакан – 1946; Ленкорань – 1949; Бакуриани, Кировабад, Степанаван – 1950; Махачкала, Нахичевань – 1951; Душети – 1953; ***Крым***: Феодосия – 1927; Ялта, Севастополь, Симферополь – 1928, Алушта – 1951; ***Карпаты***: Ужгород – 1934; Рахов – 1956; Косов – 1961; ***Казахстан***: Боровое – 1965
II этап 1968–987 гг.	***Кавказ***: Анапа – 1968; Белый Уголь – 1972; Цей – 1984; 9 станций на территории Дагестана (Ахты, Буйнакск, Дербент, Дубки, Дылым, Касумкент, Кумух, Сергокала, Унцукуль) – 1973–1987 гг.; ***Карпаты***: Моршин – 1978; Нижнее Селище – 1987
III этап 1988–006 гг.	***Кавказ***: Кисловодск – 1988; КМВ радиотелеметрическая система – 1991; Ансалта – 1989; Какашура, Хучни – 1989; Аракани – 1990; Кисловодск array – 1992; Гофицкое – 1994; 12 станций Северной Осетии с 2000 г., Нальчик – 2006; ***Крым***: Судак – 1988; Керчь – 1997; Донузлав – 1998; ***Казахстан***: Актюбинск – 1994; Акбулак – 2003; ***Карпаты***: 6 цифровых станций

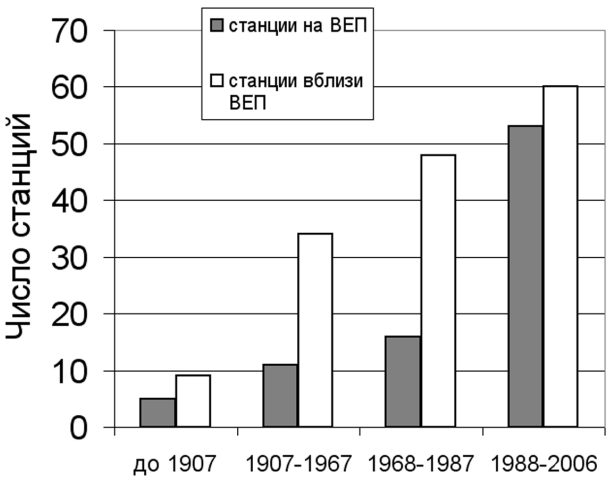


Рис. 1.8. Число сейсмических станций на территории ВЕП и ее ближайшего окружения в разные периоды инструментальных наблюдений

Развитие международного обмена сейсмологическими данными. Важным направлением в дальнейшем развитии системы сейсмологического мониторинга ВЕП и ее совершенствования является расширение обмена сейсмологической информацией с международными центрами, расположенными на территории Скандинавии и Западной Европы. Возможности такого обмена с каждым годом постоянно расширяются благодаря использованию все более совершенных телекоммуникационных INTERNET-технологий.

К настоящему времени применительно к мониторингу ВЕП уже накоплен большой, положительный опыт сотрудничества по сбору и обмену данными с целым рядом международных и национальных сейсмологических центров.

Международный центр данных (IDC) Международной системы мониторинга (МСМ), развернутой в рамках Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (Вена, Австрия). МСМ обладает высокочувствительной сетью первичных и вспомогательных цифровых станций (рис. 1.10). Первичные станции представлены мини-группами, расположенными на территории Скандинавских государств – NOA, ARCES, FINES, а также микрогруппами GERES (Германия), AKASG (Украина) и BRTR (Турция).

Таблица 1.5. Станции GEOPHON на территории ВЕП, входящие в «виртуальную» сеть ГС РАН

Код станции	Название	φ, °N	λ, °E	Высота над уровнем моря, м	Тип станции	Сейсмометр	Начало работы	Конец работы
PUL	Пулково	59.767	30.317	65	Q4120-U	STS-2/N	1998/125	1999/321
					Q4120-M	STS-2/N	1999/321	
MHV	Михнево	54.9595	37.7664	150	Q380-U	STS-2/N	1995/133	1999/181
					Q380-M	STS-2/N	1999/181	
TRTE	Тарту	58.3786	26.7205	100	Q380-U	STS-2/N	1996/180	1999/224
					Q380-M	STS-2/N	1999/224	2003/115
VSU	Васула	58.4620	26.7347	63	PS6-SC	STS-2/N	2003/116	

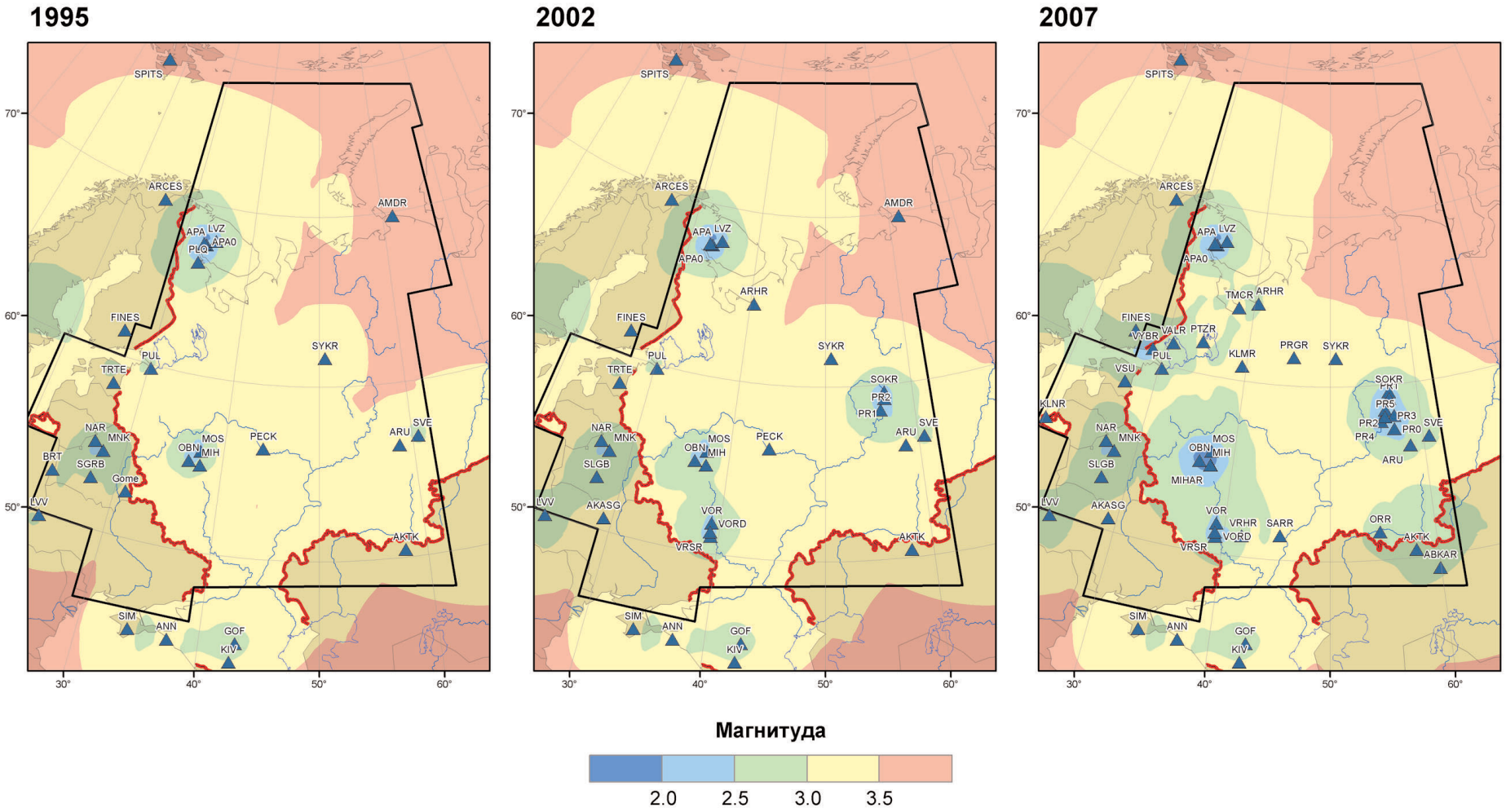


Рис. 1.9. Регистрационные возможности систем сейсмического мониторинга на тер-ритории ВЕП в 1995, 2002 и 2007 гг.

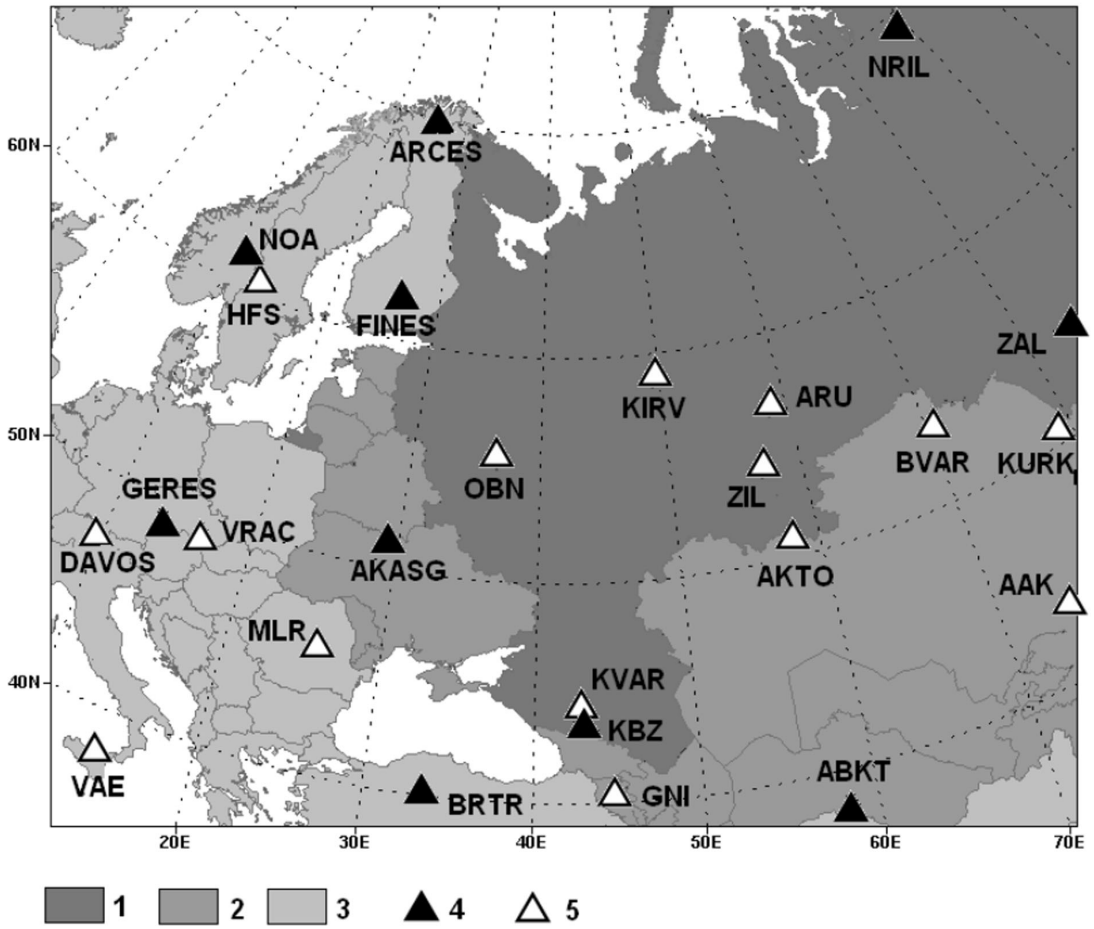


Рис. 1.10. Сеть первичных и вспомогательных сейсмических станций, входящих в Международную систему мониторинга в рамках ДВЗЯИ:

1 — территория Российской Федерации, 2 — территории государств бывшего СССР, 3 — другие государства; 4 — первичные станции; 5 — вспомогательные станции

Центр обработки данных скандинавских станций NORSAR (Осло, Норвегия). Выполняет обработку сейсмологических данных микрогрупп, расположенных на Балтийском щите (рис. 1.11). Обеспечивает регистрацию большого количества сейсмических событий природного и техногенного характера на территории северо-западной части ВЕП.

Сеть сейсмических станций GEOPHON (Потсдам, Германия). Состоит из 48 широкополосных станций на всех континентах. 4 станции этой сети находятся непосредственно на территории ВЕП (табл. 1.5), целый ряд станций расположен в зоне ее ближайшего окружения (рис. 1.12).

В последние годы интенсивно развивается обмен данными с головными сейсмологическими организациями Украины и Белоруссии, в качестве которых выступают Институт геофизики НАН Украины и Центр геофизического мониторинга НАН Беларуси. Состояние сейсмологических сетей в этих независимых государствах рассмотрено в части II, главы 5 и 6.

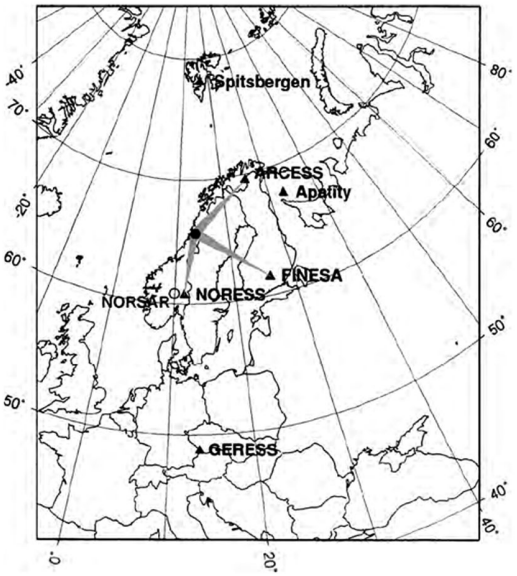


Рис. 1.11. Схема расположения региональных микрогрупп, данные которых в реальном времени обрабатываются в центре NORSAR

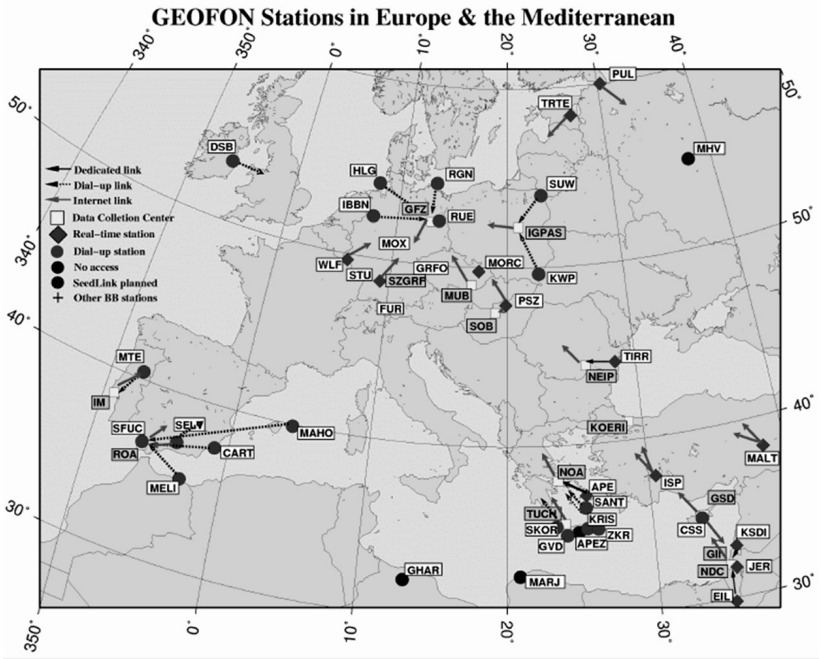


Рис. 1.12. Сеть сейсмических станций GEOPHON

1.3. МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ЗАПИСЕЙ ЛОКАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

1.3.1. Волновая картина при локальных и региональных землетрясениях

Землетрясения на Восточно-Европейской платформе в силу небольшой магнитуды, в основном равной M = 3,5—4,0, регистрируются на эпицентральных расстояниях до 1000—1500 км. Землетрясения, для которых эпицентральные расстояния Δ не превышают 200 км, называются местными (локальными). При эпицентральных расстояниях 200 км$< \Delta <$1000 км (при этих значениях Δ можно пренебречь кривизной Земли) землетрясения считаются близкими (региональными) [Инструкция.., 1982; Аки, Ричардс, 1983; Manual.., 2002].

В настоящее время в наиболее общей глобальной одномерной модели Земли IASPEI-1991 [Kennet, 1991] за основу принята горизонтально-однородная кора толщиной 35 км с двумя слоями и промежуточной границей раздела (граница Конрада) на глубине 20 км. Средние скорости для верхней и нижней коры и верхней мантии соответственно равны: для P-волн — 5,8, 6,5 и 8,04 км/с и для S-волн — 3,36, 3,75 и 4,47 км/с.

На Восточно-Европейской платформе земная кора существенно расслоена. В ней выделяется несколько субгоризонтальных границ, но ни одна из них не может быть отнесена к разряду глобальных (типа границы Мохоровичича). Из промежуточных границ наиболее устойчивой является граница Конрада. Вместе с тем для ВЕП характерно наличие осадочного чехла, мощность которого варьирует в разных районах от 2 до 15 км [Юдахин и др., 2003]. Поэтому в каждом регионе существуют свои региональные годографы в соответствии с особенностями строения земной коры.

Основные признаки волновой картины для локальных и региональных событий:

• преобладание на записи высоких частот (особенно для локальных событий), частоты могут достигать первых десятков герц. Следовательно, они наилучшим образом записаны на короткопериодных приборах с частотой дискретизации 100—200 Гц;

• небольшая длительность записи на короткопериодных каналах — от нескольких секунд до нескольких минут; для наиболее сильных событий она может достигать десятков минут. Очень сильные события излучают также и длиннопериодные волны. Поэтому они хорошо видны на широкополосных длиннопериодных приборах, при этом длительность колебаний может значительно превысить 0,5 часа.

На рис. 1.13 приведена модель земной коры с нанесенными на нее трассами лучей главных «коровых фаз», наблюдаемых для локальных и региональных землетрясений. Рассматривается упрощенная модель двухслойной коры с сейсмическими лучами главных ожидаемых фаз в коре: Pg, Sg, Pb (P*), Sb (S*), Pn, Sn, PmP и SmS. При наличии осадочного слоя появляются волны Po и So, распространяющиеся в верхней осадочной толще [Кедров, 2005].

Для локальных и региональных землетрясений, согласно принятой в международной практике номенклатуре сейсмических фаз [Manual.., 2002], выделяются следующие основные продольные и поперечные волны: Pg, Sg, Pb (P*), Sb (S*), Pn, Sn, PmP, SmS (рис. 1.13). Кажущаяся горизонтальная скорость отраженных волн PmP и SmS изменяется с расстоянием согласно изменению угла наклона поверхности. Их годографы представляют собой гиперболы, которые асимптотически приближаются к годографам для волн Pg и Sg (или Pb и Sb).

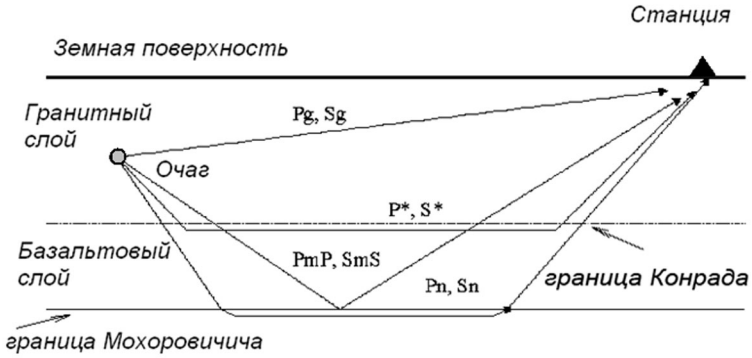


Рис. 1.13. Схема основных сейсмических фаз, регистрируемых на локальных и региональных расстояниях в соответствии с упрощенной моделью земной коры [Manual.., 2002]

Волны Pg и Sg распространяются от источника к сейсмической станции по земной поверхности или только в верхней коре. Буква «g» соответствует «гранитному» (верхнему) слою коры. P* и S*, соответственно, обозначают головные волны от границы Конрада. Отметим, однако, что для коры с двумя слоями в модели IASPEI-1991 эти волны никогда не приходят первыми. Буква «b» отвечает названию «базальтовый» (для нижнего слоя коры). Pn и Sn — головные волны от границы Мохоровичича. Буква «n» означает «noritic». Ранее сейсмологи считали, что верхние слои мантии соответствуют материалам габбро (norites). Современные модели верхней мантии предполагают ее оливиновый (peridotitic-eclogitic) состав. PmP и SmS — волны, закритически отраженные от границы Мохоровичича.

Головные волны Pn имеют обычно меньшие амплитуды, чем Pg и Sg, по крайней мере для расстояний приблизительно до 300 км. Волна Pn может идентифицироваться выше шумового уровня только тогда, когда она выходит в первых вступлениях. На больших расстояниях из-за более сильного ослабления верхнекоровых фаз Pg и Sg, волны Pn и Sn могут стать ясными первыми вступлениями P и S. За критическим расстоянием (приблизительно на расстоянии 70—80 км для средней коры) закритически отраженные волны PmP и SmS имеют наибольшие амплитуды, вступая очень близко после Pg и Sg.

Волны Pg и Sg имеют обычно четкое, но не всегда интенсивное начало колебаний с довольно высокой частотой (4—8 Гц) и с постепенным плавным спадом интенсивности. Они хорошо выражены на короткопериодных записях. Их вступления разделены интервалом времени не более 1,5 мин. Группа волн Sg существенно превышает по интенсивности группу волн Pg и является более низкочастотной. Поэтому выделение волн Sg не представляет, как правило, больших трудностей.

Волны Pg и Pn наилучшим образом выделяются на вертикальных, а Sg и Sn — на горизонтальных компонентах. В континентальных областях волна Pg отмечается в первых вступлениях на эпицентральных расстояниях примерно до 120 км. За этим расстоянием Pn догоняет Pg. Для грубой быстрой оценки эпицентрального расстояния Δ (км) локальных событий надо умножить разность времени (Sg—Pg) с на их фиктивную скорость V* = 8 км/с.

Самые большие амплитуды на записях близких событий обычно имеют коровые каналовые волны Lg, а в случае близповерхностных событий — короткопериодная основная мода волн Рэлея Rg. Волна Rg с более длинными периодами, чем у Sg, может быть доминирующей на записи примерно до 300 км в случае сейсмических событий, порожденных близповерхностными взрывами. Отметим, что на записях платформенных событий чаще всего именно волна Lg и ее ветви наиболее заметны и выделяются даже в тех случаях, когда объемные волны практически не видны на уровне шумов.

Основные сейсмические волны, выделяемые на записях, могут быть трех типов: продольные, поперечные и поверхностные. Эти волны различаются между собой, прежде всего, скоростью распространения. В одной и той же среде она убывает в порядке их перечисления. Скорость продольных волн может изменяться от ~5 до 8,2 км/с, скорость поперечных волн примерно в 1,73—1,78 раза ниже. Поверхностные волны характеризуются самыми низкими скоростями. Эти волны различаются и по характеру движения частиц. В продольной волне частицы перемещаются вдоль распространения луча волны. В поперечной волне частицы перемещаются перпендикулярно лучу. Продольные и поперечные волны являются объемными. Это означает, что они распространяются по всему полупространству так, что амплитуда движения в них зависит в основном от расстояния между данной точкой наблюдения и эпицентром, но не от глубины. Поверхностные волны образуются при наличии открытой поверхности или границ раздела различных сред и концентрируются вблизи этой поверхности. Частицы в этих волнах описывают сложные траектории в виде замкнутых кривых (например, эллипсов), амплитуды которых резко убывают с глубиной. Поэтому можно считать, что поверхностные волны распространяются в околоповерхностном слое как цилиндрические, вследствие чего они затухают с расстоянием медленнее, чем объемные волны.

Примеры записей локальных и региональных землетрясений. В качестве примера приведены записи на региональных расстояниях от землетрясений из различных регионов Восточно-Европейской платформы и ее обрамления, представляющих Урал, Кировскую область и Северный Кавказ.

На рис. 1.14 представлена запись локального землетрясения 15 января 2006 г. в Предкавказье (t_0 = 17:02:57.7, φ = 43.72°N, λ = 43.03°E, h = 19 км, K_P = 8,1) станцией «Дигорское Ущелье» (эпицентральное расстояние Δ = 100 км). Станция расположена в горах Большого Кавказа. Как видно из рисунка, на сейсмограмме в первых вступлениях регистрируется прямая продольная волна Pg. Она приходит через 16,5 с после возникновения землетрясения. Время пробега для прямой поперечной волны Sg составило 28 с. Данные фазы хорошо соответствуют местному скоростному разрезу земной коры, полученному по данным глубинного сейсмического зондирования [Краснопевцева, 1984].

На рис. 1.15 приведены записи землетрясения, произошедшего в Уральском регионе 18 августа 2002 г. вблизи г. Златоуста (t_0 = 15:23:58, φ = 55.3°N, λ = 59.9°E, h = 10 км, M = 3,1), вертикальными каналами сейсмостанций «Арти» (ARU, Δ = 149 км), «Добрянка» (PR2, Δ = 418 км) и «Соликамск» (SOKR, Δ = 530 км). Здесь хорошо видны волны, характерные для региональных расстояний. На ближайшей станции «Арти» в первых вступлениях отмечается слабая волна Pn, через 2,5 с вступает волна Pg и далее через 22,5 с — интенсивная волна Lg. На более удаленных станциях «Добрянка» и «Соликамск» четкие вступления волны Pg отмечаются через 9 с и 17 с после Pn (в соответствии с Δ). На станции «Добрянка» наблюдаются интенсивные волны Sn через 49 с и Lg через 67 с. На станции «Соликамск» группа волн Lg вступает позже (через 85 с), чем на станции «Добрянка», также в соответствии с Δ. Все вступления согласуются с используемым на Урале годографом сейсмических волн [Ломакин и др., 1978].

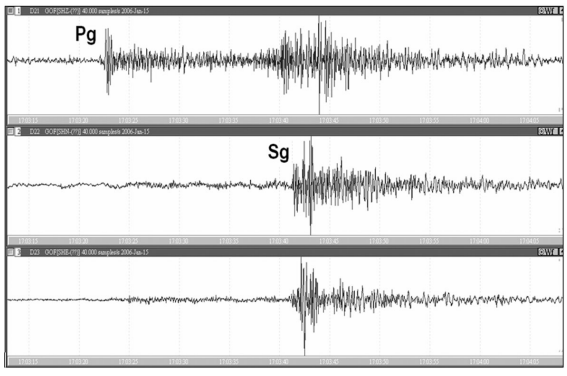


Рис. 1.14. Трехкомпонентная запись землетрясения 15.01.2006 г.

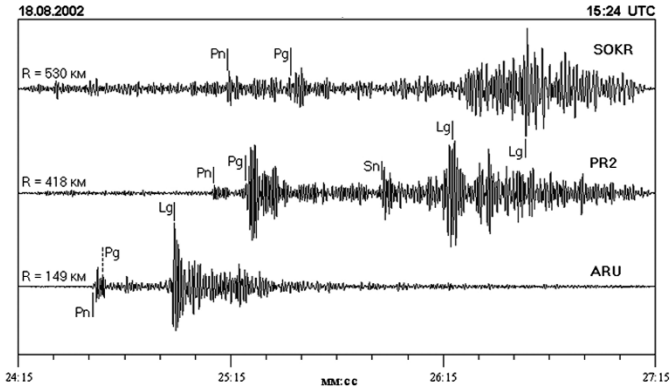


Рис. 1.15. Записи землетрясения вблизи г. Златоуста на Урале 18 августа 2002 г. сейсмическими станциями «Арти» (Δ = 149 км), «Добрянка» (Δ = 418 км) и «Соликамск» (Δ = 530 км), на станции «Дигорское Ущелье» (Δ = 100 км)

На рис. 1.16 приведена запись Кировского землетрясения 18 января 2000 г. (t_0 = 04:05:43.0, φ = 57.99°N, λ = 49.28°E, h = 10 км, M = 4) на региональных расстояниях сейсмическими станциями «Романово» (Δ = 420 км) и «Арти» (Δ = 612 км). Видно, что волновая картина меняется в зависимости от эпицентрального расстояния. На станции «Романово» отмечается слабое вступление волны Pn. Далее через 5,5 с вступает волна Pg, а затем через 51 с отмечается четкое вступление волны Lg. Эта картина прослеживается на всех трех компонентах. На станции «Арти» в первых вступлениях также видны слабые волны Pn и Pg (Pg вступает через 15 с после Pn). На всех компонентах четко выделяется волна Lg (через 80 с), а на горизонтальных составляющих достаточно уверенно — волна Sn через 56 с после Pn. Отметим, что эта волна не выделяется на записи станции «Романово», несмотря на меньшие расстояния. Все вступления волн хорошо согласуются с годографом IASPEI-1991.

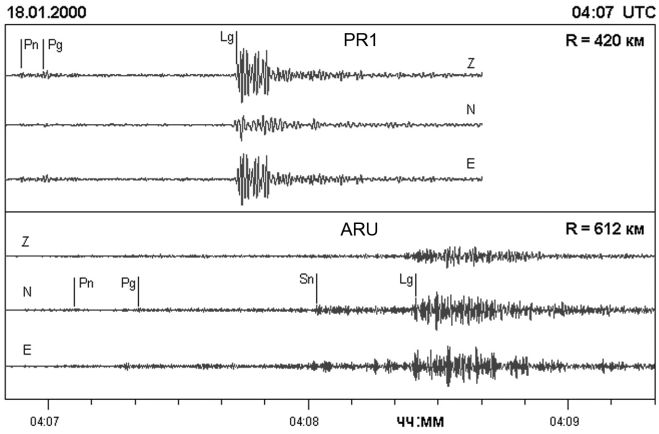


Рис. 1.16. Трехкомпонентные записи Кировского землетрясения 18.01.2000 г. сейсмическими станциями «Романово» и «Арти»

На рис. 1.17 приведены записи Калининградского землетрясения 21 сентября 2004 г. (t_0 = 13:32:31.3), полученные семью станциями с различными эпицентральными расстояниями Δ (от 2,1° до 5,0°) и азимутами Az (от 43° до 226°) — SUW («Сувалки», Польша), WAR («Варшава», Польша), GKP («Gorka Klasztorna», Польша), NAR («Нарочь», Беларусь), MNK («Минск», Беларусь), OJC («Ojcow», Польша), VSU («Васула», Эстония). На рисунке хорошо видно изменение времени прихода волны Pg относительно Pn в зависимости от Δ и Az. Наблюдаемые различия, по-видимому, связаны со строением среды на пути распространения сейсмических волн и с положением станций регистрации относительно возможных плоскостей

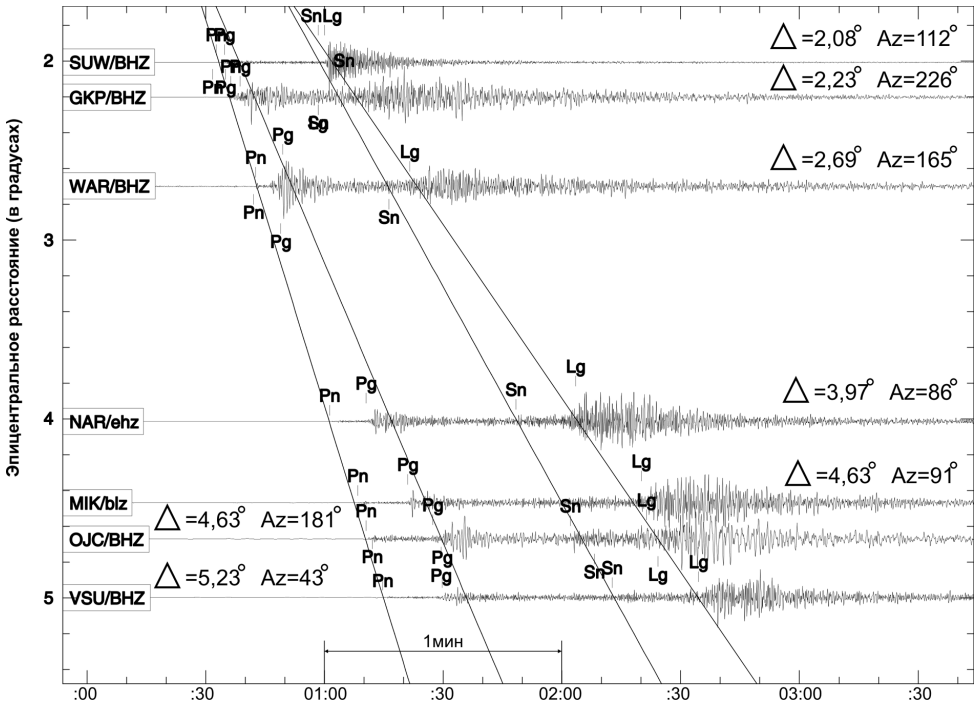


Рис. 1.17. Фрагменты сейсмограмм вертикальной компоненты Калининградского землетрясения 21 сентября 2004 г., расположенные в порядке времени прихода первой фазы. Записи отфильтрованы в полосе 0,6—4,5 Гц. На волновые формы наложены годографы IASPEI-1991

разрыва в диаграмме механизма очага [Маловичко и др., 2006]. На станциях (GKP и SUW), азимуты которых (Az = 226° и Az = 112°) совпадают с простиранием нодальных плоскостей (STK = 208° и STK = 113°), отмечаются минимальные (1,9–2,4 с) запаздывания времен прихода волн Pg относительно Pn.

1.3.2. Методические приемы обработки цифровых записей слабых сейсмических событий ВЕП

Для получения основного результата сейсмического мониторинга – каталога с параметрами гипоцентров сейсмических событий Восточно-Европейской платформы – в ИОЦ ГС РАН решаются следующие задачи:

– обнаружение сейсмических событий;

– первичная станционная обработка с выделением вступлений и идентификацией сейсмических фаз, замеров их времен прихода на станцию, амплитуд и периодов колебаний;

– сетевая обработка полученной станционной информации с целью получения параметров гипоцентров и вычисление энергетических оценок сейсмических событий.

Многие сейсмические станции на территории ВЕП расположены вблизи промышленных центров, значительных по площади водоемов и других природных и техногенных источников микросейсмических колебаний. Обнаружение слабых событий сопровождается определенными трудностями в условиях сложной шумовой обстановки. При стандартной рутинной обработке записи слабых событий могут быть приняты за помехи или же из-за неполного отображения на записи всей волновой картины землетрясения видимые сейсмические фазы могут быть неправильно интерпретированы. Интерпретаторы сталкиваются с большими трудностями при выделении первых вступлений продольных волн. В связи с этим возможны ошибки в идентификации последующих вторичных фаз.

Уже несколько десятилетий большое внимание уделяется вопросам обнаружения слабых сейсмических событий в связи с необходимостью контроля за соблюдением Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ). Отработанные для этого методы с использованием частотной фильтрации, поляризационного анализа, поляризационной фильтрации, детального исследования спектрограмм, FK-анализа записей микрогрупп и пр. применяются и для обнаружения записей слабых землетрясений. Все эти процедуры направлены на увеличение отношения сигнал/шум.

Частотная фильтрация является обязательной процедурой в любом детекторе [Кедров, 2005; Manual.., 2002] и при интерактивной обработке цифровых записей. Тип необходимого фильтра зависит от конкретных условий регистрации на станции и степени различия между спектрами шумов и сигналов. Чаще всего применяют полосовую фильтрацию, пропуская те частоты, которые преобладают в спектрах событий различного типа: локальных, региональных и телесейсмических (рис. 1.18). В отдельных случаях удобнее применять фильтры, пропускающие только высокие или, наоборот, низкие частоты. Как правило, все применяемые для обработки программы содержат блоки частотной фильтрации. С помощью частотной фильтрации определенными полосами в ряде случаев имитируют записи аналоговых каналов, для которых были построены калибровочные функции распространенных типов магнитуд [Рекомендации.., 2005; Manual.., 2002], для соблюдения преемственности энергетических оценок. Для выделения вступлений сейсмических фаз при частотной фильтрации трехкомпонентных записей применяются фильтры с нулевым фазовым сдвигом, тогда как для замеров амплитуд такие фильтры применять неверно.

Поляризационный анализ. В фундаментальном труде [Пасечник, 1970] «Характеристика сейсмических волн при ядерных взрывах и землетрясениях» детально рассматриваются отличительные особенности поляризационных свойств сигналов сейсмических фаз и шумов различной природы. Записи волн P и S от взрывов, землетрясений и других источников упругих сейсмических волн характеризуются линейной поляризацией колебаний, в то время как шумы представляют собой результат сложения волн, приходящих на станцию от многих источников. Поэтому результирующие шумовые колебания грунта на станции имеют хаотический характер с низким уровнем линейности поляризации [Кедров, 2005]. Эти различия сигналов и шумов могут быть выявлены с помощью поляризационного анализа колебаний, а подавление шумов по данному признаку может быть сделано с помощью поляризационной фильтрации. Такие процедуры полезны при обнаружении сигналов, имеющих частоту, близкую к частоте шума, когда частотная фильтрация оказывается неэффективной (рис. 1.18).

Поляризационный фильтр позволяет пересчитать обнаруженный сигнал в направлении на заданный источник с помощью азимута и угла падения луча. При этом подавляются шумы, поляризация которых отлична от записи сейсмических фаз, зарегистрированных от определенного события (рис. 1.18). И как результат — выделение дополнительных фаз, что очень важно при обработке слабых событий, записанных небольшим числом станций. Качество локации событий при использовании большего числа корректно выделенных фаз заметно повышается.

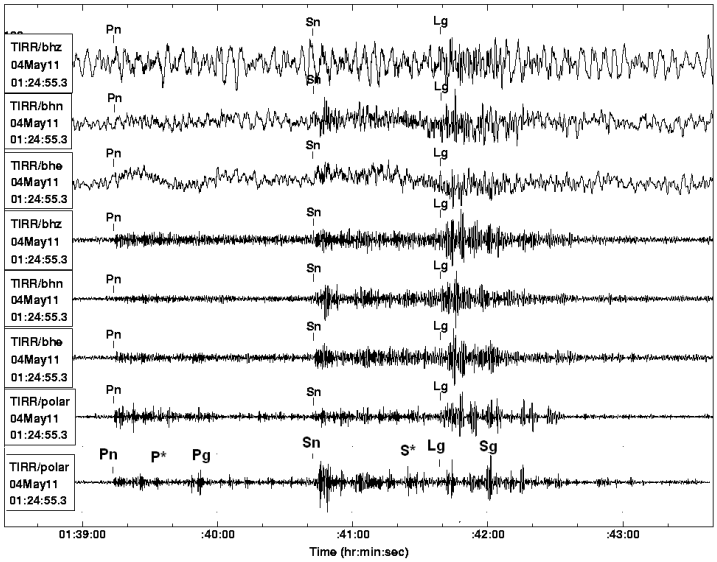


Рис. 1.18. Трехкомпонентные записи Новодарьевского землетрясения 11 мая 2004 г. в Донбассе румынской станцией TIRR, удаленной на расстояние 8,3°, Az = 60°. Три верхние сейсмограммы — нефильтрованная запись, три следующие сейсмограммы — результат обработки частотным фильтром Баттерворта, порядок 3, в полосе 1—3 Гц, две нижние сейсмограммы — результат применения поляризационного фильтра с использованием известного азимута на эпицентр и разных значений углов выхода сейсмического луча. Использована программа Geotool [Coyne, 2003]

И. П. Пасечником (1970) детально описан характер поляризации объемных и поверхностных волн на различных расстояниях для взрывов и землетрясений. Им установлено, что на близких и региональных расстояниях многочисленные построения траекторий в продольных волнах, записи которых не осложнены другими колебаниями (или правильно отфильтрованы), указывают на почти линейный характер поляризации этих волн в вертикальной плоскости (рис. 1.19, а). Траектории, построенные в вертикальной плоскости, проходящей через эпицентр и станцию, наклонены в направлении от эпицентра. Однако в большинстве случаев траектории продольных волн представляют собой вытянутые эллипсы, что может быть объяснено влиянием среды и неоднородностью строения верхней части разреза. Движение частиц — в направлении от эпицентра.

Поляризация в начальной части записи колебаний поперечных волн в горизонтальной плоскости близка к линейной (рис. 1.19, б), хотя траектории в большинстве случаев имеют вид вытянутых эллипсов. В последующей части записи поперечных волн характер поляризации сложный. Частицы среды в вертикальной плоскости движутся в направлении от эпицентра.

В отличие от объемных поверхностные волны не имеют плоской поляризации и отличаются ретроградным движением частиц, происходящим по эллипсу, большая ось которого лежит в вертикальной плоскости. Для событий (включающих и взрывы, и землетрясения),

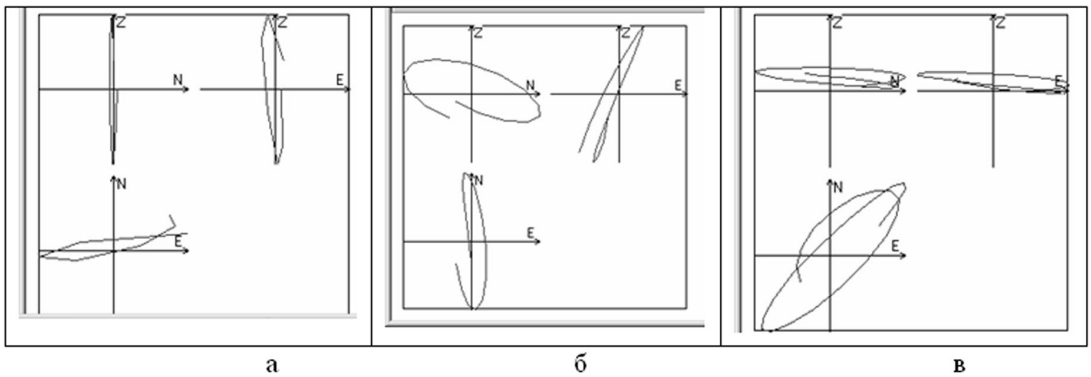


Рис. 1.19. Движение частиц в волнах Pn (а), Sn (б) Lg (в), полученное на записях станции OBN, удаленной на расстояние 9,5°, Az = 274° от эпицентра Калининградского землетрясения. Применена частотная фильтрация для Pn в области частот f = 1—3 Гц, для Sn и Lg — f = 0,7—1,4 Гц

произошедших в районах с континентальным строением земной коры и при континентальных путях распространения, наблюдаются относительно интенсивные группы колебаний, по кинематическим и динамическим характеристикам относимые к поверхностным каналовым волнам типа Lg (рис. 1.19, в) и Rg. На природу этих волн существуют различные точки зрения, информация об этом подробно изложена в [Нерсесов, Раутиан, 1964; Пасечник, 1970; Молнар и др., 1976; Аки, Ричардс, 1983, Manual.., 2002]. На записях платформенных событий чаще всего волна Lg и ее ветви наиболее заметны и выделяются даже в тех случаях, когда объемные волны практически не видны на уровне шумов.

Одним из распространенных методов анализа цифровых записей на обнаружение события и исследования его специфической спектрально-временной картины является метод спектрограмм. Частотный состав записей сейсмических событий, особенно естественного происхождения, сильно изменчив во времени. Поэтому спектры событий сами по себе не очень информативны в смысле, например, дискриминации взрывов от землетрясений. Значительно более информативны спектральные диаграммы (сонограммы или спектрограммы), иллюстрирующие картину изменения спектра событий во времени [Кременецкая, Асминг, Баранов, http://www.krsc.ru/defds.htm], которые могут быть изображены как в виде плоских графиков, так и в виде объемных поверхностей. Принцип построения спектрограмм (сонограмм) следующий: по записи события скользят временным окном, для каждого положения которого рассчитывается спектр мощности. Амплитуда спектра нормируется на максимум и откладывается по вертикали, большие амплитуды отображаются более яркими цветами. Замечено, что некоторые типы взрывов можно легко распознать по «полосам» на спектрограммах (сонограммах). Наличие этих «полос» означает, что для данных взрывов спектральная плотность меняется во времени медленнее, чем для землетрясений (или взрывов другой природы).

Спектрально-временной анализ в том или ином виде реализован в ряде интерактивных программ обработки и анализа цифровых записей. Среди них наиболее применяемая для этих целей в ИОЦ ГС РАН программа Geotool [Coyne et al., 2003]. В качестве примера приведем сравнение спектрограмм для двух сейсмических событий, зарегистрированных станцией «Сторожевое» (VRSR) на Воронежском кристаллическом массиве, приблизительно на равных расстояниях. Одно из этих событий — взрыв в промышленном карьере, другое — тектоническое землетрясение (рис. 1.20).

Учет особенностей поляризации, спектрального состава волн и других характеристик способствует правильной идентификации сейсмических волн на этапе первичной обработки цифровых записей.

Немаловажным для получения параметров гипоцентров является учет особенностей волновой картины и использование местных годографов.

В 2000—2003 гг. Геофизическая служба РАН участвовала в исследованиях, проводимых в рамках проекта «Российские сейсмоакустические системы в интересах ДВЗЯИ». Одна из основных задач проекта состояла в проведении кинематической калибровки сейсмических станций международной сети IMS, создаваемой для слежения за соблюдением ДВЗЯИ. В ходе исследований был собран большой объем информации о временах вступлений сейсмических фаз на станциях от мирных ядерных взрывов (МЯВ) на территории Северной Евразии, в том числе и на ВЕП. Эти работы были направлены на создание временных поправок к обобщенному годографу IASPEI-1991 с учетом особенностей распространения волн от источника к станции и одновременно на формирование более точного годографа сейсмических фаз на региональных расстояниях для каждой сейсмоактивной зоны Северной Евразии, включая и территорию платформы. Материалы исследований представлялись на международных конференциях в Норвегии, Казахстане, США [Starovoit et al., 2000]. Впоследствии эти построенные годографы нашли применение в рутинной практике при составлении каталогов и бюллетеней в ГС РАН. На рис. 1.21—1.24 представлены графики сопоставления редуцированных годографов волн Pn, Pg, Sn, Lg по обобщенной модели IASPEI-1991 и для территории ВЕП [Starovoit et al., 2000].

В результате проведенных исследований установлено [Кириченко, Краев, 2001], что наблюденные времена прихода региональных фаз, особенно в платформенных областях, имеют различные отклонения от годографов IASPEI-1991. Последние получены для обобщенной модели земной коры, описывающей в основном сейсмоактивные области Земли и не учитывающей региональные неоднородности в земной коре и верхней мантии. Для платформенных областей на расстояниях от источника 1500—2000 км отклонения от годографов могут достигать

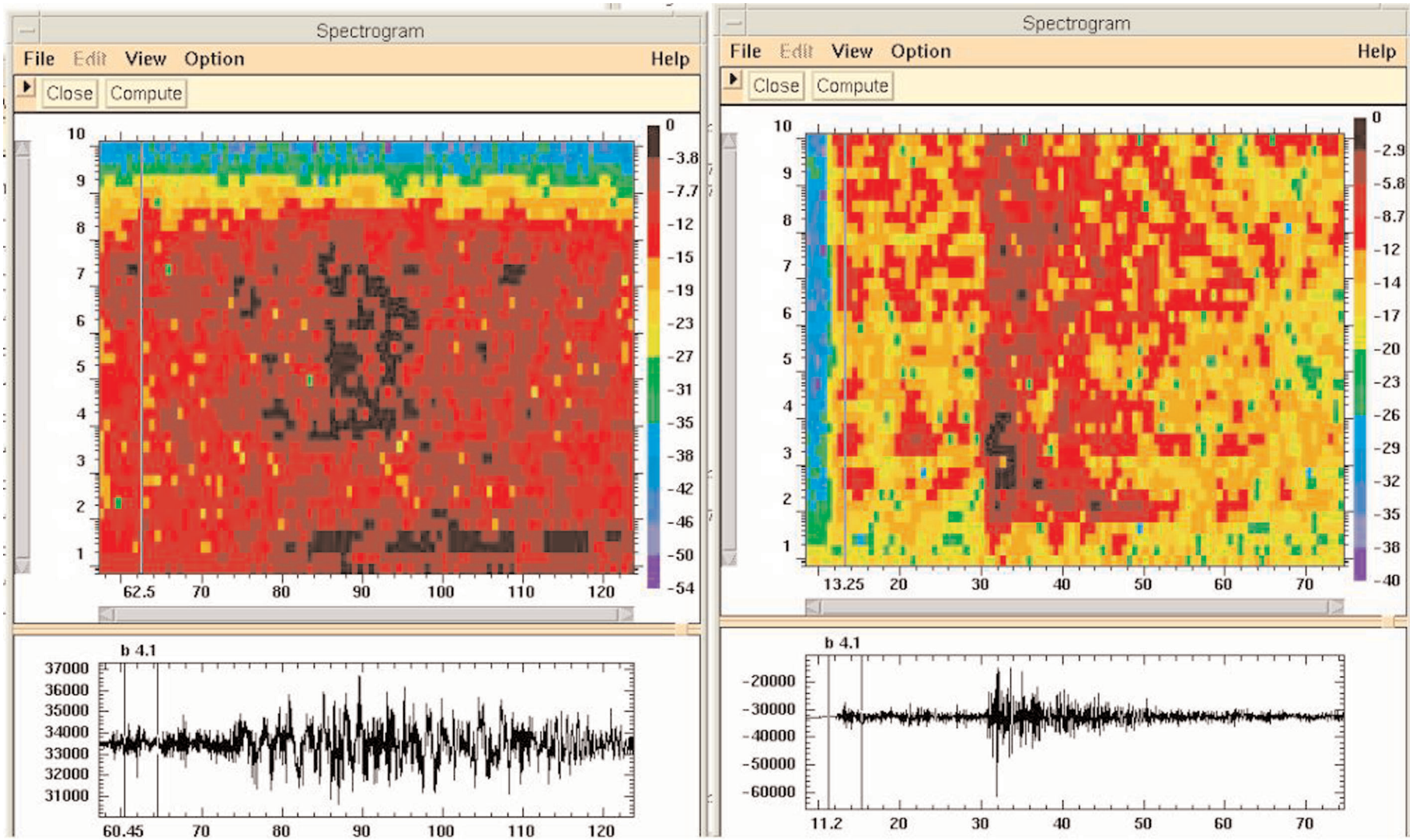


Рис. 1.20. Сравнение спектрограмм взрыва в карьере «Павловский» 1 декабря 2000 г. и Никольского землетрясения 31 марта 2000 г. (сейсмостанция «Сторожевое»)

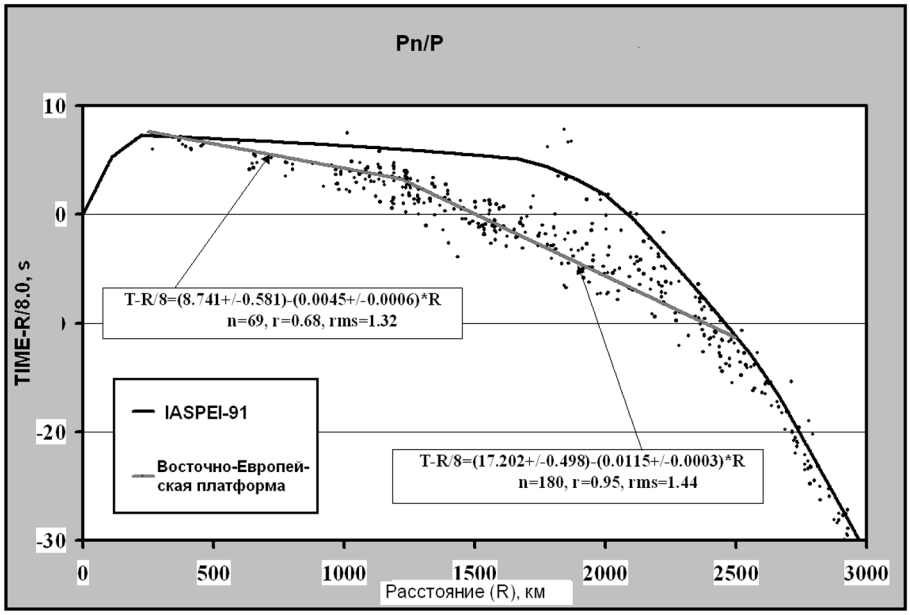


Рис. 1.21. Редуцированный годограф волны Pn для Восточно-Европейской платформы в сравнении с IASPEI-1991

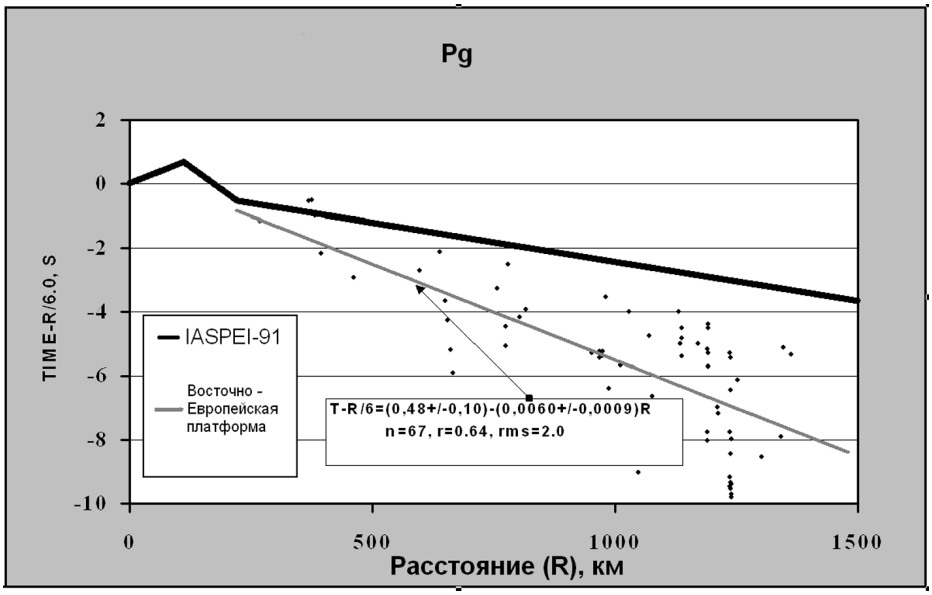


Рис. 1.22. Редуцированный годограф волны Pg для Восточно-Европейской платформы в сравнении с IASPEI-1991

−8/−10 с для Pn, −15/−20 с для Sn. Для областей кайнозойской складчатости − от −2 до +4 с для Pn и −5/+5 с для Sn. Времена пробега волн Pg, характеризующие среднюю скорость в земной коре, по величинам отклонений от годографа IASPEI-1991, делятся на две группы − для платформ и тектонически активных областей. Для первой группы характерны отклонения до +3/−5 с на расстояниях 700−1000 км. Времена пробега в тектонически активных областях практически совпадают с годографом IASPEI-1991. Времена пробега волн Lg характеризуются большими разбросами даже в пределах однородных провинций.

При уточнении параметров землетрясений в ИОЦ ГС РАН используются временные коррекции к годографу IASPEI-1991, особенно для станций, расположенных на платформе и удаленных на расстояния более 5° (временные отклонения на более близких расстояниях

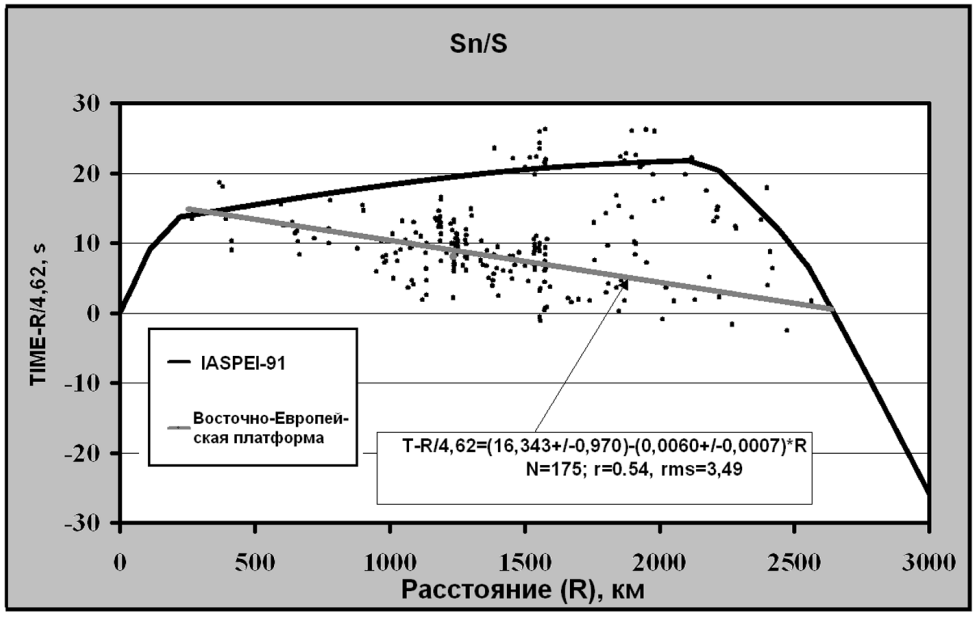


Рис. 1.23. Редуцированный годограф волны Sn для Восточно-Европейской платформы в сравнении с IASPEI-1991

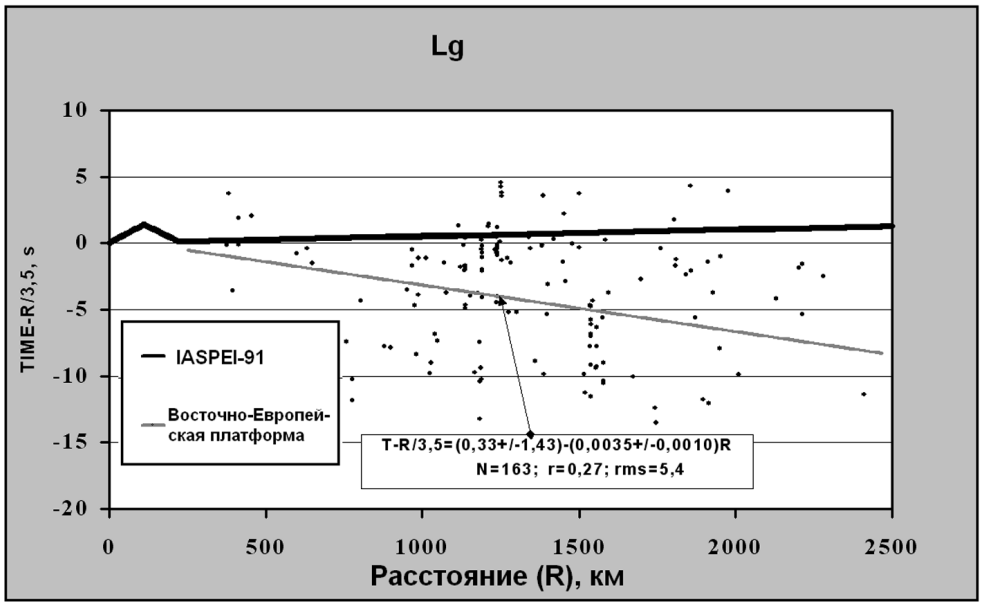


Рис. 1.24. Редуцированный годограф волны Lg для Восточно-Европейской платформы в сравнении с IASPEI-1991

не превышают 1 с для Pn, Pg и 2 с для Sn и не внесут значительных искажений). Такие временные коррекции к годографу IASPEI-1991 были получены в ГС РАН для ряда станций в ходе выполнения работ по кинематической калибровке станций международной сети IMS СТВТО. Вступления фаз Lg используются при локации с уменьшенным весом и с учетом так называемых модельных ошибок годографа, описывающих возможный разброс значений времен пробега в этой фазе.

Качество сводной (сетевой) обработки зависит, кроме выбора годографа, от выбора программы локации. Используемая программа LocSat [Bratt, Bache, 1988], применяемая для целей локации в ряде международных центров и входящая в состав программного комплекса Geotool [Coyne, 2006], учитывает не только первые вступления продольных волн, но и выделенные вто-

ричные фазы (Sn, Lg, Rg) с учетом их модельных ошибок (возможных статистических отклонений). Это позволяет получать устойчивые решения даже при небольшом числе станций, зарегистрировавших событие. Кроме того, в этой программе можно использовать данные об азимутах и медленности, рассчитанных для каждой из этих фаз, что особенно важно при участии в локации данных микрогрупп.

1.3.3. Методика получения магнитудных оценок на региональных расстояниях

В соответствии с международной практикой и большими потребностями сейсмологических служб России в выработке единого стандартизованного подхода к оценкам энергетической величины землетрясений в ГС РАН проведены работы по применению способов обработки цифровых записей, направленных на сохранение и продолжение стандартных методик вычисления магнитуд землетрясений, принятых в сейсмологической практике со времен использования аналоговой аппаратуры. Для сохранения преемственности каталогов этот подход необходим в той же степени, как и разработка новых способов оценки величины и энергии землетрясений по цифровым записям. Поэтому в первую очередь были разработаны рекомендации, направленные на вычисление стандартных магнитуд по цифровым записям на телесейсмических ($\Delta \geq 20°$) расстояниях по записям широкополосных цифровых сейсмографов в ГС РАН [Рекомендации.., 1999].

Дальнейшим шагом в развитии этого процесса явилось обобщение имеющейся информации и предложение общих стандартных способов оценки магнитуд на близких расстояниях от очага (от 5 до 800 км). Работы проводились под руководством и при непосредственном участии ведущего научного сотрудника ГС РАН В. Д. Феофилактова. Были проанализированы имеющиеся в практике региональные калибровочные функции для S-волн, записанных короткопериодной отечественной аппаратурой (как правило, отражающих максимальную фазу регионального события на сейсмограмме).

Сравнение калибровочных кривой показало хорошее их совпадение и позволило построить «обобщенную русскую» калибровочную кривую. Калибровочная функция, полученная осреднением данных основных региональных шкал СНГ и приведенная к уровню шкалы Рихтера, задана следующими соотношениями и приведена в табл. 1.6:

для R = 5—200 км Sigma = 1,43 · log10(R) + 0,29;

для R = 200—1000 км Sigma = 2,51 · log10(R) — 2,21, где R — гипоцентральное расстояние в км.

Сравнение обобщенной калибровочной кривой с аналогичной калибровочной кривой, используемой в зарубежных сейсмологических центрах и приведенной в [Manual.., 2002], показало их совпадение.

Следует заметить, что ранее в СССР локальные магнитуды не вычислялись. Это было связано в первую очередь с тем, что сети региональных станций не были оснащены приборами типа короткопериодных крутильных сейсмографов Вуда-Андерсона. В основном сети были оснащены короткопериодными сейсмографами СКМ и СМ, имевшими другую полосу регистрации. При этом в разных регионах параметры приборов настраивались различным образом, что в последующем привело к разработке региональных шкал энергетических характеристик, чаще всего энергетических классов. Преимущество цифрового способа регистрации заключается в том, что при применении соответствующих процедур обработки можно симулировать записи типа короткопериодного крутильного сейсмографа Вуда-Андерсона. Предполагается, что расчет локальной магнитуды позволит получить единую оценку величины региональных землетрясений в различных регионах, что упростит сопоставление различных каталогов в приграничных зонах ответственности, параметры событий для которых определяются по различным сетям цифровых станций [Габсатарова, 2006].

Таблица 1.6. Обобщенная русская калибровочная функция для расчета локальной магнитуды MWA (ML)

Δ, км	σL (Δ)	Δ, км	σL (Δ)	Δ, км	σL (Δ)	Δ, км	σL (Δ)	Δ, км	σL (Δ)
0		90	3.08	260	3.85	440	4.43	620	4.8
10	1.72	100	3.15	280	3.93	460	4.47	640	4.83
20	2.15	120	3.26	300	4.01	480	4.52	660	4.87
30	2.4	140	3.36	320	4.08	500	4.56	680	4.9
40	2.58	160	3.44	340	4.14	520	4.61	700	4.93
50	2.72	180	3.52	360	4.21	540	4.65	720	4.96
60	2.83	200	3.58	380	4.27	560	4.69	740	4.99
70	2.93	220	3.67	400	4.32	580	4.73	760	5.02
80	3.01	240	3.76	420	4.37	600	4.76	780	5.05

В. Д. Феофилактовым получено корреляционное соотношение локальной магнитуды Вуда-Андерсона – MWA (ML) и энергетических классов К по шкале Т. Г. Раутиан для приборов типа ВЭГИК: $K_P = 1{,}84 \cdot MWA + 3{,}51$.

Предложенный способ расчета локальной магнитуды реализован в программе WSG [Красилов и др., 2006].

1.4. ПРИМЕРЫ ПОЛУЧЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

В настоящем разделе показаны возможности использования «виртуальной» сети сейсмических наблюдений на территории Восточно-Европейской платформы. Как уже отмечалось в разделе I, ГС РАН в сейсмическом мониторинге на этой территории использует тесное взаимодействие с центрами и сетями других государств. Среди сейсмологических центров в первую очередь следует назвать: IDC CTBTO – Австрия, NORSAR – Норвегия, GEOPHON – Германия, ORFEUS – Нидерланды, EMSC – Франция, HEL – Финляндия и др.

Последнее время в ГС РАН проводятся детальные исследования отдельных очагов в слабосейсмичных областях. Применяются современные средства и методики анализа цифровых данных (см. часть II). На примере обработки результатов наблюдений в очаговых зонах четырех землетрясений: Верхошижемского 18 января 2000 г., Сальского 22 мая 2001 г., Новодарьевского 11 мая 2004 г., Калининградских землетрясений 21 сентября 2004 г., произошедших в различных частях платформы, покажем современные возможности «виртуальной» сети и методические приемы, применяемые в Информационно-обрабатывающем центре ГС РАН для получения параметров землетрясений.

1.4.1. Верхошижемское землетрясение 18 января 2000 г.

Это землетрясение произошло 18 января в 04^h05^m по Гринвичскому времени в Кировской области, у истоков р. Шижмы, впадающей в р. Вятку [Никонов, 2004; Удоратин и др., 2005]. Оно было достаточно заметным для Восточно-Европейской платформы. Его магнитуда по объемным волнам, определенная на четырех станциях («Обнинск», «Арти», «Кисловодск», «Сыктывкар»), составила MPSP = 4,0.

Землетрясение стало одним из первых в этой области, зарегистрированных сетью сейсмических станций, расположенных не только на территории ВЕП и Урала, но и в других районах (рис. 1.25), что дало возможность достаточно уверенного определения его параметров по инструментальным данным. Согласно бюллетеню ISC [Bulletin.., 2002], общее число станций, зарегистрировавших землетрясение, составило n = 17. Параметры землетрясения определены в четырех сейсмологических центрах (табл. 1.7).

Таблица 1.7. Основные параметры Верхошижемского землетрясения 18 января 2000 г. по данным различных сейсмологических центров

Источник	t_0, чч:мм:сс	δt_0, с	Эпицентр				Сеть				h, км	Магнитуда
			φ, °N	δφ°	λ, °E	δλ°	n	Δ_{min}	Δ_{max}	Gap		
Оперативный сейсмологический бюллетень ГС РАН	04:05:40.7	2.85	58.033	0.24	48.962	0.12	9	5.5	57.8	136	10	MPSP = 3.7/1
REB EIDC http://www.isc.ac.uk	04:05:42.00	1.41	58.06	0.36	49.27	0.14	4	5.3	57.96	136	0	ML = 3.6/3, m_b = 2.9/1, MS = 2.5/1, m_b = 3.7/1
HEL (http://www.isc.ac.uk)	04:05:47.6	0.4	58.34	0.05	48.99	0.06	9	9.8	13.70	329	10	ML = 3.2/4
ISC (http://www.isc.ac.uk)	04:05:39.4	0.83	58.30	0.09	49.1	0.17	17	5.43	58.12	137	10	m_b = 3.8/1
Макросейсмический эпицентр [Никонов, 2004]			58.2	±0.1	49.0	±0.1						
ГС РАН, уточненный вариант	04:05:43.01	0.49	57.987	0.05	49.279	0.04	10	3.83	57.91	97	10f	MPSP = 4.0/4

Примечание. В графе глубин даны их фиксированные значения, использованные при локации.

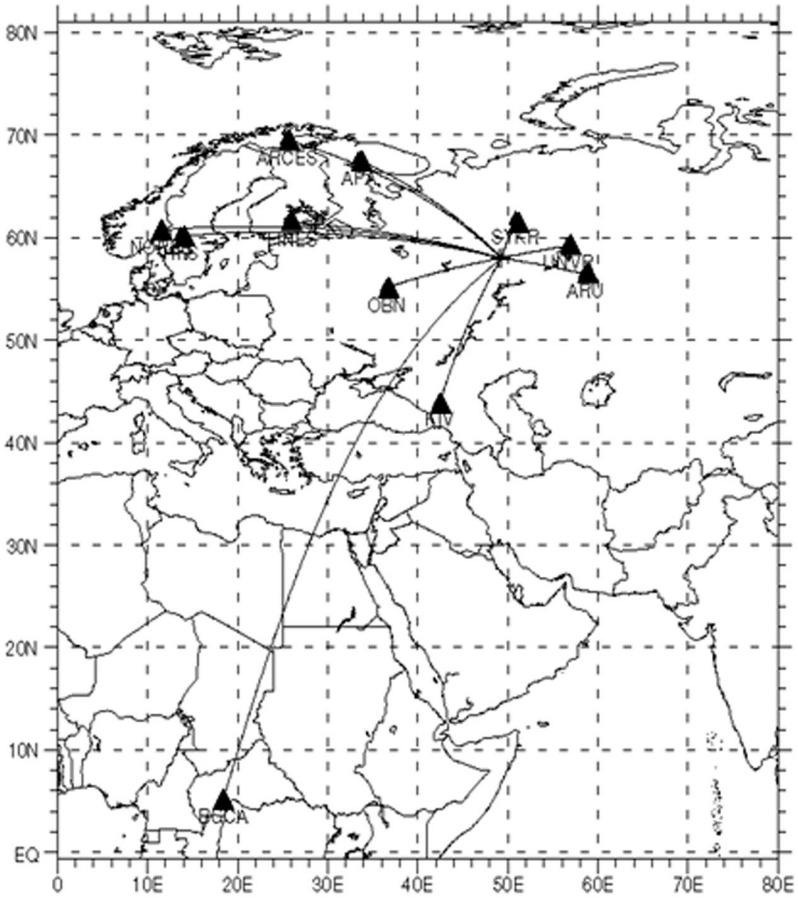


Рис. 1.25. Расположение сейсмических станций и групп, зарегистрировавших Верхошижемское землетрясение

В Оперативном сейсмологическом бюллетене [Сейсмологический бюллетень, 2000] участвовало девять станций, из которых четыре принадлежали сети ГС РАН — ARU ($\Delta = 5.46°$, $Az = 103°$); OBN ($\Delta = 7.44°$, $Az = 252°$); «Апатиты» (APA, $\Delta = 11.86°$, $Az = 330°$); KIV ($\Delta = 14.62°$, $Az = 198°$). Остальные сведения были получены по обмену из REB IDC (REB — Reviewed Event Bulletin of the IDC — уточненный или пересмотренный бюллетень событий Международного центра данных, Вена, Австрия; IDC — International Data Center), опубликованные в [http://www.isc.ac.uk/Bulletin]. Это данные трех сейсмических групп (FINES — в Финляндии с $\Delta = 12.01°$, $Az = 296°$; ARCES — в Норвегии с $\Delta = 15.36°$, $Az = 328°$; NORES — в Норвегии с $\Delta = 19.07°$, $Az = 294°$) и двух станций («Hagfors» (HFS) — в Швеции с $\Delta = 18.11°$, $Az = 292°$ и «Bogoin» (BGCA) — в Центральной Африканской Республике с $\Delta = 57.84°$, $Az = 217°$). Финская сейсмологическая сеть (код центра HEL [http://www.isc.ac.uk/Bulletin]) зарегистрировала землетрясение девятью станциями на расстояниях $\Delta = 9.8—13.7°$ в узком азимутальном створе $Az = 290—321°$. Обобщение имеющихся данных по этому землетрясению выполнено, как упомянуто выше, в Международном центре ISC, параметры которого также даны в табл. 1.7. Как видно из табл. 1.7, все параметры хорошо согласуются между собой. Однако, согласно [http://www.isc.ac.uk/Bulletin], они имеют большой эллипс ошибок.

Этот факт послужил причиной дополнительного сбора данных и уточнения параметров этого землетрясения (табл. 1.8). При уточнении за основу были взяты данные Сейсмологического бюллетеня, к которым добавлены данные ближайших к эпицентру станций «Сыктывкар» ($\Delta = 3.81°$, $Az = 10°$, аналоговая сейсмограмма) и «Романово» (UNVR, $\Delta = 4.6°$, $Az = 80°$, цифровая запись). Данные этих станций были предоставлены Институтом геологии Коми НЦ УрО РАН и Горным институтом УрО РАН. В отличие от Сейсмологического бюллетеня, в котором при локации использовались только времена первых вступлений P-волн, при уточнении дополнительно были введены вторичные фазы, выделенные на региональных расстояниях: Pn, Pg, Sn, Lg (пример выделения этих фаз на цифровых станциях «Романово» и «Арти» показан на рис. 1.26).

Для локации применялись обобщенный годограф IASPEI-1991 и годограф для Восточно-Европейской платформы [Starovoit et al., 2000]. Последний годограф был построен в ходе выполнения работ по кинематической калибровке Международной сети сейсмических станций, формируемой организацией по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ), с использованием сейсмических фаз от калибровочных источников — мирных ядерных взрывов, произведенных на ВЕП за период 1965—1988 гг. [Sultanov et al., 1999]. Для уточнения локации применялась программа LocSat [Bratt, Bache, 1988], позволяющая с различными весами использовать вторичные фазы, выделенные на сейсмограммах. Результаты полученного решения представлены в последней строке табл. 1.7.

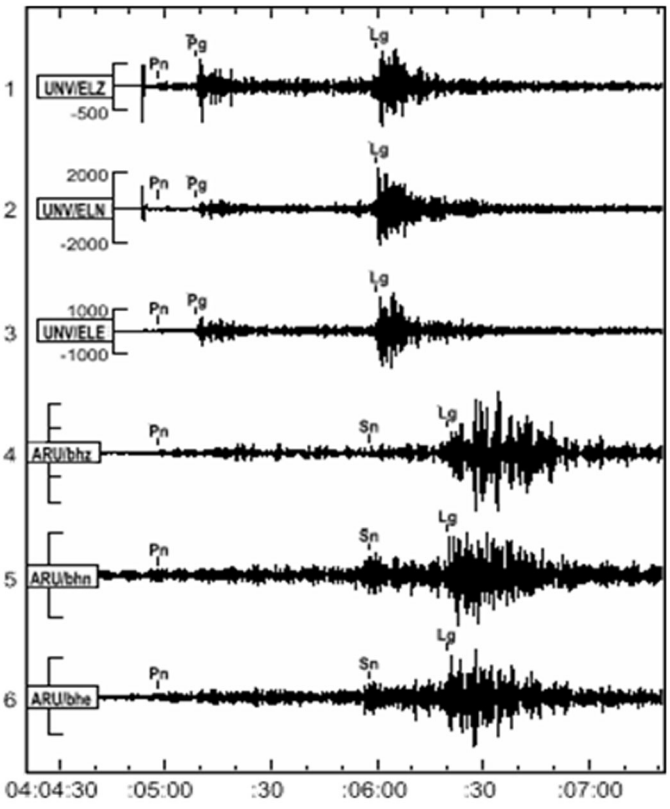


Рис. 1.26. Записи землетрясения 18 января 2000 г., полученные региональными станциями «Романово» и «Арти». Сейсмотрассы отфильтрованы в полосе 1—10 Гц

Для уточнения магнитуды по объемных волнам MPSP использовались данные четырех станций на расстояниях менее 20° и осредненная калибровочная функция [Феофилактов, 2003]. Среднее значение MPSP составило 4.0 (табл. 1.7).

Макросейсмический эпицентр землетрясения согласно [Никонов, 2004; Удоратин и др., 2005] находился в районе пос. Нижнеивкино и Верхошижемье. Подземный толчок сопровождался незначительными колебаниями почвы и ощущался жителями Адышевского, Кучелаповского и Коршикского сельских округов. Анализ макросейсмических данных опубликован в [Никонов, 2004], ориентировочные координаты макросейсмического эпицентра, снятые им с карты масштаба 1 : 1 000 000, составляют — $\varphi = 58.2°N$, $\lambda = 49.0°E \pm 0.1$, значение интенсивности сотрясений в эпицентре $I_0 = 5$.

В тектоническом аспекте Верхошижемское землетрясение произошло вблизи зоны сочленения «древней» Восточно-Европейской платформы с «молодой» Тимано-Печорской платформой [Щукин, 2001]. По [Удоратин и др., 2005], очаг землетрясения связан с подвижками блоков земной коры в нестабильной зоне одного из бортов Кировско-Кажимского авлакогена и имеет, несомненно, тектоническое происхождение. Названная зона относится к наиболее сейсмоактивной в пределах Кировской области и Республики Коми, где согласно «Карте общего сейсмического районирования территории России ОСР-97-С» [Уломов, Шумилина, 1999] выделяются зоны 6- и 7-балльной интенсивности сотрясений.

Факт возникновения землетрясения в этом районе не является уникальным. «Вятские» землетрясения неоднократно (см. табл. 1.9) фиксировались в доинструментальный период. Самое значительное из них — землетрясение 25.08.1897 г. имело магнитуду 5,2 и интенсивность колебаний в эпицентре 7—8 баллов.

1.4.2. Сальское землетрясение 22 мая 2001 г.

22 мая 2001 г. в 23^h13^m московского времени (в 19^h13^m по Гринвичу) на юго-западе России, в 60 км восточнее г. Сальска Ростовской области, произошло землетрясение. Оно ощущалось в Сальске силой 4—5 баллов, в городах Кропоткин, Армавир и Новокубанск — силой 4 балла, в Ставрополе и Невинномысске — силой 3—4 балла, в Пятигорске — силой 2 балла. В Сальске сыпалась штукатурка в частных домах. В Кропоткине, Армавире и Новокубанске отмечалось сильное раскачивание и движение предметов (на пятом этаже качались люстры, двигалась посуда). В Ставрополе в отдельных домах наблюдалось также сильное раскачивание люстр и слышался треск. В восточной части города Невинномысска замечено качание люстр. Детальный анализ макросейсмических проявлений Сальского землетрясения с полной характеристикой пунктов обследований и построением карты изосейст приведен в работе [Tatevossian et al., 2002].

В тектоническом плане землетрясение произошло на стыке двух крупных структур — молодой Скифской плиты и эпигерцинской Восточно-Европейской платформы [Милановский, Хаин, 1963], в зоне Сальско-Манычской мегантиклинали, обрамляющейся полосой субширотных прогибов — Сальским и Манычским. Для этой зоны характерен взбросо-надвиговый характер

продольных разломов [Копп, 2004], потенциальная сейсмоактивность которых может достигать магнитуды M = 6,4 [Рогожин, 2002]. Очаг землетрясения может быть приурочен к Манычскому [Милановский, Хаин, 1963] или Новочеркасскому сейсмоактивному разлому [Рогожин, 1999].

Первое проявление сейсмотектонической активности Манычского (Новочеркасского) разлома было зафиксировано почти 100 лет назад [Новый каталог.., 1977], когда на северо-западной оконечности разлома было отмечено землетрясение 25 ноября 1907 г. с магнитудой M = 3,2. Очаг этого землетрясения определен по макросейсмическим данным. По данным И. В. Ананьина (1977), землетрясение ощущалось в станице Пролетарская (Великокняжеская) силой в 5 баллов – в домах колебалась мебель, жители в страхе выбегали на улицу. В «инструментальный период» (в 1984 и 1996 гг.) в зоне разлома зарегистрированы слабые землетрясения с магнитудами M = 2,7 и M = 3,3 соответственно.

Параметры землетрясения 22 мая 2001 г. по данным определений различных сейсмологических центров представлены в табл. 1.8.

Таблица 1.8. Основные параметры Сальского землетрясения по данным различных сейсмологических центров

Источник	t_0, чч:мм:сс	δt_0, с	Гипоцентр						Магнитуда	Сеть			
			φ, °N	δφ°	λ, °E	δλ°	h, км	δh, км		№ станций	Min dist, °	Max dist, °	GAP, °
[Оперативный каталог Северного Кавказа]	19:13:15.9		46.65		42.49		2		K = 12.0 ± 0.3, MPSP = 4.9	24			
[Сейсмологический бюллетень]	19:13:22.8		46.38		42.18		33		Ms = 3.6/14 MPSP = 4.6/19	46	1.46	76.2	–
[PDE-NEIC]	19:13:20.5		46.36		42.22		10f		Mb = 4.6	85	2.43	86.4	65
[REB CTBT_IDC]	19:13:20.35 ±0.53		46.28		42.08		0f		Ms = 3.6 ± 0.1 Mb = 4.4 ± 0.1 ML = 4.2 ± 0.2	25	2.36	76.08	62
[ISC Bulletin]	19:13:23.81		46.37		42.16		33f		Ms = 3.4 Mb = 4.5	154	2.43	86.37	–
[Симферополь, сводный бюллетень]	19:13:24.1	0.6	46.40		42.00		33		K = 12.2	10	370 км	680 км	
[Tatevossian et al., 2002]							9						
Уточненные данные авторов													
Локация с глубинными фазами	19:13:22.91	0.2	46.358 ±1.323		42.210 ±1.371		115 ±1		Mw = 5.1	175	1.42	86.40	21
Локация без глубинных фаз	19:13:22.58	0.3	46.337 ±1.387		42.191 ±1.373		112 ±2			175	1.41	86.41	21

Анализ данных таблицы показывает, что если в координатах эпицентра (φ и λ) наблюдается достаточно хорошая согласованность (максимальные расхождения составляют 0,37° для φ и 0,49° для λ), то в значениях времени возникновения t_0 и глубины h имеются значительные расхождения. По времени t_0 они достигают 8 с, а значения глубин h заключены в пределах от 0 до 33 км.

Для уточнения локации очага была использована программа LocSat [Bratt, Bache, 1988] с использованием годографа IASPEI-1991. Дополнительно к поступившим в ГС РАН результатам обработки записей в виде станционных бюллетеней и данных различных центров были собраны доступные средствами Интернет и поступившие в архив цифровые записи. На рис. 1.27 некоторые из этих записей представлены с наложением на теоретические кривые сейсмических фаз Pn, Pg, P*, Sn, Sg, Lg годографа IASPEI-1991.

Уточнение проведено по данным 175 станций в интервале эпицентральных расстояний Δ = 1,4–86°, включая данные ближайшей к эпицентру сейсмической станции «Гофицкое» (160 км) и пунктов наблюдений радиотелеметрической системы на Кавминводском геодинамическом полигоне (расстояния от 250 до 330 км).

Для оценки глубины гипоцентра проведено дополнительное исследование по обнаружению глубинных фаз. Установлено, что на записях пяти станций, удаленных на расстояния от 40° до 53° (четыре из них расположены на территории Китая, одна – в Центрально-Африканской Республике), такие фазы выделены (рис. 1.28, табл. 1.9). Факт более уверенного выделения

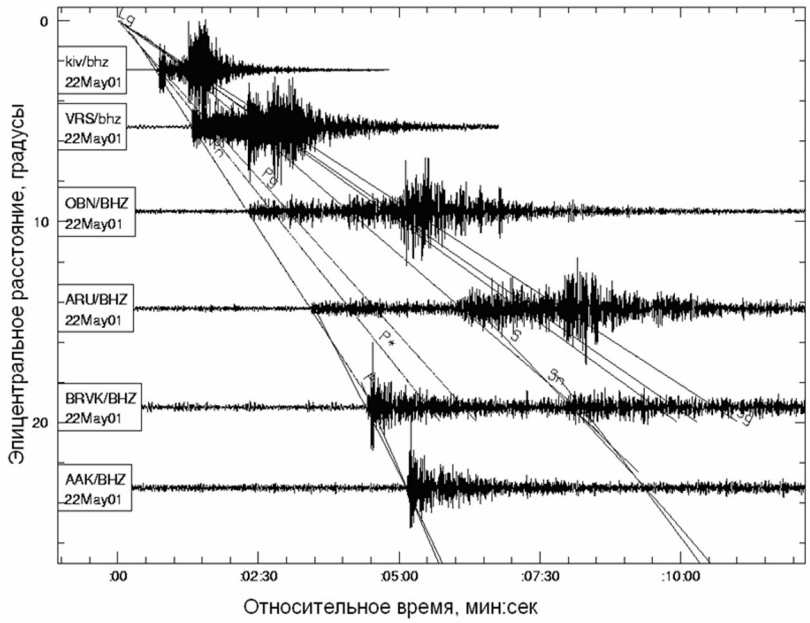


Рис. 1.27. Фрагменты записей вертикальной компоненты землетрясения 22 мая 2001 г., расположенные по времени прихода первой фазы. Записи отфильтрованы в полосе 0,6—4,5 Гц. На волновые формы наложены годографы IASPEI-1991

глубинных фаз на расстояниях от 40° до 60°, а именно на записях китайских станций, отмечается не впервые для коровых землетрясений Северного Кавказа. Так, уверенное выделение глубинных фаз на этих расстояниях было отмечено для Нижнекубанского землетрясения 9 ноября 2002 г. Для исследуемого Сальского землетрясения 22 мая 2001 г. по выделенным глубинным фазам pP и годографу IASPEI-1991 среднее значение глубины составило 13 км, по глубинным фазам sP — 15 км, среднее значение по всем глубинным фазам — 14 км.

При локации программой LocSat с использованием данных 175 станций в виде не только первых вступлений, но и вторичных фаз — Pg, Sn, Lg для региональных расстояний получены следующие параметры землетрясения (табл. 1.9). Инструментальное значение глубины очага составило 12 км. Привлечение глубинных фаз дало значение глубины, равное 15 км. Таким образом, в результате уточнения среднее значение глубины 14 ± 2 км. Уточненная глубина очага по инструментальным данным находится в удовлетворительном согласии с макросейсмическими данными [Tatevossian et al., 2002]. Таким образом, можно сказать, что очаг землетрясения располагался в верхней части земной коры.

Для уточнения магнитуды землетрясения 22.05.2001 г. была выполнена оценка моментной магнитуды M_w на основе спектра P-волн, зарегистрированных широкополосной аппаратурой IRIS на станции «Талая» (TLY). Станционный спектр, полученный на телесейсмическом расстоянии (ΔTLY = 39,6°), был приведен к очаговому, согласно методике [Захарова, Чепкунас, 1977], т. е. был скорректирован за характеристику аппаратуры, за геометрическое расхождение фронта P-волн, за поглощение среды на пути очаг — станция.

Уровень очагового спектра в области длинных периодов (более 10 с) был использован для расчета сейсмического момента Mo^{TLY}. Значение Mo составило $Mo^{TLY} = 4{,}4 \cdot 10^{16}$ н·м. Моментная магнитуда M_w была рассчитана из сейсмического момента Mo^{TLY} по формуле Н. Канамори [Hanks, Kanamori, 1979]:

$$Mw^{TLY} = {}^2/_3 \lg M_0 - 10{,}7,$$

она составила $M_w^{TLY} = 5{,}1$.

Таблица 1.9. Значения времен вступлений глубинных фаз

Код станции	Название станции	Эпицентральное расстояние	Азимут	Глубинные фазы	Разность времени прихода фаз P—pP/sP	h, км (IASPEI-1991)
XAN	Xi'an	51.019	79	pP	4.0	13
XAN				sP	6.7	15
LSA	Tibet	41.300	96	pP	4.2	13
LSA				sP	6.2	14
HIA	Hailar	50.008	57	pP	4.1	13
HIA				sP	6.6	15
ENH	Enshi	53.628	82	pP	3.8	12
ENH				sP	6.9	15
BGSA	Bogon	45.881	214	pP	4.6	15
					Среднее по pP	13
					Среднее	14

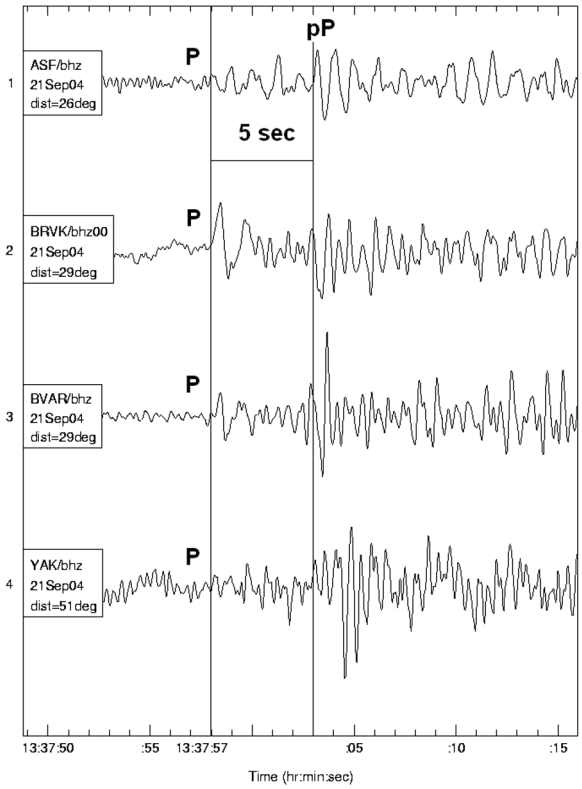


Рис. 1.28. Фрагменты записей с выделенными глубинными фазами pP и sP на сейсмических станциях, расположенных на территории Китая и оснащенных широкополосным оборудованием. Записи отфильтрованы в полосе 0,6—4,5 Гц

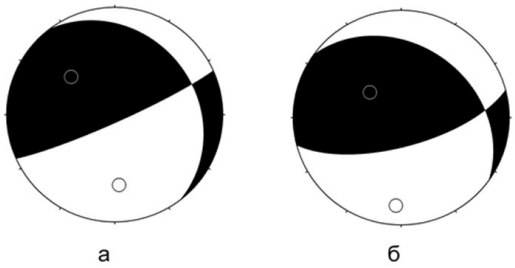


Рис. 1.29. Механизм очага землетрясения 22.05.2001 г. по данным ГС РАН и Швейцарского сейсмологического центра (ZUR)

Для землетрясения 22.05.2001 г. был рассчитан механизм очага по знакам первых вступлений P-волн, выделенных на 29 станциях, из них на 16 станциях зарегистрированы волны сжатия (знаки плюс), на 13 — волны разрежения (знаки минус). Станции расположены в интервале эпицентральных расстояний 1.4°—46° в азимутальном створе 26°—316°. Решения механизма очага в стереографической проекции (нижняя полусфера) показаны на рис. 1.29, а, элементы механизма представлены в табл. 1.10. На рис. 1.29, б приведены решения механизма очага, рассчитанные по методу тензора момента в Швейцарском сейсмологическом центре (ZUR). Как видно, решения, полученные разными методами, близки. Землетрясение произошло под действием незначительного превалирования напряжений сжатия, ориентированных в близмеридиональном направлении. Одна из нодальных плоскостей NP1 в двух решениях имеет северо-западное простирание (Stk = 306—323°) и пологое залегание (Dp = 25—33°). Другая NP2 имеет близширотное простирание (Stk = 66—75°) и крутое падение (Dp = 68—84°). Тип движения по крутой плоскости — взброс, по пологой — надвиг с правосторонней сдвиговой компонентой.

Таблица 1.10. Элементы механизма очага землетрясения 22.05.2001 г.

Оси главных напряжений						Нодальные плоскости						Центры
T		P		N		NP1			NP2			
Pl	Azm	Pl	Azm	Pl	Azm	Stk	Dp	Slip	Stk	Dp	Slip	
46	311	35	176	24	68	323	25	166	66	84	66	ГС РАН
59	310	19	184	23	85	306	33	136	75	68	65	ZUR

Направление пологой нодальной плоскости NP1 (особенно полученной по данным Швейцарского сейсмологического центра) совпадает с простиранием активного Манычского разлома. Полученный тип подвижки и направление простирания пологой нодальной плоскости согласуется со сведениями, полученными при интерпретации материалов сейсморазведки в этом районе, предполагающими существование здесь продольных разломов взбросо-надвигового характера [Копп, 2004].

1.4.3. Новодарьевское землетрясение 11 мая 2004 г.

11 мая в 01^h37^m ощутимое землетрясение произошло в Луганской области, в приграничном районе Украины и России. По сообщению Отдела сейсмологии Института геофизики им. С. И. Субботина на территории с. Новодарьевка отмечены толчки, в результате которых произошли повреждения некоторых хозяйственных объектов на площади до 3 км^2. Название

населенного пункта и дало название землетрясению. В структурно-тектоническом плане область эпицентра землетрясения относится к юго-восточной части Днепрово-Донецкого авлакогена, разделяющего Воронежское поднятие и Украинский щит Восточно-Европейской платформы [Копп, 2004; Хаин, 2001]. Днепрово-Донецкая впадина, по оценкам сейсмического потенциала Восточно-Европейской платформы с использованием комплексной типизации земной коры [Рейснер, Иогансон, 1999], выделяется как одна из сейсмоопасных зон платформы. По этим данным для нее характерна широкая полоса северо-западного простирания, состоящая из сейсмотектонических обстановок, для которых сейсмический потенциал прогнозируется в широком диапазоне магнитуд: M_{max} = 3,0–7,3, причем более напряженная прогнозная сейсмическая ситуация по площади больше связана с юго-восточной частью впадины [Рейснер, Иогансон, 1999]. В связи с этим интерес к реальным проявлениям сейсмичности в этом районе чрезвычайно высок.

Сведения об этом землетрясении поступили в Информационно-обрабатывающий центр ГС РАН из трех сейсмологических центров – Отдела сейсмологии Крымского региона Института геофизики НАН Украины, NEIC (США) и IDC СТВТО (Австрия). Кроме того, в ИОЦ была произведена стандартная сводная обработка данных при производстве Оперативного сейсмологического бюллетеня [Сейсмологический бюллетень], предусматривающая получение параметров гипоцентров с использованием первых вступлений P-волн и обобщенного годографа Джеффриса-Буллена [Jeffreys, Bullen, 1967]. Все эти данные о Новодарьевском землетрясении представлены в табл. 1.11. Здесь же помещена информация об используемой для локации сети сейсмических станций: число станций, минимальное (Min dist) и максимальное (Max dist) эпицентральные расстояния и показатель окружения эпицентра станциями – GAP, представляющий максимальную азимутальную брешь.

Таблица 1.11. Основные параметры Новодарьевского землетрясения 11 мая 2004 г. по данным определений различных сейсмологических центров

Агентство	t_0, чч:мм:сс	δt_0, с	Гипоцентр						Магнитуда	Сеть			
			φ, °N	δφ°	λ, °E	δλ°	h, км	δh, км		№ станции	Min dist, °	Max dist, °	GAP, °
Ежедекадный сводный бюллетень, Симферополь, 2004	01:37:14.0	3.2	48.95		39.35		0		K = 10.2 ± 0.3, mb = 3.2, Ms = 3.8, Md = 3.6	17	3.3	10.3	120
Оперативный сейсмологический бюллетень ГС РАН	01:37:09.61	1.34	48.127	0.11	39.509	0.06	10f		MPSP = 4.0/1	34	3.1	67.8	63
PDE NEIC	01:37:08.42		47.784	0.08	39.287	0.06	10f			17	4.5	28.9	71
REB EIDC	01:37:10.91	1.18	48.1438	0.16	39.4317	0.11	0f		ML = 3.7/7, mb = 3.6/5	12	7.13	67.81	132

Примечание. PDE NEIC – Preliminary Determination of Epicenters (PDE) Earthquake Bulletins and Catalogs at the USGS National Earthquake Information Center; REB EIDC – Reviewed Event Bulletin of the CTBT_IDC.

Значительный разброс данных параметров эпицентра по разным центрам послужил причиной проведения работ по уточнению основных параметров исследуемого землетрясения. Для уточнения локации была выбрана программа LocSat с использованием годографа IASPEI-1991.

Оказалось, что, несмотря на небольшую магнитуду, землетрясение зарегистрировано более чем 50 станциями на различных расстояниях, среди которых 7 станций Карпатской сети Института геофизики НАН Украины, 7 станций Крымской сети Института геофизики НАН Украины, 18 сейсмических станций Геофизической службы РАН, расположенные на Русской платформе, Урале и Северном Кавказе, 3 станции национальной сети Казахстана, а также станции сетей Болгарии, Румынии, Чехии, Польши и Эстонии, высокочувствительные сейсмические группы международной сети IMS (Австрия, Вена), расположенные на Украине (Малин), в Румынии, Турции, Германии, Финляндии, Норвегии, Швеции и Канаде. Сеть региональных станций, участвовавших в уточнении параметров основного толчка, обеспечила хорошее окружение эпицентра станциями (азимутальная брешь составила 62°). Сформированная «виртуальная» сеть имела ближайшие станции, расположенные примерно в 300 км от эпицентра («Сторожевое» в Воронежской области и «Краснодар», эксплуатируемая Краснодарским государственным университетом), а наиболее удаленную – YKA (Yellowknife Array, Канада), эпицентральное расстояние примерно 68°.

Так же как и для ранее описанных землетрясений, для дополнительно собранных волновых форм проведена первичная обработка цифровых записей. Методика первичной обработки записей базировалась на выделении и идентификации наиболее отчетливых вступлений региональных сейсмических фаз Pn, Pg, Sn, Sg(Lg), идентификация которых проведена в соответствии с годографом IASPEI-1991.

При анализе записей землетрясения установлено, что волновая картина на станциях, расположенных в платформенной области («Сторожевое» и «Новохоперск» в Воронежской области, «Обнинск», «Москва» и «Михнево» — в центральной части платформы), значительно отличается от таковой на станциях в орогенных областях Средиземноморско-Кавказского пояса («Анапа», «Сочи», «Кисловодск», «Цей», «Дигорское Ущелье», «Шиджатмаз», «Ужгород» и др.), удаленных от эпицентра на сравнимые по величине расстояния (в пределах 5—10°). Отличительной особенностью записей «платформенных» станций явилась регистрация отчетливой фазы Pg в группе P-волн, которая по амплитуде в несколько раз превышала запись первой фазы в группе P-волн Pn — дифрагированной на поверхности Мохоровичича, на видимой записи. Характерен частотный состав этих фаз: высокочастотная Pn (2—6 Гц) и менее высокочастотная Pg (0,5—2 Гц). Пример частотного разложения записи вертикальной компоненты на станциях «Обнинск» и «Михнево» представлен на рис. 1.30. Факт наличия четкой и интенсивной фазы Rg на записях платформенных станций говорит о небольшой фокальной глубине источника (в верхней части земной коры) [Manual.., 2002]. По [Кедров, 2005], Rg — каналовые волны (по [Аки, Ричардс, 1983] — короткопериодная основная мода волн Рэлея), формирующиеся при наличии слоя волновода в земной коре при условии, что очаг находится в «гранитном» слое — верхнем слое консолидированной коры. По [Литосфера центральной.., 1989], мощность этого слоя равна примерно 15 км и вблизи очаговой зоны отмечаются участки с наличием волновода.

На записях станций в тектонически активных областях (рис. 1.31), где группа продольных волн более однородна, как правило, или вообще не выделяются волны Pg (на расстояниях более 7°), или же очень плохо выделяются волны Pn (на расстояниях порядка 3—5°). Волны Rg не выделяются.

По данным 52 станций, на записях которых было выделено 135 сейсмических фаз, получено несколько решений по программе LocSat с использованием годографа IASPEI-1991. Для сравнительного анализа локация производилась с различным набором сейсмических фаз: только P-вступления; все региональные фазы; все региональные фазы, за исключением имеющих временные невязки более 7 с; все региональные фазы с применением временной коррекции

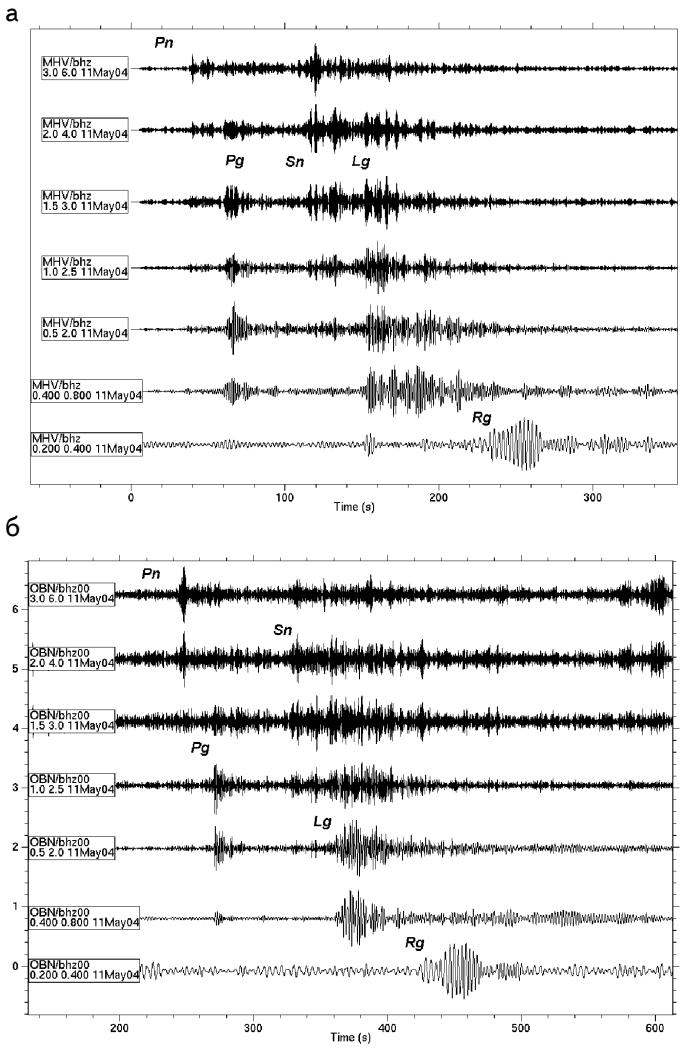


Рис. 1.30. Разложение широкополосных записей землетрясения 11 мая 2004 г. на вертикальной компоненте станции «Михнево» (а), эпицентральное расстояние 6,3° и «Обнинск» (б), эпицентральное расстояние 7,0°, с использованием полосовой фильтрации Баттерворта в следующих полосах: 0,2—0,4 Гц, 0,4—0,8 Гц, 0,5—2,0 Гц, 1,0—2,5 Гц, 1,5—3,0 Гц, 2,0—4,0 Гц, 3,0—6,0 Гц

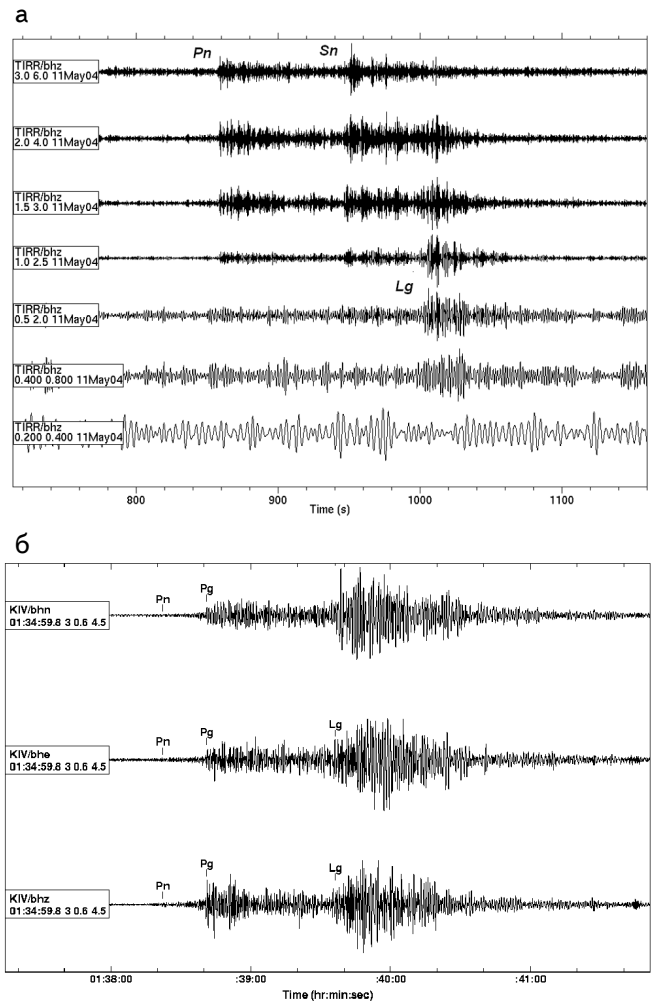


Рис. 1.31. Записи станции TIRR (а) «Tirgusor», Румыния, эпицентральное расстояние 8,4° (вертикальная компонента – полосовая фильтрация) и KIV (б) – «Кисловодск», эпицентральное расстояние 4,7° (трехкомпонентная запись, фильтрация в полосе 0,6–4,5 Гц)

к годографу IASPEI-1991 для отдельных станций. Полученные параметры представлены в табл. 1.12. Как видно, несмотря на разные подходы к локации, получен небольшой разброс параметров: по широте он составил 0,08°, т. е. 9 км, по долготе 0,036, т. е. 4 км. Менее устойчиво рассчитана глубина от 11 до 18 км (с ошибкой по глубине, оцененной программой в эллипсоиде ошибок при 90% доверия, равной 5–6 км). При сопоставлении с волновой картиной нам представляется более правдоподобным значение глубины в 11 км ± 5 км.

Уточнение магнитудных и энергетических оценок этого события проводилось на записи станций «Обнинск» и «Кисловодск» с использованием программы WSG [Красилов и др., 2006]. В ней для получения магнитудных и энергетических оценок на региональных расстояниях реализован алгоритм В. Д. Феофилактова расчета локальной магнитуды ML с симуляцией на широкополосных записях сейсмограмм приборов Вуда-Андерсона, а также приборов СКМ и ВЭГИК [Габсатарова, 2006] для расчета энергетического класса по Т. Г. Раутиан с использованием соответствующих шкал [Раутиан, 1960, 1964].

Значение магнитуды ML по максимальной амплитуде записи поперечной волны (Lg) на вертикальной компоненте станции «Обнинск» составило 4,0, при замере амплитуды в максимуме записи на горизонтальной компоненте (N-S) – ML = 4,7, на компоненте E-W – ML = 4,6, значение $K_{p(СКМ)}$ = 11,8, $K_{p(ВЭГИК)}$ = 12. При симуляции записи прибора Кирноса (СК) получено значение M_S (MLH) = 3,8 в поверхностной волне Релея (Rg) с периодом T = 3 с. Среднее значение локальной магнитуды ML составило 4,4. Исходя из корреляционной зависимости значений ML с $K_{p(СКМ)}$, полученной В. Д. Феофилактовым (K = 1,84·ML + 3,51), рассчитано значение K из ML, оно равно 11,6.

Аналогичные данные по станции «Кисловодск» – $K_{p(СКМ)}$ = 11, $K_{p(ВЭГИК)}$ = 11, ML(Z) = 4,2, ML(N-S) = 4,0, ML(E-W) = 4,0, поверхностная волна отсутствует.

Таблица 1.12. Уточненные параметры гипоцентра Новодарьевского землетрясения 11 мая 2004 г.

Используемые данные	t_0, чч:мм:сс	δt_0, с	Гипоцентр						Характеристика сети			
			φ, °N	δφ°	λ, °E	δλ°	h, км	δh, км	№ сейсм. фаз	Min dist, °	Max dist, °	GAP, °
Все фазы	01:37:12.06	0.8	48.141	0.04	39.375	0.05	18	6	135	3.06	67.8	63
Только P (Pn, Pg)	01:37:11.45	1.0	48.172	0.04	39.414	0.05	12	6	62	3.06	67.8	63
Все фазы за исключением невязок > 7 с	01:37:11.57	0.8	48.156	0.04	39.367	0.05	15	6	110	3.06	67.8	63
Все региональные фазы с применением временной коррекции для ряда станций	01:37:12.11	0.7	48.092	0.03	39.336	0.04	11	5	125	3.1	67.8	62

Таким образом, в результате анализа приняты следующие окончательные параметры гипоцентра землетрясения 11 мая 2004 г.: время возникновения 01:37:12.1, $\varphi = 48.09°N$, $\lambda = 39.34°E$, точность вычисления эпицентра 10 км, $h = 11\ (\pm 5)$ км, $K_P = 11{,}2$, $ML = 4{,}2$, $M_S = 3{,}8$.

В подтверждение природы этого события как землетрясения сделана попытка построения механизма очага по знакам первого движения в Р-волне и применяемой в ГС РАН методике построения механизмов [Старовойт и др., 1982]. Несмотря на нечеткие на фоне шумов вступления Р-волн для большинства анализируемых записей, на 10 станциях удалось выделить довольно уверенные знаки, причем на половине из них зарегистрированы движения растяжения.

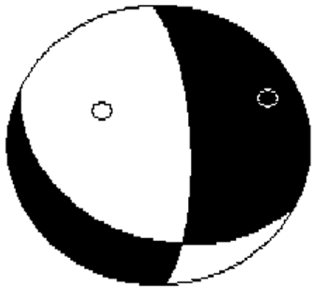


Рис. 1.32. Механизм очага землетрясения 11 мая 2004 г. (нижняя полусфера). Зачернены области волн сжатия

Таблица. 1.13. Параметры механизма очага Новодарьевского землетрясения 11 мая 2004 г.

№	Дата, дд.мм	t_0, чч:мм:сс	h, км	Магнитуды		K_P	Оси главных напряжений						Нодальные плоскости					
							T		N		P		NP1			NP2		
				M_S	ML		PL	AZM	PL	AZM	PL	AZM	STK	DP	SLIP	STK	DP	SLIP
1	11.05	01:37:12.1	11	3.8	4.2	11.2	23	66	28	169	53	303	115	34	−148	358	73	−61

Получен механизм очага землетрясения, диаграмма которого в нижней полусфере представлена на рис. 1.32, параметры механизма приводятся в табл. 1.13. Тип движения по обеим плоскостям — сброс. Наиболее уверенно по имеющимся знакам выделяется нодальная плоскость NP1, имеющая северо-западное простирание. Тип движения по ней — сброс с правосторонней сдвиговой компонентой. Такой тип движения и простирание сдвига находятся в согласии с установленной кинематикой внутриплитных горизонтальных перемещений в районе Донбасса, кряжа Карпинского и Окско-Донского прогиба по данным [Копп, 2004].

1.4.4. Калининградские землетрясения 21 сентября 2004 г.

21 сентября 2004 г. в 13^h32^m по Гринвичу (16^h32^m московского времени) на северо-западе России вблизи Калининграда, на территории, считающейся практически асейсмичной, произошла серия землетрясений, максимальное из которых имело магнитуду $M_S = 4{,}3$. Ему предшествовало землетрясение с магнитудой $M_S = 4{,}1$ в 11^h05^m по Гринвичу. Третий инструментально зарегистрированный и более слабый толчок произошел в 13^h36^m по Гринвичу. Два первых землетрясения ощущались на территории Калининградской области и в прилегающих районах Беларуси и Прибалтийских государств, в северных районах Польши и на юге Финляндии. Материалы по макросейсмическому обследованию зоны землетрясений, произведенному специалистами ИФЗ РАН, опубликованы в большом ряде работ [Никонов, 2005; Ассиновская и др., 2006; Вьежач и др., 2006; Никонов и др., 2006; Aptikaev et al., 2005; Wiejacz, Debski, 2005].

Процесс получения инструментальных параметров этих землетрясений еще раз показал, что современное техническое оснащение сейсмических сетей многих развитых государств достигло такого уровня, что при условии хорошо отлаженного взаимообмена информацией стало возможно следить за сейсмичностью относительно низкого магнитудного уровня даже тех территорий, где нет сейсмических станций в окрестности радиуса 300—400 км. Такой территорией является и Калининградская область. Ближайшие к месту землетрясения станции располагались в Польше (250—500 км), Беларуси (450—500 км), Эстонии (550 км). Станции российской сети «Пулково» и «Обнинск» были удалены примерно на 800 км и 1000 км соответственно. На рис. 1.33 показаны записи двух Калининградских землетрясений на ближайший к очагу станции SUV «Сувалки», входящей в состав сети Института геофизики Польской Академии наук.

Как уже отмечалось, ГС РАН в таких зонах создает «виртуальные» сети, заключив соглашения о научно-техническом обмене информацией с сейсмологическими центрами соседних государств. В данном случае — Украины, Беларуси, государств Западной Европы — через международный центр в Нидерландах ORFEUS, Скандинавских государств — NORSAR (Норвегия),

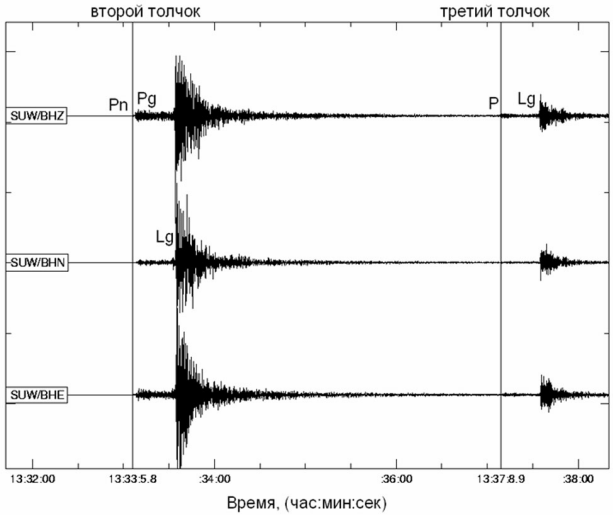


Рис. 1.33. Трехкомпонентная запись двух Калининградских землетрясений 21 сентября 2004 г. в 13^h32^m и в 13^h36^m

HEL — Финляндия. Справедливо заметить, что многие международные центры свободно предоставляют информацию о землетрясениях, включая цифровые записи, на своих информационных сайтах. Особое значение для мониторинга европейской части России имеет тесное взаимодействие ГС РАН с Международным Центром Данных СТВТО IDC (Австрия). Отсюда в ССД ГС РАН в режиме, близком к реальному времени, поступают результаты автоматического выделения и идентификации сейсмических фаз нескольких чувствительных сейсмических групп, расположенных в том числе и в Европе.

Все эти действия позволили дополнить существующую сеть станций ГС РАН, создав некую реально-виртуальную сейсмическую сеть. На момент обнаружения Калининградских землетрясений и первого определения их параметров в режиме срочных донесений с задержкой не более часа сеть состояла из 14 станций, удаленных от эпицентра на расстояния от 2° до 80°, волновые формы которых поступили в ИОЦ в режиме, близком к реальному времени.

Калининградские землетрясения произошли в западной части Балтийской синеклизы, являющейся одной из крупнейших структур второго порядка на северо-западе Восточно-Европейской платформы. Западная граница Балтийской синеклизы проходит по линии Тейссейре-Торнквиста, являющейся зоной разломов сдвигового характера и разделяющей Европу на территории разной мощности земной коры: 20—35 км в пределах молодой Западно-Европейской платформы и 40—65 км — древней Восточно-Европейской.

Ранее наиболее значительное землетрясение в этой зоне произошло немного севернее — на Эстонском побережье вблизи острова Осмуссаар 25 октября 1976 г. с магнитудой M = 4,7 и интенсивностью в эпицентре 7 баллов. Оно ощущалось на обширной территории Прибалтики и Финляндии силой в 3—4 балла [Ананьин и др., 1980].

Данные о сейсмичности территории Калининградской области за последние годы, имеющиеся в инструментальных каталогах, показали, что события, регистрируемые ранее в ближайшей к району землетрясения прибрежной зоне, скорее можно отнести к техногенным. Они имели магнитуды mb = 3,4—3,7 и происходили группами в определенные дни месяцев и в часы суток рабочего времени. В бюллетенях ISC за 1999—2002 гг. можно встретить события, близкие по координатам к этой зоне, которые по данным HEL классифицированы как взрывы. Вероятно, только одно событие из ближайших к эпицентральной области Калининградских землетрясений за последние 30 лет можно отнести к землетрясениям. Оно произошло 18 декабря 2002 г. примерно в 150 км северо-западнее зоны Калининградских землетрясений, в акватории Балтийского моря, и имело mb = 4,4.

По данным комплексного анализа [Рейснер, Иогансон, 1999], в пределах Прибалтики и прилегающих областей ВЕП преобладают невысокие значения максимальных магнитуд M_{max} = 3,0—4,7, в то время как потенциальная сейсмическая опасность в этой зоне может достигать 7 баллов и отвечает M_{max} = 4,0 при минимальных глубинах гипоцентров, равных 5 км. На карте ОСР-97-С территория Калининградской области относится к зоне 5-балльной интенсивности сотрясений.

Калининградские землетрясения 21 сентября 2004 г. были зарегистрированы многими станциями. Однако для дополнительного анализа были выбраны только те станции, для которых удалось собрать цифровые записи исследуемых землетрясений. Эти станции располагались в интервале эпицентральных расстояний от 1.9° до 120°, с достаточно равномерным азимутальным окружением (максимальная азимутальная брешь GAP составила 42°) (табл. 1.14, рис. 1.34).

Таблица 1.14. Основные параметры гипоцентров Калининградских землетрясений 21.09.2004 г.

t_0, (GMT) чч:мм:сс	φ, °N	λ, °E	h, км	MPSP/N	M_S/N	Число станций	Интервал расстояний, град.	GAP
11:05:04.96 ±0.5 с	54.838 ±0.02	20.129 ±0.02	21±4 (20*)	4.9/10	4.1/25	59	2–74	42
13:32:31.33 ±0.4 с	54.840 ±0.02	20.172 ±0.02	17±3 (24*)	5.1/13	4.3/31	65	2–120	42
13:36:33.76 ±1.0 с	54.868 ±0.04	19.99 ±0.04	0.5±3		3.0/1	27	2–15	142

Примечание. Звездочкой помечены значения глубин по номограмме М. В. Охоцимской (1974).

В этой же таблице помещены уточненные значения магнитуд по объемной (MPSP) и поверхностной (M_S) волнам, через разделительную черту показано число станций, по которому определено значение магнитуды.

Кроме того, по результатам спектрального анализа записи Р-волны на сейсмической станции «Арти», удаленной на 21° от эпицентра, рассчитано значение сейсмического момента Mo. Оно составило $2{,}1 \cdot 10^{16}$ н·м, а значение моментной магнитуды $M_w = 4{,}8$. Полученные значения Mo и M_w находятся в хорошем согласии с данными Гарвардского центра (США) Mo = $1{,}41 \cdot 10^{16}$ н·м и $M_w = 4{,}7$.

Локация всех трех очагов Калининградских землетрясений в 11^h05^m, 13^h32^m и 13^h36^m выполнена по программе LocSat с использованием годографа IASPEI-1991. На записях станций, удаленных на региональные расстояния (до 20°), были выделены волны Pn, Pg, Sn, Lg, которые, наряду с вступлениями Р-волн на телесейсмических расстояниях и отмеченными глубинными фазами, использовались при определении координат гипоцентров. Полученные основные параметры трех гипоцентров землетрясений приведены в табл. 1.15. Следует заметить, что по самому слабому третьему толчку решение неуверенное и требует дополнительного рассмотрения.

Полученные ранее данные [Габсатарова и др., 2005; Маловичко и др., 2006] позволяют предположить, что два сильнейших землетрясения 21 сентября 2004 г. в 11^h05^m и 13^h32^m произошли в одной очаговой зоне, при этом расстояние между эпицентрами этих событий составило не более 5 км. Очаги по результатам обработки ГС РАН инструментальных данных находятся примерно в 10 км от побережья Балтийского моря между селами Круглое, Русское, Дворики и Кумачево (рис. 1.35). Результаты обработки, а также результаты определений координат очагов различными международными сейсмологическими центрами приведены в табл. 1.16.

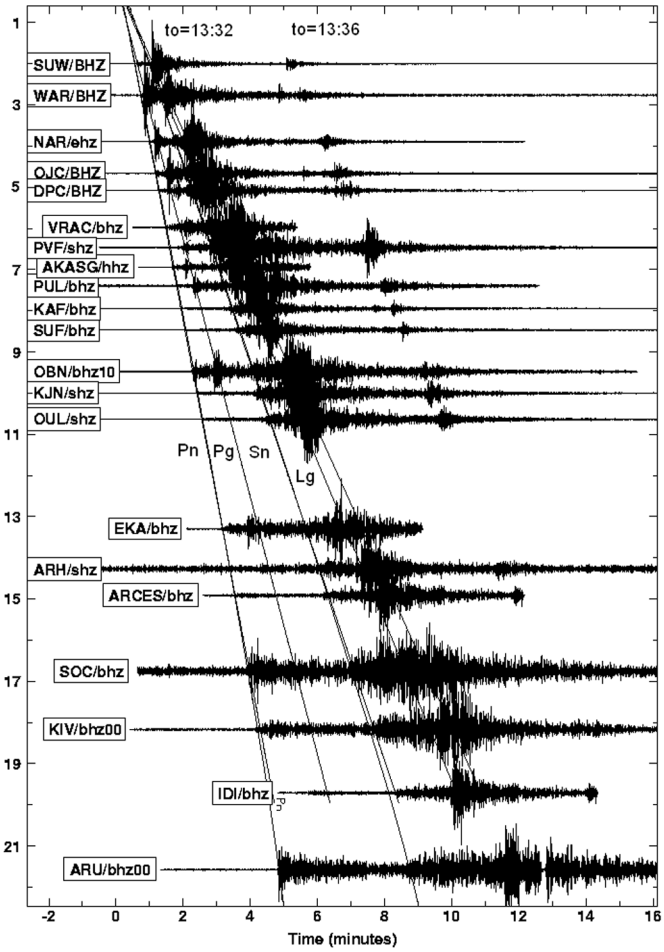


Рис. 1.34. Записи двух Калининградских землетрясений 21 сентября 2004 г. в 13^h32^m и 13^h36^m на расстояниях от 2° до 22° на отдельных станциях «виртуальной сети». На записи наложены кривые годографа IASPEI-1991

Сопоставление приведенных в таблице данных свидетельствует о существенном разбросе результатов локации. Этот разброс, прежде всего, связан с отсутствием сейсмических станций вблизи эпицентральной зоны. Ближайшей является польская станция SUV, удаленная в южном направлении на расстояние около 220 км. Использование большого числа удаленных станций, зарегистрировавших это событие, не обеспечивает получение удовлетворительных результатов. Даже в тех случаях, когда окружение эпицентров хорошее, как

Таблица 1.15. Параметры Калининградских землетрясений 21 сентября 2004 г. по данным различных сейсмологических центров

№	№ земл-я	t_0 (GMT) чч:мм:сс	φ, °N	λ, °E	h, км	M_S	m_b	M_L	Источник
1	1	11:05:04.96	54.84	20.13	21	4.1	4.9		ГС РАН
2	2	13:32:31.33	54.84	20.17	17	4.3	5.1		ГС РАН
3	3	13:36:33.76	54.87	19.99	0.5	3.0			ГС РАН
4	1	11:05:03.86	54.914	20.172	10*	4.5	4.8		NEIC
5	2	13:32:30.61	54.787	20.026	10*	4.7	5.0		NEIC
6	2	13:32:33.0	54.81	20.17	18.4	$M_W = 4.7$	4.8		HARV
7	1	11:05:08.70	54.8	19.7	10*		4.8		ORFEUS
8	2	13:32:29.2	54.8	19.9	10*		5.0		ORFEUS
9	1	11:05:06.0	54.82	20.18	10*			4.8	HEL
10	2	13:32:34.1	55.00	19.97	10*			5.0	HEL
11	1	11:05:01.6	54.924	20.120	16			5.0	IGF
12	2	13:32:31.0	54.876	20.120	20			5.3	IGF
13	1	11:05:04.6	54.85	20.04	6.6				Б. А. Ассиновская
14	2	13:32:30.8	54.88	20.05	8.4				Б. А. Ассиновская
15	1	11:05:04.20	54.69	20.23	10*		4.4		EMSC
16	2	13:32:30.8	54.77	19.94	10*		5.0		EMSC
17	1	11:05:	54.91	19.88	15	4.3			ИФЗ, макросейсмич.
18	2	13:32:	54.97	20.13	14	4.6			ИФЗ, макросейсмич.
19	3	13:36:	54.81	20.17	5	2.2			ИФЗ, макросейсмич.

Примечание. * — фиксированная глубина; IGF — Институт геофизики Польской АН.

Таблица 1.16. Параметры механизмов очагов землетрясения 21 сентября 2004 г. в 11^h05^m и 13^h32^m

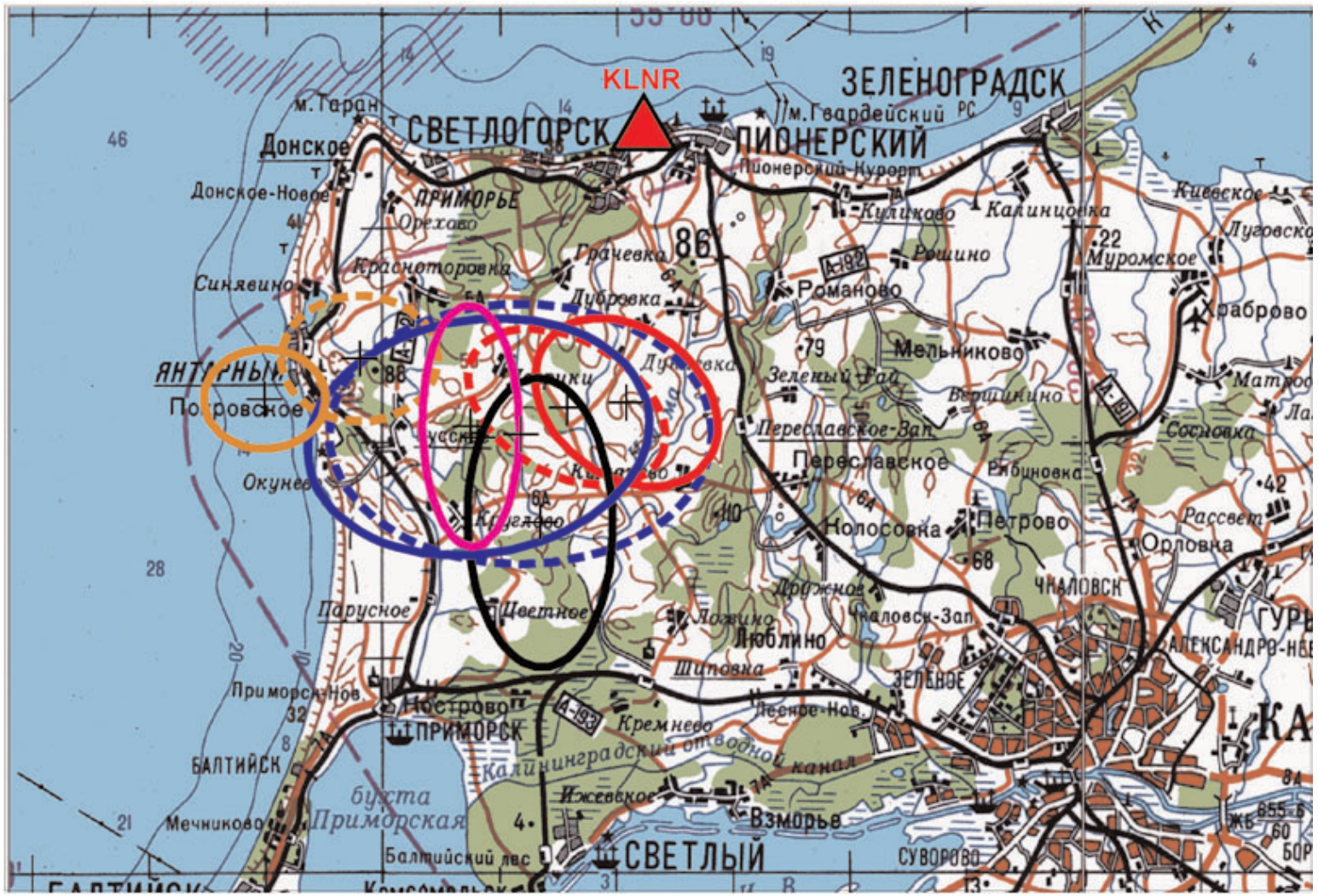
Оси главных напряжений						Нодальные плоскости						Центр
T		P		N		NP1			NP2			
Pl	Azm	Pl	Azm	Pl	Azm	Stk	Dp	Slip	Stk	Dp	Slip	
Землетрясение в 11^h05^m												
19	256	13	161	67	40	29	86	23	298	67	175	ZUR_RMT (a)
1	256	39	166	51	347	308	63	−151	204	64	−31	MED_CMT (b)
Землетрясение в 13^h32^m												
6	75	25	168	64	333	208	68	−15	304	76	−157	ГС РАН (a)
1	247	8	338	82	148	22	83	−5	113	85	−173	HARVARD (b)
21	253	15	157	64	33	26	86	26	294	64	176	ZUR_RMT (c)
3	257	9	166	80	3	302	82	−175	211	85	−8	MED-RCMT (d)

например, у международного центра IDC (СТВТО, Вена), GAP равен 47°, длина большой и малой осей эллипса ошибок составляет соответственно 15 и 10 км, что практически покрывает весь разброс данных, полученных различными центрами.

Калининградские землетрясения 21 сентября 2004 г. были зарегистрированы многими зарубежными станциями не только на Европейском континенте, но и в Северной Америке, и даже в Австралии [Габсатарова и др., 2005]. Учитывая, что магнитуды землетрясений, определенные различными методами, не превышали 5, на наш взгляд, это подвергает сомнению факт близповерхностного очага. Кроме того, данные различных центров показывают, что подавляющая часть решений найдена при фиксированной глубине 10 км. Однако при анализе записей методом тензора момента в двух центрах (ZUR_RMT[1] и MED_RCMT[2]) для первого толчка и в трех центрах (ZUR_RMT, HRVD[3] и MED_RCMT) для второго определены значения глубин в интервале 15—20 км. По данным сейсмологического центра Института геофизики Польской Академии наук инструментально определенные глубины первого в 11^h05^m и второго в 13^h32^m землетрясений по данным региональной сети составили соответственно 16 и 20 км [Wiejacz, 2006].

Кроме того, на записях отдельных станций (ASF — $\Delta = 26°$, BRVK, BVAR — $\Delta = 29°$, YAK — $\Delta = 51°$) выделены вторичные фазы, при интерпретации которых как pP средняя глубина для обоих землетрясений составила 17 км (рис. 1.36).

[1] ZUR_RMT — Zurich Moment Tensors Swiss Seismological Service.
[2] MED_RCMT — MedNet Regional Centroid - Moment Tensors.
[3] HRVD — Department of Geological Sciences, Harvard University, Cambridge.


KLNR
ЗЕЛЕНОГРАДСК
СВЕТЛОГОРСК
ПИОНЕРСКИЙ
Донское
Донское-Новое
ПРИМОРЬЕ
Синявино
Краснотворка
Романово
Мельниково
Переславское
Переславское-Зап.
Колосовка
Петрово
Орловка
ЧКАЛОВСК
Парусное
Цветное
Люблино
Шиповка
Приморское
Кострово
ПРИМОРСК
БАЛТИЙСК
Кремнево
Калининградский отводной канал
Ижевское
Взморье
СВЕТЛЫЙ
Мечниково
Балтийский лес
Суворово
Куликово
Калинцовка
Рощино
Муромское
Храброво
Зеленый Рай
Вершинино
Сосновка
Рассвет
Дружное
Ложино
Зеленое
Лесное-Нов.
Киевское
Луговское
Матросово
Ларино
Ясное
Ясная
Ясный
Ясная
Ясный
Ясная
Ясный

Дополнительно проведены работы по уточнению магнитуд двух землетрясений в 11^h05^m и 13^h32^m. Для расчета магнитуды по продольным волнам MPSP использовались данные станций, расположенных на эпицентральных расстояниях более 20°. Также привлекались измерения периодов и амплитуд в Р-волнах, взятые в виде отдельных сводок со станций России. Привлекались данные только тех станций, которые получены с использованием одинаковой методики в замерах периодов и амплитуд в максимальных колебаниях Р-волны на короткопериодном фильтре. При этом станционные измерения анализировались по значениям периодов в Р-волне на конкретных эпицентральных расстояниях.

Цифровые записи фильтровались в полосе частот 0,6—1,9 Гц, приближенной к частотной характеристике прибора СКМ-3. Для расчета магнитуды MPSP использовались калибровочные функции, опубликованные в [Инструкция.., 1982].

Для расчета магнитуды по поверхностным волнам M_S проводились замеры в фазе Эйри поверхностной волны Релея. Кроме того, использовались станционные данные из отдельных сводок. При этом из станционных данных выбирались те, которые отвечали принятым значениям периодов в фазе Эйри (LRM) [Инструкция.., 1982]. Цифровые записи фильтровались в полосе f = 0,01—0,1 Гц, приближенной к частотной характеристике длиннопериодного прибора СД. Использовалась стандартная калибровочная функция для расчета магнитуды по поверхностной волне в диапазоне эпицентральных расстояний 2—180° для неглубокофокусных источников [Инструкция.., 1982].

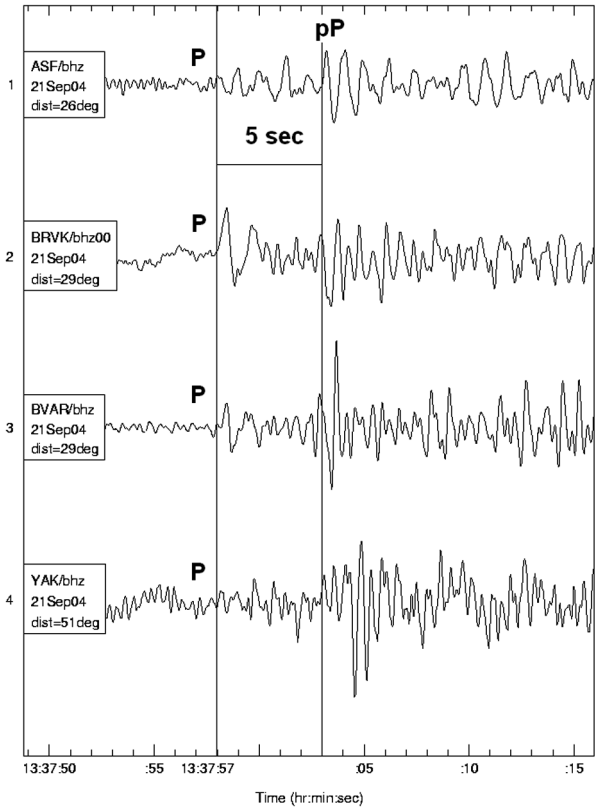


Рис. 1.36. Фрагменты записей землетрясения 21 сентября 2004 г. в 13^h32^m с вступлением Р-волны и глубинными фазами pP

На рис. 1.37 показаны цуги поверхностных волн, выделяемых на записях станций, удаленных на расстояния от 4 до 30°.

Решения механизма очагов Калининградских землетрясений 21.09.2004 г. были получены в различных сейсмологических центрах. Для землетрясения в 11^h05^m оно рассчитано по методу тензора момента в центрах ZUR_RMT и MED_CMT. Для землетрясения в 13^h32^m оно было также рассчитано в упомянутых центрах по той же методике и, кроме того, в центре HARVARD по методу тензора момента центроида, а также в ГС РАН по знакам первых вступлений продольных волн по методике [Желанкина и др., 1971], реализованной в программе FA [Ландер, 2006]. Параметры механизмов очагов землетрясений в 11^h05^m и в 13^h32^m приведены в табл. 1.16. Механизмы очагов в графическом виде в стереографической проекции для нижней полусферы показаны на рис. 1.38 и 1.39.

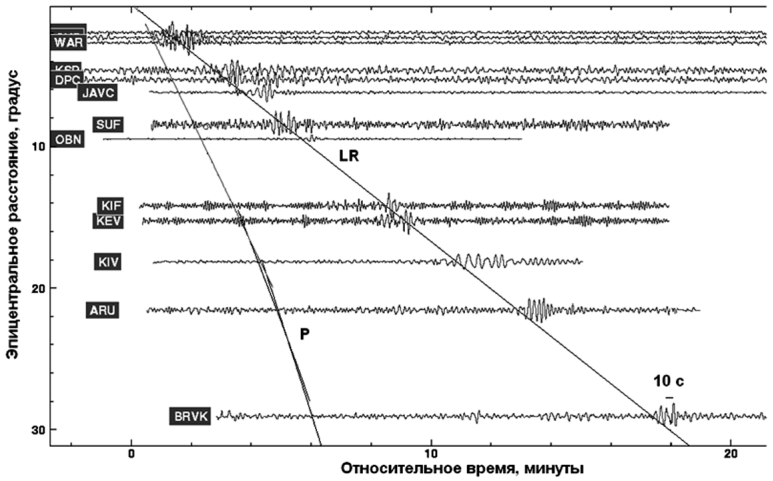


Рис. 1.37. Выделение поверхностных волн первого толчка в 11^h05^m Калининградского землетрясения 21 сентября 2004 г. на записях отдельных станций. Записи фильтрованы в полосе частот 0,01—0,1 Гц

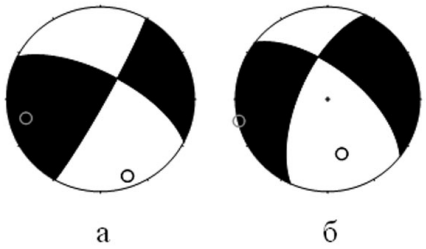


Рис. 1.38. Механизм очага землетрясения 21 сентября 2004 г. в 11^h05^m:

а – ZUR_RMT, б – MED_RMT

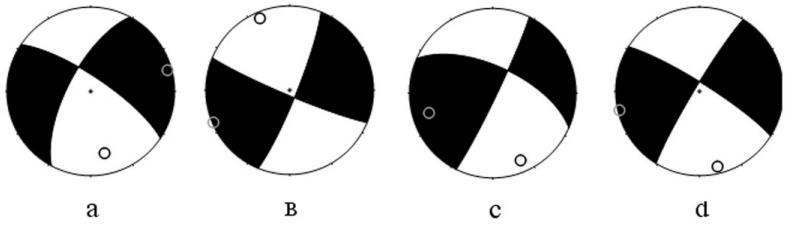


Рис. 1.39. Механизм очага землетрясения 21 сентября 2004 г. в 13^h32^m

Как видно, результаты достаточно близки. Решения, полученные разными центрами, подобны как в пределах одного отдельного землетрясения, так и при сравнении между собой решений для двух землетрясений. Следует заметить, что при определении механизма очага с использованием знаков первых вступлений Р-волн авторы испытывали трудности при выделении знаков. Возможно, это связано с тем, что значительное число станций располагалось вблизи нодальных плоскостей и поэтому на них зафиксированы нечетко выраженные или же противоположной полярности знаки первого движения в Р-волне в одном и том же секторе. Следует заметить, что для первого толчка в 11^h05^m, который был несколько слабее, чем в 13^h32^m, выделенные знаки первого движения были еще менее определенными и не позволили получить сколько-нибудь устойчивое решение.

Таким образом, исследуемые землетрясения возникли в условиях, близких по величине сжимающих и растягивающих напряжений. Оси напряжений сжатия ориентированы в близмеридиональном направлении, оси напряжений растяжения – в близширотном. Обе нодальные плоскости имеют довольно крутое падение, движение по обеим плоскостям представлено сдвигом (по одной плоскости – левосторонний сдвиг, по другой – правосторонний).

Выводы. Таким образом, в последнее время интерес к сейсмичности ВЕП, к изучению слабых землетрясений возрос. С одной стороны, это связано с переключением интересов сейсмологов после распада СССР от сейсмически активных регионов Средней Азии, Казахстана, Туркмении и Республик Кавказа на регионы ВЕП. С другой стороны, особый интерес вызывают события, в том числе и слабые, вблизи важных объектов на территории ВЕП. Вместе с тем в связи с повышенным вниманием в последнее время к исследованию сейсмичности Восточно-Европейской платформы происходит пересмотр (ревизия) землетрясений прошлых лет – местоположения их эпицентров и особенно магнитудных оценок. Особый интерес вызывают события вблизи действующих, строящихся или планируемых АЭС, поскольку в расчет сейсмической опасности закладывается магнитуда наиболее сильного наблюденного в данном регионе землетрясения.

Так, в конце 90-х годов была создана лаборатория сейсмического мониторинга Воронежского кристаллического массива ГС РАН совместно с Воронежским университетом, создана новая сеть сейсмических наблюдений в Архангельской области совместно с Институтом экологических проблем Севера, совместно с Нижне-Волжским институтом геологии и геофизики открытием новой станции в Саратове начаты работы по непрерывному мониторингу в этом районе.

Несмотря на все эти действия, создание сети сейсмического мониторинга на ВЕП далеко не завершено. Одна из самых острых проблем – организация коммуникационной связи станций с информационно-обрабатывающими центрами для обеспечения получения параметров сейсмических событий, оценки сейсмического риска и прогнозирования возможных потерь в режиме, близком к реальному времени. Организация детальных сейсмических наблюдений в особо опасных зонах и в районе мегаполисов также нуждается в развитии и совершенствовании.

С начала XXI в. Информационно-обрабатывающий центр ГС РАН в Обнинске, наряду с задачами глобального мониторинга Северной Евразии, Евразии и мира в целом, становится и центром сбора и обработки информации о слабой сейсмичности на территории ВЕП. В своем новом ежегодном издании «Землетрясения России» ГС РАН начинает публиковать разрозненную информацию о слабых землетрясениях и сейсмических событиях иной природы на территории

ВЕП, Урала и Западно-Сибирской низменности в едином хронологическом пространстве. По целому ряду землетрясений Восточно-Европейской платформы, произошедших в последние годы, в ИОЦ ГС РАН проводится детальное исследование, статьи с материалами по этим землетрясений публикуются в специальных изданиях – «Землетрясения Северной Евразии», «Сейсмологический бюллетень Украины» и в материалах отечественных и зарубежных конференций. Обзор материалов по этим землетрясениям представляется в отдельном разделе.

Литература

Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Т. 1. М.: Мир, 1983. 520 с.

Ананьин И. В. Сейсмичность Северного Кавказа. М.: Наука, 1977. 148 с.

Ананьин И. В., Булин Н. К., Клааманн Э. Р. Осмуссаарское (Эстонское) землетрясение 25 октября 1976 года // Землетрясения в СССР в 1976 году. М.: Наука, 1980. С. 91–96.

Ананьин И. В. (отв. сост.). XIV. Европейская часть СССР, Урал и Западная Сибирь // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. С. 465–470.

Ананьин И. В. К вопросу о проявлении некоторых землетрясений в восточной части Восточно-Европейской платформы // Исследования по сейсмической опасности. Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 29. М.: Наука, 1988. С. 119–124.

Антонова Л. В., Аптикаев Ф. Ф. Уровень короткопериодных микросейсм на территории России и сопредельных государств // Исследования в области геофизики. М.: ОИФЗ РАН, 2004. С. 43–53.

Аракелян Ф. О., Затикян Р. А., Магакян С. Т., Вандышева Н. В. Землетрясения в районах Татарской и Башкирской АЭС за 1988–1990 гг. // Землетрясения в СССР в 1989 году. М.: Наука, 1993. С. 199–205.

Ассиновская Б. А., Никонов А. А. Сводный каталог землетрясений Карельского региона за 1542–2003 гг. // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2004. С. 218–221.

Ассиновская Б. А., Горшков В. Л., Овсов М. К. О сейсмичности, сейсмотектонике и сейсмической опасности в регионе Восточной Балтики // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Международной сейсмологической школы, посвященной 100-летию открытия сейсмических станций «Пулково» и «Екатеринбург». Обнинск: ГС РАН, 2006. С. 32–34.

Блинова Т. С. Прогноз геодинамически неустойчивых зон. Екатеринбург: Горный институт УрО РАН, 2003. 146 с.

Вейс-Ксенофонтова З. Г., Попов В. В. К вопросу о сейсмической характеристике Урала. М.; Л.: АН СССР, 1940. 68 с.

Вьежач П., Никонов А. А., Грегерсен С. и др. Необычные землетрясения в Калининградской области России 21 сентября 2004 г. // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Международной сейсмологической школы, посвященной 100-летию открытия сейсмических станций «Пулково» и «Екатеринбург». Обнинск: ГС РАН, 2006. С. 43–48.

Габсатарова И. П. Внедрение в рутинную практику подразделений ГС РАН процедуры вычисления локальной магнитуды // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы международной сейсмологической школы, посвященной 100-летию открытия сейсмических станций «Пулково» и «Екатеринбург». Обнинск: ГС РАН, 2006. С. 49–53.

Габсатарова И. П., Бабкова Е. А. Современные возможности определения параметров землетрясений по инструментальным данным в районах слабой сейсмичности на примере Новодарьевского землетрясения 11 мая 2004 года с Ms = 3.8 (Луганская обл., Украина) // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения. Материалы XII Междунар. конф. Воронеж, 2006. Т. I. С. 122–127.

Габсатарова И. П., Чепкунас Л. С. Верхошижемское землетрясение 18 января 2000 года с MPSP=4.0, K_p=11.2, I_0=5 (Кировская область) // Землетрясения Северной Евразии в 2000 году. Обнинск: ГС РАН, 2006. С. 230–235.

Габсатарова И. П., Старовойт О. Е., Чепкунас Л. С. Калининградское землетрясение 21 сентября 2004 года // Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 58–60.

Габсатарова И. П., Чепкунас Л. С., Бабкова Е. А. Проявление сейсмичности в платформенной области на юго-западе России (Сальское землетрясение 22 мая 2001 г.) // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения. Материалы XII Междунар. конф. Воронеж, 2006. Т. I. С. 128–131.

Годзиковская А. А., Бесстрашнов В. М., Лабазина Е. Ю. Землетрясения и взрывы Восточно-Европейской платформы // Природные опасности России. Сейсмические опасности / Отв. ред. Соболев Г. А. М.: «КРУК», 2002. С. 46–53.

Голицын Б. Б. Новая организация сейсмической службы в России // Изв. Постоянной центральной сейсмической комиссии. СПб.: Типография Императорской Академии наук, 1912. Т. 4, вып. 3.

Голицын Б. Б. Лекции по сейсмометрии. СПб.: Типография Императорской Академии наук, 1912. 654 с.

Грачев А. Ф., Магницкий В. А., Мухамедиев Ш. А., Юнга С. Л. Об оценке максимальных магнитуд платформенных землетрясений на основе анализа сейсмотектонических и неотектонических деформаций // Доклады АН. 1996. Т. 346, № 1. С. 108—111.

Гутерберг Б., Рихтер К. Сейсмичность Земли. М.: Ин. лит-ра, 1948. 160 с.

Желанкина Т. С., Кейлис-Борок В. И., Писаренко В. Ф., Пятецкий-Шапиро И. И. Определение механизмов очагов землетрясений на цифровой электронной вычислительной машине // Алгоритмы интерпретации сейсмических данных. Вычислительная сейсмология. Вып. 5. М.: Наука, 1971. С. 3—27.

Захарова А. И., Чепкунас Л. С. Динамические параметры очагов сильных землетрясений по спектрам продольных волн на станции «Обнинск» // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 2. С. 9—17.

Известия Постоянной центральной сейсмической комиссии. Вып. I. Императорская академия наук. СПб., 1902. 201 с.

Инструкция о порядке производства и обработки наблюдений на сейсмических станциях Единой Системы Сейсмических Наблюдений СССР. М.: Наука, 1982. 272 с.

Кедров О. К. Сейсмические методы контроля ядерных испытаний. М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2005. 420 с.

Кириченко В. В., Краев Ю. А. Использование подземных ядерных взрывов, проведенных на Семипалатинском испытательном полигоне, для сейсмической калибровки центральной части Северной Евразии // Геофизика и проблемы нераспространения. Вестник НЯЦ РК. Вып. 2. Курчатов: НЯЦ РК, 2001. С. 69—76.

Кирнос Д. П., Харин Д. А., Шебалин Н. В. История развития инструментальных наблюдений в СССР // Землетрясения в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 9—66.

Кондорская Н. В. Организация стационарных сейсмических наблюдений в СССР // Проблемы геофизики Средней Азии и Казахстана. Материалы выездной сессии ОНЗ АН СССР. М.: Наука, 1967. С. 13—19.

Кондорская Н. В. Развитие сейсмических наблюдений и их интерпретация в СССР // Проблемы современной сейсмологии. Голицынские чтения 1981 г. М.: Наука, 1985. С. 28—47.

Кондорская Н. В., Федорова И. В. Сейсмические станции Единой системы сейсмических наблюдений СССР (ЕССН) на 01.01.1990. М.: ОИФЗ, 1996. 36 с.

Копп М. Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. С. 83—99.

Красилов С. А., Коломиец М. В., Акимов А. П. Организация процесса обработки цифровых сейсмических данных с использованием программного комплекса WSG // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы международной сейсмологической школы, посвященной 100-летию открытия сейсмических станций «Пулково» и «Екатеринбург». Обнинск: ГС РАН, 2006. С. 77—83.

Краснопевцева Г. В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: «Недра», 1980. 112 с.

Кременецкая Е. О., Асминг В. Э., Баранов С. В. Спектральные признаки отличия взрывов от землетрясений. http://www.krsc.ru/defds.htm.

Ландер А. В. Описание и инструкция для пользователя комплекса программ FA (расчет и графическое представление механизмов очагов землетрясений по знакам первых вступлений Р-волн). М.: Фонды МИТП АН, 2006. 27 с.

Литосфера Центральной и Восточной Европы. Киев: Наукова Думка, 1989. 188 с.

Ломакин В. С., Колмогорова В. В., Парыгин Г. И. Годографы сейсмических волн для Урала // Упругие волны промышленных взрывов и исследование земной коры Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1978. С. 73—80.

Маловичко А. А., Дягилев Р. А., Шулаков Д. Ю., Баранов Ю. В. Мониторинг природно-техногенной сейсмичности на территории Верхнекамского региона // Проблемы геодинамики, сейсмичности и минерагении подвижных поясов и платформенных областей литосферы: Материалы междунар. конф. Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 1998. С. 118—120.

Маловичко А. А., Маловичко Д. А., Кустов А. К. Соликамское землетрясение 5 января 1995 года (M_S=4.2) // Землетрясения Северной Евразии в 1995 году. М.: ГС РАН, 2001. С. 163—169.

Маловичко А. А., Мехрюшев Д. Ю., Старовойт О. Е. и др. О Калининградских землетрясениях 21 сентября 2004 г. и развитии сейсмического мониторинга в Калининградской области // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Международной сейсмологической школы, посвященной 100-летию открытия сейсмических станций «Пулково» и «Екатеринбург». Обнинск: ГС РАН, 2006. С. 89—97.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963.

Мирзоев К. М., Михайлова Р. С., Чепкунас Л. С. Об энергетической классификации землетрясений на территории Татарстана за 1982—1994 гг. // Землетрясения Северной Евразии в 1994 году. Обнинск: ГС РАН, 2000. С. 57—61.

Молнар П., Нерсесов И. Л., Рузайкин А. И., Халтурин В. И. Волны Lg и их распространение в Центральной Азии // Сборник советско-американских работ по прогнозу землетрясений. Т. I. Душанбе; Москва: Дониш, 1976. С. 185—206.

Надежка Л. И., Сафронич И. Н., Пивоваров С. П. и др. Никольское землетрясение 31 марта 2000 года с K_P=10.8, Io=5 (Воронежская область) // Землетрясения Северной Евразии в 2000 году. Обнинск: ГС РАН, 2006. С. 245—253.

Нерсесов И. Л., Раутиан Т. Г. Кинематика и динамика сейсмических волн на расстояниях до 3500 км от эпицентра // Тр. ИФЗ АН СССР. № 32 (199). М.: Наука, 1964. С. 630—687.

Никонов А. А. Каталог тектонических землетрясений Центральной части Восточно-Европейской платформы (49—58° с.ш.; 34—42° в.д.) в XIX—XX вв. // Геодинамика и геоэкология. Материалы междунар. конф. Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 1999. С. 271—273.

Никонов А. А. Землетрясения Севера Европейской России (новая версия каталога на основе первичных материалов) // Геодинамика и техногенез: Материалы Всерос. совещ. 12—15 сентября 2000. Ярославль, 2000. С. 118—119.

Никонов А. А. Два недавних землетрясения в Вятском крае // Вестник Вятского государственного педагогического университета. 2004. № 11. С. 78—80.

Никонов А. А. По следам Калининградского землетрясения // Природа. 2005. № 3. С. 47—53.

Никонов А. А., Мокрушина Н. Г., Лубягина Л. И. Исторические землетрясения Вятского края // Вестник Вятского государственного педагогического университета. 2000. № 2. С. 76—78.

Никонов А. А., Чепкунас Л. С., Удоратин В. В. Сысольское землетрясение 13 января 1939 г. на Русском Севере (ревизия данных) // Геология Европейского Севера России. Сб. № 5. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2001. С. 29—43.

Никонов А. А., Аптикаев Ф. Ф., Алешин А. С. и др. Калининградское землетрясение 21 сентября 2004 года как модельное для Восточно-Европейской платформы // Геофизика XXI века. Доклады 7 чтений памяти В. В. Федынского. М.: Научный мир, 2006. С. 282—289.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Ред. Н. В. Кондорская и Н. В. Шебалин. М.: Наука, 1977. С. 11—33.

Огаджанов В. А., Чепкунас Л. С., Михайлова Р. С. и др. О каталоге землетрясений Среднего и Нижнего Поволжья // Землетрясения Северной Евразии в 1995 году. М.: ГС РАН, 2001. С. 119—127.

Омельченко О. К., Старовойт О. Е., Феофилактов В. Д. Оценка сейсмической чувствительности цифровой телесейсмической сети России // Труды ИВМиМГ. Математическое моделирование в геофизике. Вып. 5. Новосибирск, 1998. С. 140—151.

Оперативный сейсмологический каталог по региону Северный Кавказ (приложение к оперативному сейсмологическому бюллетеню ЦОМЭ ГС РАН). Обнинск, 2001.

Охоцимская М. В. Зависимость между MPV и MLH при различной глубине очага землетрясения // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. Т. II. М., 1974. С. 203—207.

Пасечник И. П. Характеристики сейсмических волн при ядерных взрывах и землетрясениях. М.: Наука, 1970. 193 с.

Раутиан Т. Г. Об определении энергии землетрясений на расстоянии до 3000 км // Экспериментальная сейсмика. Труды ИФЗ АН СССР; № 32 (199). М.: Наука, 1964. С. 88—93.

Раутиан Т. Г. Энергия землетрясений // Методы детального изучения сейсмичности. Труды ИФЗ АН СССР; № 9 (176). М.: ИФЗ АН СССР, 1960. С. 75—114.

Рейснер Г. И., Иогансон Л. И. Комплексная типизация земной коры Восточно-Европейской платформы как основа для решения фундаментальных и прикладных задач. Статья 2. Региональный прогноз потенциальной сейсмичности и нефтегазоносности // Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 3. С. 3—13.

Рекомендации по определению стандартных магнитуд землетрясений на телесейсмических расстояниях ($\Delta \geq 20°$) по записям широкополосных цифровых сейсмографов в Геофизической службе РАН. Обнинск: Фонды ГС РАН, 1999. 12 с.

Рихтер Ч. Ф. Элементарная сейсмология. М.: Ин. лит-ра, 1963. 670 с.

Рогожин Е. А. Карта важнейших разломов Кавказского региона. М.: Фонды ИФЗ РАН, 1999. С. 142—145.

Рогожин Е. А. Современная геодинамика и потенциальные очаги землетрясений Кавказского региона // Современные математические и геологические модели природной среды. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 244—254.

Саваренский Е. Ф. Очерк развития советской сейсмологии за шестьдесят лет (1917—1977) // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 12. С. 87—97.

Сводный бюллетень записи землетрясений ближней зоны. Симферополь: Институт геофизики им. С. И. Субботина, отдел сейсмологии. 2001.

Сейсмические события Уральского региона за 1914—2002 гг. / Ломакин В. С., Годзиковская А. А., Прибылова Н. Е., Силина И. К., Митенкова Н. В. М., 2002. 85 с.

Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона / Кашубин С. Н., Дружинин В. С., Гуляев А. Н., Кусонский О. А., Ломакин В. С., Маловичко А. А., Никитин С. Н., Парыгин Г. И., Рыжий Б. П., Уткин В. И. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 124 с.

Сейсмологические бюллетени ISC http://www.isc.ac.uk/Bulletin/rectang.htm.

Сейсмологический бюллетень (ежедекадный) за 1990—2005 гг. / Отв. ред. О. Е. Старовойт. Обнинск: ГС РАН, 1990—2005.

Сейсмологический мониторинг на территории Пермской области. Сайт Горного института УрО РАН http://pts.mi-perm.ru/region.

Сидорин А. Я. Вклад Б. Б. Голицына в теоретическую и экспериментальную сейсмологию // Развитие идей и научного наследия Б. Б. Голицына в сейсмологии. К 140-летию со дня рождения. М.: ОИФЗ РАН, 2003. С. 61—103.

Старовойт О. Е. Состояние и развитие сейсмических наблюдений в Российской академии наук // Геофизика на рубеже веков: Изб. тр. ученых ОИФЗ РАН. М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 140—148.

Старовойт О. Е. Современные проблемы стационарных сейсмических наблюдений // Современные математические и геологические модели природной среды. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 92—101.

Старовойт О. Е. Сейсмические наблюдения в России // Земля и Вселенная. 2005. № 2. С. 82—89.

Старовойт О. Е., Мишаткин В. Н. Сейсмические станции Российской академии наук (состояние на 2001 г.). Москва; Обнинск, 2001. 86 с.

Старовойт О. Е., Чепкунас Л. С., Аптекман Ж. Я., Бармин М. П. Об определении механизмов очагов на ЭВМ-1030 // Физика сейсмических волн и внутреннее строение Земли. М.: Наука, 1982. С. 86—97.

Старовойт О. Е., Габсатарова И. П., Чепкунас Л. С. Сейсмическая сеть Геофизической службы РАН на Европейской части России и ее регистрационные возможности // Геодинамика и техногенез: Материалы Всерос. совещ. Ярославль, 2000. С. 152—155.

Старовойт О. Е., Габсатарова И. П., Чепкунас Л. С. Землетрясение 9 ноября 2002 года на Нижней Кубани: параметры очага и его механизм // Сейсмологический бюллетень Украины за 2002 год. Киев: Ин-т геофизики им. С. И. Субботина, 2004а. С. 75—84.

Старовойт О. Е., Чепкунас Л. С., Габсатарова И. П., Михайлова Р. С. К вопросу об идентификации тектонических землетрясений в районах техногенной сейсмичности на территории Восточно-Европейской платформы // Техногенная сейсмичность при горных работах: модели очагов, прогноз, профилактика. Часть I. Апатиты: ГоИ КНЦ РАН, 2004б. С. 179—185.

Степанов В. В., Прибылова Н. Е. Анализ оценок землетрясения 1626 г. Кольского п-ова // Строение, живая тектоника и дислокации платформ и их горно-складчатых обрамлений: Материалы Междунар. конф. М., 2002. С. 241—246.

Татевосян Р. Э., Мокрушина Н. Г. Историческая сейсмичность Среднего Поволжья // Физика Земли. 2003. № 3. С. 13—41.

Удоратин В. В., Югова Н. Н, Арихина В. И. Современные сейсмические процессы северо-востока Восточно-Европейской платформы // Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере: Материалы Междунар. конф. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2005. С. 344—346.

Уломов В. И., Шумилина Л. С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации. ОСР-97. Масштаб 1 : 8 000 000. Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоактивных районах. М.: ИФЗ РАН, 1999. 57 с.

Феофилактов В. Д. Калибровочная функция для расчета магнитуды по объемным волнам на расстояниях менее 20°. Обнинск: Фонды ГС РАН, 2003. 10 с.

Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.

Хромовских В. С., Никонов А. А. По следам сильных землетрясений. М.: Наука, 1984. 145 с.

Чепкунас Л. С., Левшенко В. Т., Лопанчук А. А. Результаты анализа инструментальных данных для Тамбовского землетрясения 30 декабря 1954 г. // Физика Земли. 2003. № 4. С. 56—67.

Чепкунас Л. С., Михайлова Р. С., Прибылова Н. Е. Поволжье за 1974—1991 гг. // Землетрясения Северной Евразии в 2000 году. Обнинск: ГС РАН, 2006. С. 337—346.

Щукин Ю. К. Глубинное строение и динамика земной коры Восточно-Европейской платформы в связи с проблемой ее сейсмичности // Землетрясения Северной Евразии в 1995 году. М.: ОИФЗ РАН, 2001. С. 143—150.

Юдахин Ф. Н., Щукин Ю. К., Макаров В. И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург, 2003. 299 с.

Catalog of earthquakes in Northern Europe since 1375. 2005 www.seismo.helsinki.fi.

Aptikaev F. F., Nikonov A. A., Alyoshin A. S. et al. Kaliningrad earthquake of September 21, 2004, damage // International Conference on Earthquake Engineering, Skopje, 2005, EE-21C, CD: Topic 1: Lessons from past earthquakes, 1–8.

Bratt S. R., Bache T. C. Locating events with a space network of regional arrays // Bull. Seism. Soc. Am. 1988. Vol. 78. P. 780–798.

Bulletin of the International Seismological Centre (ISC) – http://www.isc.ac.uk.

Earthquake Bulletins. Preliminary Determination of Epicenters (PDE). USGS National Earthquake Information Center, Golden, USA.

Hanks T. C., Kanamori H. A Moment Magnitude Scale // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 2348–2350.

Jeffreys H., Bullen K. E. Seismological Tables. London, 1967. 50 p.

Coyne John, Clark Karen, Lloyd Stephen. IDC Documentations. Geotool Software User Tutorial. 2003. 59 p.

Kennet B. L. N. (ed.). IASPEI 1991 Seismological Tables. Research School of Earth Sciences Australian National University. 1991.

Manual of Seismological Observatory Practice. IASPEI, 2002. WWW-edition. http://www.seismo.com/msop/msop_intro.html.

Reviewed Event Bulletin of the CTBT_IDC. 2001.

Special Earthquake Catalogue of Northern Eurasia From Ancient Times Through 1995 / Eds. N. V. Kondorsraya, V. I. Ulomov. http: //www.scgis.ru System of data bases. JIPE RAS, 1996.

Starovoit O., Gabsatarova I., Kraev Y. Regional travel-time curves at East European Platform for improvement location of the seismic events. Meeting IDC Technical Experts Group on Seismic Event Location Calibration. Norway, Oslo, 2000.

Sultanov D. D., Murphy J. R., Rubinstein Kh. A Seismic Source Summary for Soviet Peaceful Nuclear Explosions // Bull. Seism. Soc. Am. 1999. Vol. 89, N 3. P. 640–647.

Tatevossian R. E., Arefiev S. S., Pletnev K. G. Macroseismic survey of Salsk (Russian platform) earthquake of 22 May 2001 // Russian Journal of Earth Sciences. 2002. Vol. 4, N 2. P. 163–169.

Wiejacz P., Debski W. Kaliningrad earthquakes of September 21, 2004 // The Kaliningrad earthquake September 21, 2004. Workshop materials. Tartu: Institute of Geology, University of Tartu, 2005. P. 44–52.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Сводный каталог землетрясений территории Восточно-Европейской платформы за период с древнейших времен до 2005 г.

№ п/п	Дата			Время			Координаты гипоцентра			Магнитуда	Интенсивность	Источник информации	Примечание
	Год	м	д	ч	м	сек	φ°	λ°	h	M	Io		
1	1467	11	24				57.2	39.4	15	3.5		[1]	
2	1542	8	13	10			66.4	34	15	5.0	7	[2]	
3	1616	6	30	7	0		56.4	24.2	5	4.1	7	[1]	
4	1626	5	4				66	35.5	20	6.3	8	[1, 2, 3]	
5	1670	8	3				49.9	23.6	8	4.5	6	[1]	
6	1693						58.9	60.9	10	4.0	6	[1]	
7	1731	12	21	13			66.00	29.1	8	2.9		[4]	
8	1736	10	28	0			66.00	29.1	6	2.7		[4]	
9	1750	8	2	21	30		65.9	29.2	15	3.6	4	[1]	
10	1752	4	9	0			66.00	29.1	8	2.9		[4]	
11	1753	12	14	14			66.00	29.2	6	2.8		[4]	
12	1754	12	6				66.00	29.1	6	3.3		[4]	
13	1762	6	3				51.5	45.7	5	3.0		[5]	[6] — гроза
14	1763	5	20	6			65.90	29.1	6	2.8		[4]	
15	1772	2	18	17			68.7	33.3	20	5.0	6	[1]	
16	1785	12	21	13			65.90	29.2	6	2.8		[4]	
17	1788	5	4				57.8	59.8	10	4.0	6	[1]	
18	1792	11	22	9	30		65.9	29.2	15	3.5	4	[1]	
19	1798	5	23	4	30		58	58	15	4.5	6	[1]	
20	1800	10	5	3			66.00	29.1	5	3.2		[4]	
21	1801	10	3				66.00	29.1	10	3.0		[4]	
22	1803	1	8	22	15		53.1	23.1	5	3.6	6	[1]	
23	1803	12	5				66.00	29	6	2.8		[4]	
24	1804	9	21	19			66.00	29.2	6	2.8		[4]	
25	1804	10	9	20	30		65.9	29.2	20	3.6	4	[1]	
26	1804	12	3				66.00	29.2	5	3.2		[4]	
27	1807	9	15	17			56.2	46.5	5	4.3	7	[8, 5]	[6] — другая дата
28	1807						51.5	46.4	5	4.0		[5]	[6] — не подтверждает
29	1809	3	9	23	30		58.5	50	10	5.0	6	[1]	
30	1812						62	43	10	3.5	4	[9]	
31	1813						58.7	59.9	15	3.7	5	[1]	
32	1815						50	36.2	5	2.7	4–5	[10]	
33	1821	2	20	23			56.6	25.3	3	4.0	7	[1]	
34	1821	2	21	4	0		56.6	25.3	13	4.5	7	[1]	
35	1824	6	0				65.8	29.4	18	4.2	5	[1]	
36	1825	7	21	19			50.5	40	10	3.6	6	[1]	
37	1825	8	2				50.5	40.1	8	3.7	5–6	[10]	
38	1827	9	28	9			59	23.5	14	4.0	4–5	[1]	
39	1829	8	31	23	30		61	44.5	10	4.5	6	[1, 9]	[9] — другие параметры
40	1832	10	13				50.6	39.7	8	4.0	6	[1, 10]	[10] — другие параметры
41	1832	11	29	6			57.8	59.5	20	4.4	5	[1]	
42	1836	12	12	2			55.3	60	20	4.0	5	[1]	
43	1837	1	17	18			58.5	56.5	10	3.5	5	[1]	
44	1837	3	1				55	60	10	3.5	5	[1]	
45	1839	6	29	0			52.6	47.9	10	5.3		[5]	[6] — оползень
46	1841	9	11	22			57.8	59.7	15	4.1	5	[1]	
47	1842	10	1				47.5	29.5	40	4.8	4–5	[1]	
48	1844	7	10	20			51.5	45.7	5	3.0		[5]	[6] — гроза
49	1845	1	19				58.5	56.5	10	3.5	5	[1]	
50	1845	5					55	49	5	3.7		[5]	[6] — провал
51	1846	12	12	18	30		65.9	29.2	10	3.5	4	[1]	
52	1847	4	27	8			58.4	59.5	15	4.8	6	[1]	
53	1847	8	16	7			64.6	40.8	10	4.0	5	[1, 9]	[9] — другие параметры
54	1847	11	12	1			62.05	30.1	5	4.0	5	[2]	
55	1851	12	27	12	30		55.6	52.1	5	3.5	5–6	[1]	
56	1852	1					58.5	56.5		2.5	3–4	[12, 13]	[11]
57	1857	5	18	11			57.7	22.2	10	4.5	7	[1]	
58	1858	1	31	20			50	36.3	5	3.5	5–6	[1, 10]	[10] — другие параметры
59	1859	5	12				64.90	29.2	6	2.8		[4]	
60	1861		3				61.25	30	8	5.5	7	[2]	
61	1864	8	9	14	45		46	30	28	4.7	5	[1]	

№ п/п	Дата			Время			Координаты гипоцентра			Магнитуда	Интенсивность	Источник информации	Примечание
	Год	м	д	ч	м	сек	φ°	λ°	h	M	Io		
62	1867	5	26	7	30		58.5	56.6	5	3.5	6	[1]	
63	1868	5	23				57.5	58.5	15	4.3	6–7	[1]	
64	1873	2	21	2	0		68.7	33.3	20	5.0	6	[1]	
65	1873	6	5				66.5	34.5	25	4.0	4	[1]	
66	1875	8	17	15	45		50.3	24.2	19	5.3	6	[1]	
67	1877	10	16	5	30		58.9	23.4	10	4.2	6–7	[1]	
68	1879	2	4				65.90	29.1	6	2.8		[4]	
69	1885	10	9				52.6	47.6	10	3.7		[5]	[6] — оползень
70	1887	12	22				54.2	28.5	10	3.7	5	[1]	
71	1890	11					66.00	29.1	13	2.6		[4]	
72	1891	3	21	20			66.00	29.2	6	2.8		[4]	
73	1891	4	21	22			65.90	29.2	5	3.2		[4]	
74	1891	4	21	23			66.00	29	8	2.9		[4]	
75	1892	7	10	9	52		56.5	60.9	15	4.5	6	[1]	
76	1892	9	2	9	20		66.9	29.6	10	3.0	4	[2]	
77	1892	9	5	18	50		66.8	29.6	20	3.6	4	[1]	
78	1896	8	13	16	0		52.7	39.9	10	3.5	5	[1]	[10] — другие дата, M
79	1896	9	20	15			56.6	23.7	5	3.5	5	[1]	
80	1897	8	25	13			59	50.1	10	5.0	7–8	[14, 12]	[1, 8] — другие параметры
81	1901	1	13				62.5	34.9	5	3.0	3–4	[2]	
82	1901	12	9	11			55	60.2	10	3.9	5	[1]	
83	1902	9	19	17	3		56.1	59.3	10	3.5	4–5	[1]	
84	1904	2	16	22			53	36	5	2.7	4–5	[10]	
85	1907	1	22	23	0		56.9	24	7	3.5	5	[1]	
86	1908	3	13				58.85	51.5	7	3.0	4	[7]	
87	1908	3	13				58.85	51.5	7	3.0	4	[7]	
88	1908	7	1	11	41		57.7	54.5	10	3.0	5	[1]	
89	1908	11		?			65.30	29.1	1	2.7	5	[4]	
90	1908	12	28	22			56.8	26.3	10	4.5	7	[1]	
91	1908	12	29	19			55.8	26.7	10	4.5	7	[1]	
92	1908	12	30	2			54.5	25.8	10	4.5	7	[1]	
93	1909	1	31	7	15		56.9	24	6	3.5	5	[1]	
94	1910	1	1	16			65.20	31	5	3.0	5–6	[2]	
95	1910	1	14	21	0		49.5	41	5	3.5	6	[1]	
96	1910	5	21	3	0		56.6	24	10	4.0	6	[1]	
97	1911	6	30	7	10	20	66.5	35.5	25	4.9	5–6	[1, 9]	
98	1911	10	19	15			61.25	31	5	3.0	4	[1]	
99	1911	11	8	16	52		59.5	56	10	3.0	5–6	[1]	
100	1912	3	5	10	11		66	40	15	4.0	4–5	[2]	
101	1913	3	9				64.80	34.3	5	2.5	3	[2]	
102	1913	8	8	2	55		49.7	37.7	5	3.5	5–6	[1, 10]	
103	1914	4	20	16	0		65.5	53.5	15	3.5	4	[1]	
104	1914	5	13				58.42	48.78	7	3.0	4	[7]	
105	1914	8	17	4	57	1	56.8	59.4	25	5.5	7	[1]	
106	1914	10	20	19	30		54.2	52	4	2.8	5	[8, 5]	
107	1915	6					66	55	10	3.5	5	[1]	
108	1917	2	6	21	50		69.1	35.3	20	4.5	5	[1]	
109	1921	11	30				61.15	32	8	4.0	6	[2]	
110	1925	3	30	10			66.90	30.3	6	2.5	4	[4]	
111	1926	1	4	8	30		69.9	29.4	20	4.3	5	[1]	
112	1926	8	5	17	10		65.40	29.2	8	2.9	4	[4]	
113	1927	2	25	20			65.50	29.1	15	3.8	5	[4]	
114	1927	5	27	20	30		66.00	29.5	10	3.0	4	[4]	
115	1928	6	1	3	30		66.00	29.4	10	3.0	4	[4]	
116	1931	1	15	3	58		58.5	56.6	5	3.5	6	[1]	карстовое [11]
117	1933	2	11	20	50		62	43	10	3.3	4	[9]	
118	1933	3	3				62.00	43	10	3.3	4	[9]	
119	1934	11	28	3	10		58.9	57.5	0.5	3.0	5	[11]	обвальное
120	1935	3	4				64.6	40.8	2	3.5	4	[4]	
121	1936	1	23	5			66	44	10	4.5	6	[1, 9]	[9] — другие данные
122	1937	4	13	6	50		66.00	29.5	11	2.8	3	[4]	
123	1937	5	15	0			66.1	37.9	5	2.5	4	[2]	
124	1938	12	31				59.85	52.8	10	3.2	4	[7]	
125	1939	1	13	16	47	12.4	60.38	51.47	10	4.5	7	[15]	
126	1948	9	23	0			67.70	33.6	11	3.0	4	[4]	
127	1955	4	19	8	46	12	59	57.7	10	4.0	5	[1]	ГТУ [13]
128	1955	8	8	17	20	59	67	33.6	20	4.0	5	[1]	
129	1955	8	31	21	15		67.70	33.6		2.9	4	[4]	

№ п/п	Дата			Время			Координаты гипоцентра			Магнитуда	Интенсивность	Источник информации	Примечание
	Год	м	д	ч	м	сек	φ°	λ°	h	M	Io		
130	1956	6	7	8			67.1	32.8	5	2.5	4	[2]	
131	1956	7	28	21	2	42	57.7	57.6	15	4.8	6	[1]	[16] сомнительное
132	1957	5	29	10	17	48.2	48.83	30.77	20	4.9		[1]	
133	1957	8	2	9	15	51	63.2	32.5	10?	3.0	5?	[2]	
134	1957	9	20	6	31	9	64.5	30	5	3.5	4	[1]	
135	1957	11	1	20	8	16	65.4	31	10?	3.0	5	[2]	
136	1958	1	17	9	42	23	65.6	34	10	3.0	4	[1, 9]	
137	1958	4	24	18	34		59.00	57.8	1	2.8	5	[11]	ГТУ
138	1958	9	13	4	39	50	57.2	58.4	15	3.5	5-6	[1]	
139	1959	9	10	5	8	23	58.9	57.6	5	3.7	6	[1]	ГТУ [11]
140	1960	2	2	12	32	30	67	30.9	18	4.8	5—6	[1]	
141	1960	2	9	21	7	31	67.60	33.6	8	2.7	3	[4]	
142	1960	3	3	20	52	17	66.70	29.2	20	2.8	3	[4]	
143	1960	12	5	3	19	5	65	30	20	3.5	3—4	[1]	
144	1962	7	4	18	55	43.7	66.6	31.9	15	4.5	4—5	[1]	
145	1963	7	25	2	7	43	69.50	32		2.9		[4]	
146	1963	8	20	22	25	18	70.80	32.4		3.1		[4]	
147	1965	5	9	23	29	21	66.4	31.9		2.7		[2]	
148	1966	1	22	23	46	48	66.7	33.2		3.5		[2]	
149	1966	8	21	5	55		59	57.56	0.5	3.7	5	[11]	ГТУ, M, I по [16]
150	1967	5	20	23	18	12.6	66.6	33.7	17	3.9	5—6	[1]	
151	1967	7	9	1	6		59	57.8	15	3.5	6	[1]	ГТУ [11]
152	1968	10	24	20	13	45.2	68.9	32.9	22	4.2	4	[1]	
153	1968	11	22	7	39	37	66.5	32.6		2.7		[2]	
154	1969	6	12	14	31	59	65.80	29.5		2.7		[4]	
155	1970	2	21	7	9	15	59.4	59.8	15	4.0	5—6	[1]	сомнительное [16]
156	1970	5	10	4	8	23	65.4	39.7		3.4		[2]	
157	1970	6	13	2	9	18	59	57.8	15	3.3	5	[1]	ГТУ [11]
158	1971	4	9	14	35	45	66.20	33.9	10A	2.6		[2]	
159	1971	5	7	12	38	56	70.00	31.3		3.5		[4]	
160	1971	9	15	9	15	13.3	67.12	48.25	10	3.9		[1, 9]	
161	1971	12	12	0	1	5	66.10	29.1		2.6		[4]	
162	1973	1	7	16	35	11	67	31.3	18A	3.6		[2]	
163	1973	8	28	14	37		59.03	57.6	0.3	3.3	5	[11]	ГТУ
164	1973	10	27	7	52	25.8	70.99	52.58	10	3.7		[1]	
165	1973	10	27	8	3	58.2	71.02	52.7	10	3.7		[1]	
166	1973	10	27	8	21	21.8	71	52.58	10	3.9		[1]	
167	1973	10	27	9	13	51.3	71.24	51.8	10	3.9		[1]	
168	1973	10	27	13	40	44	65.00	33.6		2.5		[4]	
169	1973	11	5	11	58	18	76	30	20	4.5		[1]	
170	1974	3	4	13	43	29	65.50	29.3	11	2.5	4	[4]	
171	1974	3	20	9	26	32	67.90	39.6		3.0		[4]	
172	1974	6	16	12	23	39.5	49.29	48.7	0	3.3		[17]	Возм. взрыв
173	1974	7	26	12	13	28	68.10	39.7		3.1		[4]	
174	1974	9	28	10	21	31	49.4	47.6	0	3.7		[17]	Возм. взрыв
175	1974	9	30	9	11	42	67.70	33.7	23	4.2	4	[4]	
176	1974	10	13	9	56	8	48.4	53.6	5	4.1		[1]	
177	1974	12	12	21	19	46.4	71.96	49.53	10	3.5		[1]	
178	1975	2	26	10	33	19	65.50	33.3	5A	2.7		[2]	
179	1975	7	25	23	29	15	68.80	33.6		2.7		[4]	
180	1975	7	26	12	15	22.1	49.98	48.67	0	3.6		[17]	Возм. взрыв
181	1975	8	7	7	40	14	65.10	37.6	17A	3.3		[2]	
182	1976	2	17	23	12	50	66.70	29		2.6		[4]	
183	1976	2	19	5	29	2	65.60	29.5	11	3.3	5	[4]	
184	1976	6	26	11	2	4	50.3	51	0	3.3		[17]	Возм. взрыв
185	1976	9	9	3	10	41	65.2	31.3		2.6		[2]	
186	1976	10	25	8	39	45	59.26	23.39	10	4.7	7	[1]	
187	1976	10	25	8	50		59.3	23.5	10	3.5	4—5	[1]	
188	1976	11	8	10	17	1	59.32	23.46	10	3.5	4	[1]	
189	1977	6	1	10	38	48	65.80	30	11	3.2	4	[4]	
190	1977	6	1	12	16	39	65.90	29.8	9	2.5	4	[4]	
191	1977	10	9	10	59	58.8	73.47	53.98	10	3.9		[1]	
192	1978	5	10	12	0		52.8	27.7	10	3.5	4—5	[1]	
193	1979	11	28	11	18		60.18	59.99	1	2.8	5	[11]	ГТУ
194	1980	6	10	1	15		59.03	57.6	0.4	4.0	5—6	[11]	ГТУ
195	1981	4	10	19	43	31.5	68.76	36.99	20	4.1		[1]	
196	1981	8	21	12	54	57	63.99	37.47		2.6		[2]	
197	1982	10	28				55.06	52.15	5	3.3	5	[18]	
198	1982	11	21				55.06	52.15	5	3.2	4—5	[18]	
199	1982	11	22				55.06	52.15	5	2.5	3—4	[18]	
200	1982	11	27				55.06	52.15	5	2.5	3—4	[18]	

№ п/п	Дата			Время			Координаты гипоцентра			Магнитуда	Интенсивность	Источник информации	Примечание
	Год	м	д	ч	м	сек	φ°	λ°	h	M	Io		
201	1982	11	29				55.06	52.15	5	2.8	4	[18]	
202	1982	11	30				55.06	52.15	5	2.8	4	[18]	
203	1983	9	11				55.06	52.15	5	3.2	5	[18]	
204	1983	9	11				55.06	52.15	5	2.8	4	[18]	
205	1983	12					55.06	52.15	5	2.5	4	[18]	
206	1983	9	11	9	47	43.9	66.81	30.1	5	2.6		[2]	
207	1983	12	2	0	26		52	28	7	3.5	4–5	[1]	
208	1984	4	28	14	54	1.6	49.73	47.01	0	3.6		[17]	Возм. взрыв
209	1984	6	29	3	57	28	49.34	46.95		4.1		[19]	
210	1985	9					55.06	52.15	5	2.8	4	[18]	
211	1985	9	19	10	41		60.19	59.98	1	4.0	4	[16]	ГУ
212	1985	10	17	0	32		52.9	28.4	7	3.5	4–5	[1]	
213	1986	3	15	18	42		59	57.7		3.1	4	[11]	ГТУ, М по [16]
214	1986	5	4	1	57	9.1	66.27	31.67	6	2.6		[2]	
215	1986	8	1	13	56	37.1	72.93	55.76	10	3.7		[1]	
216	1986	8	9	3	40	47	52.8	51.15	10	3.5	5–6	[1]	
217	1986	9	23	0	54	4	55.03	52.2	5	3.8	5–6	[18]	
218	1986	9	23	1	4	30	55.03	52.18	5	3.4	5–6	[18]	
219	1986	9	24	1	58	35	55.01	52.22	4	3.9	6	[18]	
220	1986	9	24	20	8	30	55.91	52/22	3	2.5		[18]	
221	1986	11	22	14	1	25	54.88	52.39	3	3.2	3–4	[18]	
222	1986	12	31	13	43	12	55.04	52.09	4	2.8		[18]	
223	1987	1	9	7	10	53	54.85	52.16	3	2.8		[18]	
224	1987	1	26	13	17	17	55.04	52.1	3	2.8		[18]	
225	1987	1	27	10	23	11	54.94	52.19	4	2.8		[18]	
226	1987	2	21	21	0	3	55	52.12	4	2.8		[18]	
227	1987	2	26	0	18	20.9	60.73	58.99	15	3.6	5	[1]	ГТУ [16]
228	1987	3	30	22	29	49	54.87	52.11	4	2.8		[18]	
229	1987	4	8	20	21		58.3	26	18	3.5	5–6	[1]	
230	1987	5	3	7	16		59.02	57.6	1	2.7	5	[11]	ГТУ, М по [16]
231	1987	11	14	0	36	50	54.99	52.2	6	2.8		[18]	
232	1987	11	23	11	9	7	55.15	52.43	4	2.8		[18]	
233	1988	2	26	23	42	52.5	67.72	34.23		2.8		[4]	
234	1988	5	13		37	31.5	66.81	29.59		2.9		[2]	
235	1988	6	4	23	5	7.2	67.55	33.53		3.1		[4]	
236	1988	6	7	7	53	57	55.15	52.43	3	2.8		[18]	
237	1988	6	7	20	49	13.3	65.78	29.87	13	2.9		[4]	
238	1988	6	10	12	16	20	55.15	52.43	3	2.8		[18]	
239	1988	6	23	7	34	11	55.06	52.16	3	3.1		[18]	
240	1988	7	14	11	50	33	55.15	52.43	5	2.8		[18]	
241	1988	7	14	15	31	29	55.15	52.43	5	2.8		[18]	
242	1988	7	15	7	8	52	55.15	52.43	5	3.3		[18]	
243	1988	7	19	15	25	42	55.15	52.43	5	2.8		[18]	
244	1988	7	20	15	49	38	55.15	52.43	3	2.8		[18]	
245	1988	7	24	16	2	22	55.15	52.43	3	2.8		[18]	
246	1988	7	25	15	19	23	55.15	52.43	3	2.8		[18]	
247	1988	7	27	16	2	21	55.15	52.43	3	2.8		[18]	
248	1988	8	2	8	15	36.7	55.44	51.54	7	3.0		[20,5]	
249	1988	8	11	6	53	53	55.15	52.43	8	2.8		[18]	
250	1988	8	13	9	26	40	55.15	52.43	8	2.8		[18]	
251	1988	9	5	16	40	25	55.72	50.88	5	2.5		[20,5]	
252	1988	9	7	7	2	38	55.15	52.43	3	2.8		[18]	
253	1988	9	8	11	33	54	55.06	52.16	3	2.8		[18]	
254	1988	9	9	3	8	21	55.29	51.58	5	2.8		[20,5]	
255	1988	9	19	1	16	22	55.33	52.21	5	3.1	4-5	[18]	
256	1988	10	17	12	1	25	55.15	52.43	3	3.1	4–5	[18]	
257	1988	11	16	23	25	16.1	55.7	51.44	5	2.5		[20, 5]	
258	1988	11	16	23	25	53.8	55.77	51.22	5	2.5		[20, 5]	
259	1988	11	18	20	59	11.9	55.3	51.5	10	2.5		[20, 5]	
260	1988	12	2	16	42		59.02	57.66	1	3.1	5–6	[11]	ГТУ, М по [16]
261	1989	1	19	1	48	35	54.99	52.11	3	3.1	4–5	[18]	
262	1989	2	21	2	54	3	65.36	29.37	11	3.2		[4]	
263	1989	4	10	20	27	2	59.08	57.66	0.3	2.6	4	[11]	ГТУ, М по [16]
264	1989	4	16	6	34	44	67.57	33.71	6	4.3		[4]	
265	1989	4	17	1	21	36	55.85	52.1	3	3.2	5–6	[18]	
266	1989	6	18	13	58		58.88	57.6		3.1	4	[11]	ГТУ, М по [16]
267	1989	8	21	22	20	24	54.93	51.98	5	3.0		[20, 5]	
268	1989	9	11	23	16	28	67.17	32.41	2	2.8		[2]	
269	1989	10	12	18	41	47	55.68	52	3	3.1	5	[18]	
270	1989	11	11	5	22	6	55.68	52.15	3	3.2	5	[18]	
271	1989	11	28	20	12		59.1	57.6	1	3.2	5–6	[11]	ГТУ, М по [16]

№ п/п	Дата			Время			Координаты гипоцентра			Магнитуда	Интенсивность	Источник информации	Примечание
	Год	м	д	ч	м	сек	φ°	λ°	h	M	Io		
272	1990	1	10	3	16	39	55.15	52.43	3	3.2		[18]	
273	1990	1	17	13	15	23.8	46.39	37.71	34	4.0		[1]	
274	1990	1	30	12	26	40	55.15	52.43	3	2.8		[18]	
275	1990	2	5	4	25	37	55.64	51.98	3	3.0	4–5	[18]	
276	1990	2	23	12	56	18	55.15	52.43	2	2.8		[18]	
277	1990	5	28	0	35	13	55.14	58.73		2.6		[11]	ГТУ, M по [16]
278	1990	5	28	0	35	50	55.14	58.73		4.2		[21]	ГТУ, M по [16]
279	1990	5	28	2	41		55.14	58.73		4.4		[11]	ГТУ, M по [16]
280	1990	6	16	12	43	26.1	68.99	33.94		4.0		[4]	
281	1990	7	17	13	15	23.8	46.39	37.71	34	4.2		[1]	
282	1990	12	12	2	4	1	55.15	52.43	3	2.8		[18]	
283	1990	12	12	20	3		59.1	57.7	1	2.9	3–4	[11]	ГТУ, M по [16]
284	1991	6	6	14	47	55	55.65	52.02	8	2.8	3–4	[18]	
285	1991	8	17	20	15	18	59.1	57.6	0.3	2.7	3–4	[11]	ГТУ, M по [16]
286	1991	8	24	10	56	27	65.72	32.99	15	4.0		[2]	
287	1991	10	21	4	47	13.7	65.62	41.42	10	2.9		[2]	
288	1991	10	28	19	34	38	54.93	52.08	6	3.6	6	[18]	
289	1991	12	24	9	49	45	48.4	45.58	0	3.5		[17]	Возм. взрыв
290	1992	1	1	13	25	57	54.84	52.13	7	2.8		[18]	
291	1992	1	21	18	44	57	54.79	52.17	2	2.5		[18]	
292	1992	1	22	1	31	26	55.01	52.16	2	3.1		[18]	
293	1992	2	7	8	25	58	54.86	52.14	6	2.8		[18]	
294	1992	5	30	13	48	14	54.86	52.17	4	3.2		[18]	
295	1992	7	28	9	16	5.0	54.93	52.1	6	2.9		[18]	
296	1992	7	28	9	18	18.0	54.93	52.1	7	3.1		[18]	
297	1992	10	15	8	53		59.09	57.63	0.4	2.7	4	[11]	ГТУ, M по [16]
298	1992	11	11	8	59	21	54.95	52.11	7	3.1		[18]	
299	1992	11	11	9	54	3	54.9	52.02	3	3.2		[18]	
300	1992	12	22	17	16	12	54.8	52.8	3	2.7		[18]	
301	1993	2	1	1	31	7	54.98	52.1	3	2.6		[18]	
302	1993	4	23	16	2	36	59.09	57.64	0.4	3.1		[11]	ГТУ, M по [16]
303	1993	7	4	10	29	55	55.03	52.55	4	2.8		[18]	
304	1993	7	10	22	8	34	55.02	52.62	4	2.9		[18]	
305	1993	7	16	5	43	22	55.06	52.58	2	2.8		[18]	
306	1993	8	5	21	55	10	55.03	51.86	4	3.2		[18]	
307	1993	8	12	10	1	12	54.88	52.15	2.5	2.8		[18]	
308	1993	10	25	13	31	4	59.23	56.77	4	3.2	4	[11]	Возм. техногенное, Io [23], M по [16]
309	1993	12	11	8	35	49	59.1	57.65	1	2.7		[11]	ГТУ, M по [16]
310	1993	12	14	21	22	45	59.1	57.64	0.5	3.0		[11]	Сомнительное [16], M по [16]
311	1994	7	28	19	11		55.13	58.76	0.2	3.5	4	[11]	ГТУ
312	1994	12	4	3	42	41	54.84	52.01	3	2.6		[18]	
313	1995	1	5	12	46	0.3	59.54	56.54	10	4.2	5–6	[21]	Io [22] ГТУ
314	1995	6	11	19	27	16.9	75.58	33.83	68	2.8		[4]	
315	1995	9	18	3	26	7.5	66.49	30.84		3.4		[2]	
316	1995	11	9	1	10	27.2	66.79	33.14		3.5		[2]	
317	1995	11	14	15	25	14.1	68.41	51.56	33	3.9		[19]	
318	1996	6	10	17	16	45.7	60	43.6	33	4.1		[19]	
319	1996	12	26	4	44	11.2	63.4	44.3	0	3.4		[19]	
320	1997	8	16	2	11	1.9	72.50	57.69		3.8		[4]	
321	1997	10	8	20	57	33	59.36	56.93	1	3.0	4–5	[11]	Возм. техногенное, Io [23], M по [16]
322	1998	2	9	16	51	5.8	69.15	32.67	14	2.6		[4]	
323	1998	4	23	17	46	49.8	75.71	34.33		2.6		[4]	
324	1998	7	26	14	31	32.5	66.24	33.51	12	2.9		[4]	
325	1999	5	26	12	45	28.2	68.10	30.23	3	2.5		[4]	
326	1999	8	17	4	44	34.2	67.8	34.5	0	4.3		[19]	
327	2000	1	18	4	5	43	57.99	49.28	10	4.0		[21, 24]	Статья [24]
328	2000	3	31	9	39	37.25	50.84	41.22	10	3.8		[21, 26]	Статья [26]
329	2000	9	15	0	47	59.2	65.79	29.23	12	3.5		[4]	
330	2000	10	28	0	46	44.3	68.23	35.21	11	2.8		[4]	
331	2000	12	9	12	20	24	48.18	33.24	10	3.0		[21]	
332	2001	1	30	15	47	21.7	46.5	39.8	10	2.7		[21]	
333	2001	5	22	19	13	22.9	46.36	42.21	15	3.6		[21]	Статья [27]
334	2001	10	2	3	39	19	60.16	59.96		3.1		[25]	
335	2001	10	22	9	47	34.1	66.46	33.04	10F	3.6		[2]	
336	2002	2	23	1	21	23.8	73.95	54.58	10	3.1		[4]	
337	2002	2	25	18	38	17	63.70	47.6		3.3		[25]	
338	2002	7	24	17	3	47	60.16	59.96		3.3		[25]	ГТУ

№ п/п	Дата			Время			Координаты гипоцентра			Магнитуда	Интенсивность	Источник информации	Примечание
	Год	м	д	ч	м	сек	φ°	λ°	h	M	Io		
339	2002	8	18	15	23		55.08	60		2.7		[21]	Возм. взрыв [16]
340	2002	11	9	6	47	13.7	60.1	49.6	23	3.9		[19]	
341	2002	12	6	2	16	51.2	66.26	31.34		3.2		[2]	
342	2003	5	11	2	42	50.4	67.65	33.66	4	3.2		[4]	
343	2003	6	26	8	14	10	60.16	59.96	10	3.5		[25]	ГТУ
344	2003	10	5	16	10	7.5	77.53	29.7	15	3.7		[4]	
345	2003	10	12	7	13	49.1	48.66	38.7	33	2.5		[21]	
346	2003	10	15	11	21	28	55.3	59.9		2.7		[25]	
347	2004	1	19	6	58	45.2	66.46	31.21	20	2.8		[4]	
348	2004	2	13	14	37	33	60.13	59.9		2.8		[25]	СУБР, ГТУ
349	2004	3	25	15	1	42	60.16	59.96		3.6		[25]	СУБР, ГТУ
350	2004	4	16	20	16	8.7	66.93	31.17	8	2.7		[4]	
351	2004	5	11	1	37	12.1	48.09	39.34	11	3.8		[21, 28]	Статья [28]
352	2004	5	18	15	59	20	59.4	50.7	10	3.1		[21, 25]	
353	2004	9	17	18	58	2.7	62.85	51.26	11	3.5		[21]	
354	2004	9	21	11	5	5	54.84	20.12	21	4.1		[21, 29]	Статья [29]
355	2004	9	21	13	32	31.3	54.84	20.17	17	4.3		[21, 29]	Статья [29]
356	2004	9	21	13	36	33.8	54.87	19.99	10	3.0		[21, 29]	Статья [29]
357	2004	10	3	20	59	3.1	67.83	34.89	12	3.5		[21]	
358	2005	3	1	9	58	36.2	77.15	30.7	10	3.8		[4]	
359	2005	3	1	11	2	57.8	77.46	30.46	0	2.5		[4]	
360	2005	3	7	4	49	35.2	77.39	29.98	2	2.7		[4]	
361	2005	3	22	2	56	34	60.13	59.97		3.2		[25]	СУБР, ГТУ
362	2005	4	19	3	38	39	60.13	59.97		2.9		[25]	СУБР, ГТУ
363	2005	4	20	5	14	55	60.13	59.97		2.7		[25]	СУБР, ГТУ
364	2005	6	19	15	16	7	60.13	59.97		2.5		[25]	СУБР, ГТУ
365	2005	6	19	18	8	53	60.13	59.97		2.6		[25]	СУБР, ГТУ
366	2005	9	21	20	40	19	57.3	59.6		3.3		[25]	ГТУ
367	2005	9	23	20	55	58	60.13	59.97		3.0		[25]	СУБР, ГТУ
368	2005	10	1	12	40	6	60.13	59.97		3.3		[25]	СУБР, ГТУ
369	2005	10	1	12	40	3.1	59.97	59.42	10	2.7		[21]	
370	2005	10	22	17	46	46	64.60	40.77	10	2.8		[4]	
371	2005	11	29	2	24	57	60.13	59.97		3.8		[25]	СУБР, ГТУ
372	2005	12	2	21	58	15	60.13	59.97		2.5		[25]	СУБР

Источники информации:

[1] — Special Earthquake Catalogue of Northern Eurasia From Ancient Times Through 1995. Eds. Kondorsraya N. V., Ulomov V. I. http://www.scgis.ru System of data bases, 1996.

[2] — Ассиновская Б. А., Никонов А. А. Сводный каталог землетрясений Карельского региона за 1542—2003 гг. // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск, 2004. С. 218—221.

[3] — Степанов В. В., Прибылова Н. Е. Анализ оценок землетрясения 1626 г. Кольского п-ва // Строение, живая тектоника и дислокации платформ и их горно-складчатых обрамлений: Материалы междунар. конф. М., 2002. С. 241—246.

[4] — Catalog of earthquakes in Northern Europe since 1375. 2005 www.seismo.helsinki.fi

[5] — Огаджанов В. А., Чепкунас Л. С., Михайлова Р. С. и др. О каталоге землетрясений Среднего и Нижнего Поволжья // Землетрясения Северной Евразии в 1995 году. М.: ГС РАН, 2001. С. 119—127.

[6] — Татевосян Р. Э., Мокрушина Н. Г. Историческая сейсмичность Среднего Поволжья // Физика Земли. 2003. № 3. С. 13—41.

[7] — Никонов А. А., Мокрушина Н. Г., Лубягина Л. И. Исторические землетрясения Вятского края // Вестник Вятского гос. пед. ун-та. 2000. № 2. С. 76—78.

[8] — Ананьин И. В. (отв. сост). XIV. Европейская часть СССР, Урал и Западная Сибирь [1467—1974 гг.; $M \geq 3.0$; $I_0 \geq 4$] // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. С. 465—470.

[9] — Никонов А. А. Землетрясения Севера Европейской России (новая версия каталога на основе первичных материалов) // Геодинамика и техногенез: Материалы Всерос. совещ. 12—15 сент. 2000 г. Ярославль, 2000. С. 118—119.

[10] — Никонов А. А. Каталог тектонических землетрясений Центральной части Восточно-Европейской платформы (49—58° с. ш.; 34—42° в. д.) в XIX—XX вв. // Геодинамика и Геоэкология: Материалы междунар. конф. Архангельск: Ин-т экономических проблем Севера УрО РАН, 1999. С. 271—273.

[11] — Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона / Кашубин С. Н., Дружинин В. С., Гуляев А. Н., Кусонский О. А., Ломакин В. С., Маловичко А. А., Никитин С. Н., Парыгин Г. И., Рыжий Б. П., Уткин В. И. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 124 с.

[12] — Блинова Т. С. Прогноз геодинамически неустойчивых зон. Екатеринбург: Горный институт УрО РАН, 2003. 146 с.

[13] — Вейс-Ксенофонтова З. Г., Попов В. В. К вопросу о сейсмической характеристике Урала. М.; Л.: АН СССР, 1940. 68 с.

[14] — Ананьин И. В. К вопросу о проявлении некоторых землетрясений в восточной части Восточно-Европейской платформы // Исследования по сейсмической опасности (Вопросы инженерной сейсмологии, Вып. 29). М.: Наука, 1988. С. 119—124.

[15] — Никонов А. А, Чепкунас Л. С., Удоратин В. В. Сысольское землетрясение 13 января 1939 г. на Русском Севере (ревизия данных) // Геология Европейского Севера России. Сб. № 5. Сыктывкар: Коми научный центр УрО РАН, Институт геологии, 2001. С. 29—43.

[16] — Сейсмические события Уральского региона за 1914—2002 гг. / Ломакин В. С., Годзиковская А. А., Прибылова Н. Е., Силина И. К., Митенкова Н. В. М., 2002. С. 85.

[17] — Чепкунас Л. С., Михайлова Р. С., Прибылова Н. Е. Поволжье за 1974—1991 гг. // Землетрясения Северной Евразии в 2000 году. Обнинск: ГС РАН, 2006. С. 337—346.

[18] — Мирзоев К. М., Михайлова Р. С., Чепкунас Л. С. Об энергетической классификации землетрясений на территории Татарстана за 1982—1994 гг. // Землетрясения Северной Евразии в 1994 году. М.: ГС РАН, 2000. С. 57—61.

[19] — Сейсмологические бюллетени ISC *http://www.isc.ac.uk/Bulletin/rectang.htm*
[20] — Аракелян Ф. О., Затикян Р. А., Магакян С. Т., Вандышева Н. В. Землетрясения в районах Татарской и Башкирской АЭС за 1988—1990 гг. // Землетрясения в СССР в 1989 году. М.: Наука, 1993. С. 199—205.
[21] — Сейсмологический бюллетень (ежедекадный) за 1990—2005 гг. / Отв. ред. О. Е. Старовойт. Обнинск: ГС РАН, 1990—2005.
[22] — Маловичко А. А., Маловичко Д. А., Кустов А. К. Соликамское землетрясение 5 января 1995 года (Ms = 4.2) // Землетрясения Северной Евразии в 1995 году. М.: ГС РАН, 2001. С. 163—169.
[23] — Маловичко А. А., Дягилев Р. А., Шулаков Д. Ю., Баранов Ю. В. Мониторинг природно-техногенной сейсмичности на территории Верхнекамского региона // Проблемы геодинамики, сейсмичности и минерагении подвижных поясов и платформенных областей литосферы: Материалы междунар. конф. Екатеринбург: Ин-т геофизики УрО РАН, 1998. С. 118—120.
[24] — Габсатарова И. П., Чепкунас Л. С. Верхошижемское землетрясение 18 января 2000 года с MPSP = 4.0, Кр = 11.2, Io = 5 (Кировская область) // Землетрясения Северной Евразии в 2000 году. Обнинск: ГС РАН, 2006. С. 230—236.
[25] — Каталог природных и техногенных землетрясений на территории Западного Урала (с 2000 по 2005 гг.) // Сейсмологический мониторинг территории Пермской области. http://pts.mi-perm.ru/region
[26] — Надежка Л. И., Сафронич И. Н., Пивоваров С. П. и др. Никольское землетрясение 31 марта 2000 года с Кр = 10.8, Io = 5 (Воронежская область) // Землетрясения Северной Евразии в 2000 году. Обнинск: ГС РАН, 2006. С. 245—253.
[27] — Габсатарова И. П., Чепкунас Л. С., Бабкова Е. А. Проявление сейсмичности в платформенной области на юго-западе России (Сальское землетрясение 22 мая 2001 г.) // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения. Материалы XII Междунар. конф. Т. I [А—М]. Воронеж, 2006. С. 128—131.
[28] — Габсатарова И. П., Бабкова Е. А. Современные возможности определения параметров землетрясений по инструментальным данным в районах слабой сейсмичности на примере Новодарьевского землетрясения 11 мая 2004 года с Ms = 3.8 (Луганская обл., Украина) // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения. Материалы XII Междунар. конф. Т. I [А—М]. Воронеж, 2006. С. 122—127.
[29] — Маловичко А. А., Мехрюшев Д. Ю., Старовойт О. Е. и др. О Калининградских землетрясениях 21 сентября 2004 г. и развитии сейсмического мониторинга в Калининградской области // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Международной сейсмологической школы, посвященной 100-летию открытия сейсмических станций «Пулково» и «Екатеринбург». Обнинск, 2006. С. 89—97.

ГЛАВА 2
СИСТЕМЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

2.1. ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Основными целями сейсмических систем наблюдений являются обнаружение сейсмических событий и оповещение о тревоге сейсмической опасности, общий или специальный сейсмический мониторинг и исследование внутреннего строения Земли.

Все эти цели достигаются различными методами и глубиной обработки сейсмических данных, получаемых сетями сейсмических наблюдений. Сейсмическая сеть Российской академии наук, которая ответственна за сбор сейсмических данных на территории России, имеет иерархическую трехуровневую структуру. В нее входят телесейсмическая сеть и 10 региональных сейсмических сетей, а в состав некоторых из них в свою очередь входят локальные сети. В общей сложности в сети сейчас работают более 250 сейсмических станций и 10 центров сбора и обработки данных [Starovoit, Mishatkin, 2002].

Организационно объединяет и координирует работу всех сетей Геофизическая служба Российской академии наук, которая обеспечивает производство наблюдений, текущую обработку данных, издание сейсмологических каталогов и бюллетеней, предоставление данных для исследований в области наук о Земле. Филиалы Геофизической службы обеспечивают сейсмический мониторинг территорий отдельных регионов. Она взаимодействует с международными и национальными сейсмологическими центрами с целью обмена данными и интеграции в мировую систему сейсмических наблюдений [Фремд и др., 1996]. Геофизическая служба наряду с научными исследованиями в области сейсмического мониторинга и развитием новых средств и методов производства наблюдений обеспечивает оперативное оповещение центральных и местных органов власти, а также других ведомств и организаций о землетрясениях и их возможных последствиях. В состав телесейсмической сети, центр которой находится в г. Обнинске, входит около 40 станций. Все станции имеют широкополосные каналы регистрации. Большая часть из них оснащена цифровым оборудованием, но часть еще использует короткопериодные и длиннопериодные каналы с записью на фотобумагу. Цифровая регистрация на 12 станциях производится оборудованием, предоставленным корпорацией сейсмологических институтов США (IRIS), его характеристики аналогичны станциям Глобальной сейсмической сети GSN, в которую эти станции также входят. Реализована передача данных по каналам связи, в том числе в режиме, близком к реальному времени. Центр телесейсмической сети регулярно получает в таком режиме данные с более чем 40 отечественных и зарубежных станций, располагающихся на разных континентах. Кроме того, Центр имеет доступ к ряду зарубежных баз данных, а с задержкой до нескольких месяцев на протяжении многих лет получает данные всех станций Глобальной сейсмической сети. В Центре сейсмической сети создана компьютерная сеть, в составе которой используются компьютеры семейства SUN и десятки PC компьютеров. Программное обеспечение центра создано как результат многолетних усилий с использованием собственных разработок и достижений сейсмологических центров США, Австралии и других стран. Оно позволяет реализовать практически все современные методы обработки данных, включая производство сбора данных в различных режимах, автоматическое детектирование и ассоциацию фаз, определение параметров событий в интерактивном режиме, формирование бюллетеня сейсмических событий.

Обнаружение сейсмических событий и оповещение о тревоге сейсмической опасности является главной целью служб срочных донесений (ССД), которые непрерывно и круглосуточно функционируют в составе Геофизической службы и ее филиалов, расположенных в сейсмоактивных регионах. Эти службы постоянно ведут анализ сейсмической обстановки. Хотя большая часть

территории России находится в стабильном континентальном регионе Земли, около 20% ее площади расположено в сейсмоопасных зонах с интенсивностью землетрясений 7 баллов и выше. Наибольшую опасность несут землетрясения в зонах активных тектонических процессов на территориях Камчатки, Сахалина, Прибайкалья, Северного Кавказа, Алтая. Большая часть регистрируемых землетрясений происходит в морских сейсмогенных зонах тихоокеанского побережья Камчатки, Сахалина, Курильских островов. Серьезную опасность для этих районов представляют цунамигенные землетрясения. В последние годы ССД только телесейсмической сети страны обнаруживает и оповещает о более чем 3000 землетрясений в год. Донесения о произошедших на территории РФ и мира или в зонах ответственности регионов о сильных разрушительных землетрясениях и их последствиях оперативно передаются в центральные и местные органы исполнительной власти, заинтересованным ведомствам и организациям, в центральные и территориальные органы МЧС. Донесения содержат информацию о землетрясениях и о прогнозируемых возможных их последствиях.

Общий сейсмический мониторинг обеспечивается регулярным выпуском сейсмологических каталогов и бюллетеней с информацией о параметрах землетрясений. Эта информация широко используется при решении широкого круга проблем и вопросов как по оценке сейсмической опасности территории России, так и при сейсмостойком строительстве, а также для контроля за сейсмическим режимом сейсмоактивных зон России, в том числе и при разработке методов прогноза землетрясений. Ежегодно на Земле происходят сотни тысяч слабых тектонических землетрясений, большинство из них регистрируется только чувствительными инструментами близлежащих сейсмических станций. Глобальная статистика показывает, что на Земле происходит в среднем приблизительно 100 000 тектонических землетрясений, которые могли бы быть ощутимыми, если бы люди находились близко к очаговой области ($M = 3$). На настоящее время сейсмические сети страны обеспечивают самый разный уровень представительности, начиная с $M = 1$ для территорий с высокой плотностью станций, но в целом еще не имеют уровня представительности, достаточного для регистрации всех ощутимых землетрясений. На значительной части территории страны уровень представительности $M = 4$, а в некоторых районах даже $M = 4{,}5$. Планирующееся развитие сетей сейсмических наблюдений страны и модернизация существующих сетей предполагает достигнуть уровня представительности $M = 3$ для всей территории страны.

Специальный сейсмический мониторинг организуется прежде всего в местах с особой сейсмической активностью: в эпицентральных зонах сильных землетрясений для изучения афтершоковой активности; для контроля сейсмической активности вблизи действующих вулканов; на геофизических полигонах; в местах, где прогнозируются сильные землетрясения. Такой мониторинг обычно ведут локальные сети Геофизической службы. Наряду с научными целями специальный сейсмический мониторинг наиболее часто организуется для контроля крупных промышленных и опасных объектов. С ростом масштабов человеческой деятельности растет и масштаб порождаемых ею нежелательных природных явлений. Именно поэтому возникла проблема так называемых техногенных землетрясений. Эта проблема была обнаружена в 30-е годы прошлого века в виде предположений, но с 60-х годов она уже отчетливо проявилась. Спровоцировать землетрясения способны: строительство крупных водохранилищ, закачка жидкости в недра Земли, откачка углеводородного сырья из пластов Земли, горные работы (шахты или карьеры), подземные ядерные испытания. Из всего имеющегося мирового опыта можно заключить, что высокая чувствительность участков земной коры, находящихся в неустойчивом состоянии, проявляется в виде сейсмического отклика на воздействие, вызвавшее изменение напряженного состояния. Но проблема техногенных землетрясений на современном этапе еще недостаточно изучена. Накопленная информация разрозненна, и по ней пока нельзя составить полного представления о каких-либо закономерностях в проявлении техногенной сейсмичности и ее связи с режимом эксплуатации промышленных объектов. Особенность техногенных катастроф на месторождениях твердых полезных ископаемых с подземной добычей — двойная опасность. Техногенные землетрясения вследствие проседания массива над горными выработками могут быть бедственными для шахтеров в шахте, а также для людей и объектов на поверхности. Очаги землетрясений здесь, как правило, находятся на небольших расстояниях от выработки и поэтому интенсивно проявляются. По мнению чл.-корр. РАН А. В. Николаева, антропогенная деятельность ускоряет динамические процессы, в основном, за счет резкого увеличения числа событий умеренных, слабых и очень слабых. При этом не отрицается возмож-

ность сильных землетрясений. Искусственными приемами можно управлять разрядкой: разделить ее на несколько более слабых, растянуть по времени или инициировать в подходящий момент. Проведение непрерывного сейсмического мониторинга позволяет фиксировать процессы возможной сейсмической активизации. Только тщательно спланированные наблюдения на конкретных объектах, где могут быть вызваны техногенные землетрясения, и проводимые на их основе научные исследования позволят отвечать на вопросы, вызываемые деятельностью контролируемых объектов. Работы по организации специальных наблюдений в этом направлении ведутся в разных странах мира.

В последние годы системы специального мониторинга все чаще создаются и для контроля поведения инженерных сооружений, контроля прочности их отдельных конструктивных элементов. К числу таких инженерных сооружений относятся атомные электростанции, высотные здания, крупные мосты, аэродромы и др. Задачи такого специального мониторинга достаточно широки и здесь не рассматриваются.

Исследование внутреннего строения Земли было и будет оставаться главной долговременной целью сейсмических наблюдений. Большая часть знаний о внутренней структуре и физических свойствах Земли, так же как и о внутренних силах, которые вызывают движение плит и создают главные геологические особенности, была получена на основе сейсмологических данных. Сейсмические наблюдения являются фундаментальным инструментом для исследования кинематики и динамики геологических процессов. Прогресс в сейсмологических методах оставляет надежду лучшего понимания причинных связей явлений в местном, региональном и глобальном масштабе, предсказания и управления геологическими процессами. Соответственно, геологические явления должны регистрироваться с большой точностью и надежностью за длинные интервалы времени в соответствии с геологическим масштабом времени. Для задач исследования внутреннего строения Земли должно использоваться оборудование, обеспечивающее наилучшее из возможного качество данных. Даже кажущийся с сегодняшней точки зрения избыточным частотный или динамический диапазон не будет таковым с развитием новых методов обработки данных. Данные должны собираться и накапливаться в сопоставимых формах, допускающих широкий обмен и совместный анализ. Технологическая революция в сейсмологии, вызванная появлением дешевых компьютерных мощностей, разработкой нового поколения сейсмометров и цифровых систем регистрации с очень широкой полосой пропускания и высоким динамическим диапазоном, открытием Интернета как эффективного средства для быстрого обмена данными, обеспечила технические возможности высококачественных сейсмических наблюдений. И эти возможности должны использоваться в максимально полной мере для задач исследования внутреннего строения Земли.

Естественно, человечество тратит значительные усилия на понимание природы землетрясений, пытается понять и объяснить физические процессы в Земле, найти предвестники землетрясений, обеспечить их прогноз. Сейсмические наблюдения являются той базой, на которой возможно решение этих проблем. Сложность и многообразие геологических условий, длительное время их развития требуют длинных в геологическом масштабе времени рядов точных и высококачественных наблюдений. Сейсмические наблюдения были начаты в XIX веке, но первые количественные наблюдения в сегодняшнем смысле получены около 100 лет назад. За сто лет в сейсмологии достигнут значительный прогресс, особенно в последние два десятилетия благодаря технологическому прогрессу в цифровой обработке сигналов, методах хранения данных и достижению высокой степени интеграции электронных компонент. Современные сверхширокополосные датчики, особенно их горизонтальные компоненты, могут обнаружить наклон в несколько нанорадиан. Такой наклон вызывает человеческий волос, помещенный под угол абсолютно жесткого футбольного поля, или различие давления воздуха только в 0,1 мбар на расстоянии в несколько километров. Современные 24-разрядные регистраторы обеспечивают запись сигналов с разрешением, которое могло быть достигнуто при гипотетической гальванометрической регистрации на фотоленту шириной 16 км. Достигнутый прогресс еще недостаточен для понимания физических процессов в твердой Земле и прогнозирования землетрясений. Несмотря на большие усилия ученых разных стран, проблема надежного прогноза землетрясений остается пока нерешенной. Во многом это обусловлено сложностью проблем, но, вероятно, и тем, что пройденный 100-летний путь инструментальных наблюдений еще не обеспечил их нужной полноты и, вероятно, не являются достаточным сроком для понимания развития геологических процессов.

Сейчас еще мы не достигли и решения главной практической задачи наблюдательной сейсмологии. Недостаточно плотные и с неравномерным покрытием контролируемой территории сети наблюдений еще далеко не везде позволяют регистрировать хотя бы все ощутимые землетрясения (с $M \geq 3$) [Омельченко и др., 1998].

2.2. СЕТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

До 60—70 годов прошлого века работали практически независимо друг друга индивидуальные сейсмические станции. Каждая станция производила наблюдения, вела обработку полученных результатов и лишь некоторую их часть посылала в один или несколько центров обработки, являющихся обычно центрами соответствующих сейсмических сетей. Временная задержка между регистрацией и ручной обработкой была так велика, что такие сети в современном смысле нельзя было считать сейсмическими сетями. Аналоговая регистрация давала не только низкое качество регистрации данных, но и отличалась тем, что реальный доступ к данным станции имели только ее сотрудники, часто не имеющие достаточной квалификации для детального анализа данных. Частотные характеристики каналов регистрации часто строились так, чтобы их полоса пропускания соответствовала минимуму шума в данном месте, обычно вблизи периодов 1 с, что облегчало задачу обнаружения более слабых событий, но существенно снижало качество получаемых данных. Даже определения энергии по магнитуде объемных волн на основе измерений амплитуд по короткопериодным узкополосным записям приводило к систематической недооценке магнитуды по Р-волнам.

В 1960-х годах начали работать «реальные» сейсмические сети. Это были главным образом сети, построенные для регистрации микроземлетрясений, расстояния между станциями составляли от нескольких километров до нескольких сот километров. Особенностью этих сетей было то, что сигналы передавались в режиме реального времени по проводам или радиоканалам в центр сбора, где все данные регистрировались с единым временем. Очень точная привязка данных всех станций к относительному времени позволяла делать более точным определение местоположения местных землетрясений. Передача данных и регистрация были первоначально аналоговыми, но с годами развилась к настоящему времени до почти исключительно цифровой регистрации. Развитие средств связи вплоть до охвата всего земного шара позволяет теперь строить реальные локальные, региональные, национальные и глобальную сейсмические сети. Различие между сетями происходит теперь не из-за различий в передаче данных, точности времени, задержке времени между получением и накоплением данных и анализом, а чаще по возможностям исследований, пространственному положению, качеству данных в терминах частотного и динамического диапазонов. На настоящее время современные сейсмические датчики, в соединении с цифровым сбором данных, позволяют регистрировать сейсмические волны в очень широкой полосе частот с чрезвычайно высоким решением и с много большим динамическим диапазоном, чем был возможен при аналоговой регистрации. Современные компьютерные аппаратные средства и разностороннее программное обеспечение анализа облегчают задачу всестороннего и точного анализа сейсмограммы. Это позволяет рутинно определять параметры, которые несколько десятилетий назад были далеко за пределами возможностей анализа сейсмограмм. Прецизионное хранение времени и его чтение на записях практически перестало быть проблемой с появлением GPS (Глобальная Навигационная Система). Быстрое развитие высокоскоростных линий связи в значительной степени устраняет технические барьеры для широкого обмена данными, полными данными о волновых формах в режиме, близком к реальному времени [Lee, 1989].

В последние десятилетие реализованы многочисленные проекты по созданию новых и модернизации существующих сетей. Но, к сожалению, когда они рассматриваются с позиций последней половины 1990-х годов, нужно признать, что многие проекты не оправдали ожиданий. Главной причиной этого, вероятно, были недостаток знания о сетях, аппаратуре и методах обработки данных. Бесспорно, нужны специализированные знания, чтобы создать и использовать действительно полезную сейсмическую сеть. По этой причине необходимо выделить основные моменты, которым нужно следовать, чтобы создать новую сейсмическую сеть. С точки зрения передачи данных в регистрирующий центр есть несколько основных концепций проектов физических сейсмических сетей.

В самом простом случае сейсмическая сеть представляет собой группу автономных регистрирующих сейсмических станций. Такими были и в некоторых местах продолжают существовать старые аналоговые сети. При переходе к цифровой регистрации данные стали записываться на станции на сменный носитель типа флэш-карт памяти, магнитной ленты, на жесткие или сменные компакт-диски и далее тем или иным способом доставляться в центр сбора сети. Станции в основном не имели каналов передачи данных в центр. Эта организация сетей характерна для сегодняшних региональных сейсмических сетей в нашей стране. Но такие сети могут быть оптимальными только при относительно малом объеме собираемых данных. Они часто используются в сейсмологии сильных движений, где сильные события относительно редки. Такие сети устанавливаются временно для изучения афтершоков или подобных специальных исследовательских целей, однако во всех случаях требуются человеческие усилия, чтобы сеть работала должным образом. Для национальной и региональных сетей сейсмических наблюдений такая организация сети больше не является оптимальной.

Следующий уровень сложности сети требует передачи данных от удаленных станций в центр сбора и обработки в режиме реального времени или в режиме почти реального времени [Camelbeeck, Ducarme, 1990].

Различают два варианта организации таких сетей: физические и виртуальные. *Физическая сейсмическая сеть* (обычно локальная) состоит из связанных каналами передачи данных отдаленных сейсмических станций. Станции посылают данные в режиме реального времени в центр, который их регистрирует, выделяет события, производит обработку данных, организует их накопление, хранение и обмен данными с другими центрами. Такие сети при передаче данных в режиме реального времени позволяют применять сетевые алгоритмы выделения событий, которые могут быть очень эффективными в обнаружении. *Виртуальная сейсмическая сеть* состоит из сейсмических станций, которые накапливают регистрируемые данные, производят обнаружение событий и интеллектуальную обработку данных. Станции виртуальной сети не посылают в центр непрерывные данные в режиме реального времени [Ottemoller, Havskav, 1999]. Они также должны быть связаны с глобальной сетью связи или телефонной системой, через которые центр сети может вручную или автоматически соединиться со станцией и получить от нее выделенные данные или фрагменты непрерывных записей, а также интеллектуальную оценку станцией возможных событий. В состав виртуальной сети обычно входят и физические сети, при этом центр физической сети выполняет те же функции, что и отдельная станция виртуальной сети. Виртуальные сейсмические сети зависят от алгоритмов выделения событий, которые используют удаленные сейсмические станции; и таким образом, сетевой алгоритм выделения может работать в центре виртуальной сети, когда будут получены времена выделения событий от всех станций. Хотя после удаления существенного числа ложных событий со станций, события, обнаруженные виртуальной сетью, могут быть теми же самыми, что и физической сетью, но с существенно большей задержкой времени. Решение, какой тип сети является оптимальным, зависит главным образом от двух факторов: стоимость и требование передачи данных в реальном времени [Utheim et al., 2001].

Для сейсмических сетей, где важной функцией является обнаружение событий и определение их местонахождения и магнитуды с минимально возможной задержкой во времени, должны быть доступны данные в режиме реального времени. Это означает, что большинство типов виртуальных сейсмических сетей исключается и должна использоваться физическая сеть. Исключением могут быть только виртуальные сети, в которых, наряду с обычными функциями станции, реализована также и непрерывная передача данных в центр в режиме реального времени. Возможен также, скорее как теоретический, вариант организации виртуальной сети, в которой каждая станция обеспечивает автоматическое определение местоположения и магнитуды события, немедленно инициирует передачу данных и посылает эту информацию в центр. Но базируемое на данных одной станции автоматическое определение местоположения события не является надежным.

Для сейсмических сетей с исключительной целью мониторинга сейсмичности и обеспечения данных для исследовательских целей нет потребности в данных в реальном времени. Важными факторами здесь будут качество данных и гибкость систем наблюдений, их стоимость. Виртуальная сеть в этом случае будет экономически более целесообразным решением.

Для больших сетей, которыми являются телесейсмическая сеть страны и региональные сети, в которых практически пока невозможно организовать передачу данных в режиме реального

времени, виртуальная сеть, вероятно, еще долго будет наименее дорогой альтернативой. В составе ряда региональных сетей действуют и физические сети. К числу их относятся локальные сети на Камчатке, локальная сеть Кавминводского полигона и другие.

Последняя самая современная концепция проектов сейсмических сетей базируется на компьютерных сетях. Сегодня возможна передача как данных в виде файлов событий, так и квазинепрерывных сейсмических данных через Интернет. Данные могут получать как специальные пользователи, так и широкий круг других пользователей Интернета, становится возможной работа в открытой архитектуре среды клиент/сервер. В таких системах данные могут обрабатываться и архивироваться в любом авторизованном узле компьютерной сети. Однако пока доступ к данным каждой станции без ограничений вряд ли возможен. В самых ответственных случаях он может приводить к перегрузке каналов связи и тем самым затруднить работу служб, ответственных за своевременное оповещение о сильном землетрясении. Также в сейсмических сетях, базирующихся и на компьютерных сетях передачи данных, станции не могут быть открытыми и независимыми от центров сетей. Остаются проблемы обеспечения работы станции, контроля характеристик ее оборудования, управления параметрами каналов регистрации, а также ремонта и технического обслуживания сейсмического оборудования. Эти задачи выполняются центрами сбора и обработки данных каждой сети. Достижимость точек подключения к компьютерной сети и обязательная отдаленность сейсмических станций от источников шума всегда находятся в противоречии друг с другом. Проблема передачи сейсмических данных к самому близкому узлу компьютерной сети, вероятно, всегда будут оставаться задачей центра сети. Она может быть эффективно решена использованием на коротком расстоянии специальных проводных линий связи или радиолиний расширенного спектра частот. Эти линии не должны вызывать задержек времени получения данных, которые могут быть минимальными и составлять не более нескольких секунд.

Существенным недостатком является и останется при передаче данных даже со всех станций сети в соответствующие центры проблема неравномерности разрешающей способности региональных сетей по территории зон их ответственности. На настоящее время все региональные сети на территории страны характеризуются высокой представительностью регистрации землетрясений и максимальной точностью определения местоположения событий в центральной части зоны, которые снижаются часто ниже минимально необходимого уровня к краям зон ответственности сетей. На рис. 2.1 приведена для примера карта представительности территории

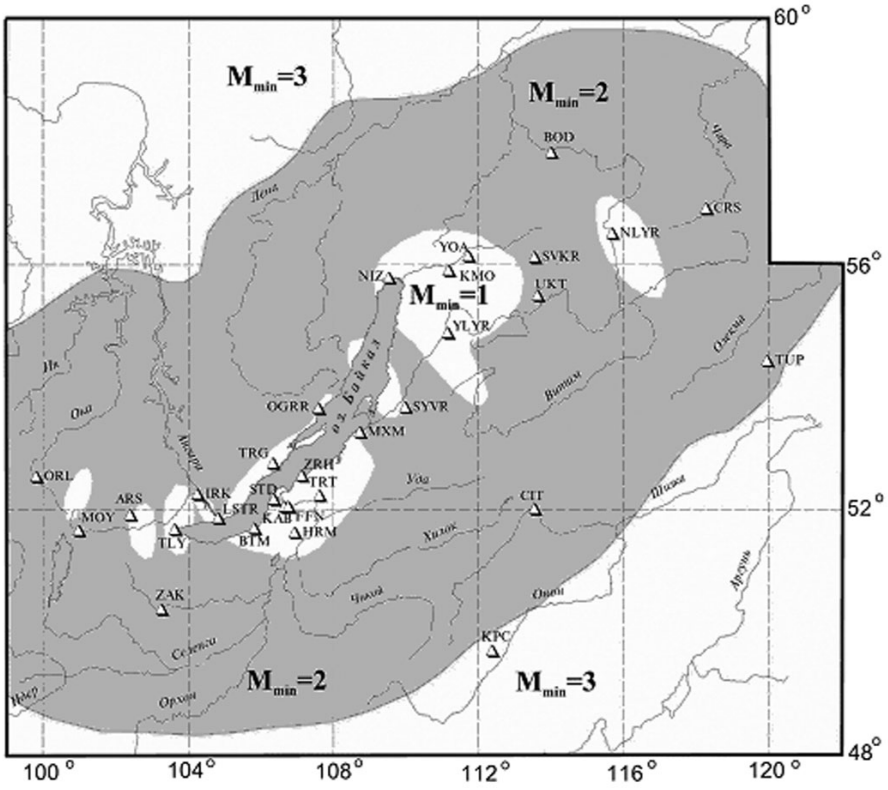


Рис. 2.1. Карта представительности землетрясений Прибайкалья (M_{min}), построенная Байкальской сетью по данным цифровых сейсмических станций (2002–2003 гг.)

Прибайкалья, иллюстрирующая распределение зон представительности на территории, контролируемой соответствующей региональной сейсмической сетью. Повышение уровня представительности на краях зон ответственности возможно при условии обеспечения широкого использования сейсмических станций соседних региональных сетей. Это может быть обеспечено организацией быстрых каналов обмена данными между центрами сбора и обработки соседних региональных сетей.

Цели новой сейсмической сети в значительной степени определяют технический проект сети. Современные сети более способны к тому, чтобы служить нескольким целям, чем старые сети, которые были более узко специализированными из-за ограниченных технических возможностей. Однако и на настоящий момент времени технические характеристики сейсмического оборудования еще не позволяют реализовывать одинаковый подход к сетям различного назначения.

2.2.1. Датчики

Выбор соответствующего датчика зависит, прежде всего, от того, в какой сети он применяется: локальной, региональной или телесейсмической. Самыми важными параметрами датчиков с этой точки зрения являются: преобразуемый параметр движения основания: смещение, скорость или ускорение; чувствительность датчика и динамический диапазон; рабочий диапазон периодов датчика. От стабильности этих характеристик зависит периодичность технического обслуживания и калибровки датчика и т. д. Важными также являются эксплуатационные характеристики. Они определяют его рабочий температурный диапазон, требования к транспортировке, упаковке, условиям установки.

По принципу действия из всего разнообразия сейсмических датчиков в сейсмометрии получили распространение два основных типа сейсмических датчиков: инерционные сейсмометры, которые измеряют движение основания земли относительно инерционной точки подвижной массы, и стрейнсейсмометры, которые измеряют движение одной точки основания земли относительно другой. Другие виды преобразователей движения основания в электрические сигналы из-за их существенно более низкой стабильности параметров в сетях сейсмических наблюдений практически не используются. Инерционные сейсмометры в общем случае более просты в использовании и более чувствительны к сигналам, возбуждаемым землетрясениями. Но на очень низких частотах, где становится практически невозможным поддерживать неподвижной инерционную точку отсчета, стрейнсейсмометры могут иметь преимущества перед инерционными сейсмометрами. Концептуально стрейнсейсмометры проще, чем инерционные сейсмометры, но их техническая реализация труднее. По этой причине они применяются в сейсмических сетях только для исследовательских целей и достаточно редко.

Инерционные сейсмометры для аналоговой регистрации были пассивными преобразователями с достаточно большой инертной массой, так как требовался отбор мощности от электромагнитного преобразователя для отклонения гальванометра. Несовершенство технических характеристик приводило к созданию большого количества типов сейсмометров. Из-за ограниченных частотного и динамического диапазонов создавались короткопериодные, среднепериодные и длиннопериодные приборы с разной чувствительностью. Современные инерционные сейсмометры и системы регистрации практически не требуют отбора мощности преобразователя и, соответственно, большой инертной массы датчиков. В них практически исключена зависимость параметров механического маятника от амплитуды колебаний. Инертная масса маятников может составлять от долей грамма до нескольких десятков граммов, с помощью сервопривода ее стало существенно проще удерживать в нулевом состоянии. В итоге были созданы сверхширокополосные приборы с большим динамическим диапазоном. В обычном пассивном сейсмометре инерционная сила, произведенная сейсмическим движением основания, отклоняет массу от положения ее равновесия, и смещение или скорость массы преобразовываются в электрический сигнал. Этот принцип измерения теперь используется только в короткопериодных сейсмометрах. Длиннопериодные или широкополосные сейсмометры построены на принципе баланса силы. Инерционная сила компенсируется генерируемой электрическим током силой так, чтобы сейсмическая масса переместилась настолько мало, насколько возможно. Некоторое малое движение все же необходимо, потому что иначе инерционная сила не могла бы быть обнаружена [Wielandt, Streckeissen, 1982]. Сила обратной связи генерируется электромагнитным преобразователем. Электронная схема является петлей сервопривода.

Движение массы управляется суммой двух сил: инерционной силы, вызванной ускорением движения основания, и силы отрицательной обратной связи. Электронная схема регулирует силу обратной связи так, чтобы силы были почти точно скомпенсированы. Петля сервопривода наиболее эффективна, когда содержит интегратор и осредненный во времени сдвиг массы точно нулевой. Из-за неизбежных задержек в петле обратной связи системы баланса сил имеют ограниченную полосу пропускания; однако на частотах, где они действуют, они вынуждают массу двигаться с основанием, производя силу обратной связи, строго пропорциональную ускорению основания. Когда сила пропорциональна току преобразователя, тогда ток, напряжение на резисторе обратной связи и выходное напряжение — все пропорциональны ускорению основания. Таким образом, ускорение преобразуется в электрический сигнал без зависимости от точности механического подвеса.

Характеристика форс-балансной системы является приблизительно обратной усилению в петле обратной связи. Она может быть легко изменена путем введения в цепь обратной связи частотно-зависимого звена. Например, если мы делаем интегрирующий конденсатор таким большим, чтобы он определял ток обратной связи, тогда усиление цепи обратной связи увеличивается линейно с частотой, и мы имеем систему, чувствительность которой по ускорению является обратной к частоте и таким образом плоской по скорости в некоторой полосе пропускания.

Сегодняшние инерционные датчики грубо можно разделить на три группы.

Короткопериодные (SP) сейсмометры измеряет сигналы приблизительно в диапазоне 0,1—100 Гц с собственной частотой 0,2—1 Гц. Они имеют характеристику, плоскую по скорости, для частот, больших, чем собственная. Типичные примеры — CM-3, Kinemetrics SS-1, Geotech S13, Mark Products L-4C. К этой же группе следует отнести и различные приборы разведочного типа — геофоны.

Широкополосные и сверхширокополосные сейсмометры (BB) и (VBB) могут иметь плоскую по скорости движения основания характеристику приблизительно от 0,003 Гц до 50 Гц. Типичные примеры — STS1 и STS2 Wieland-Streckeisen, CMG-3 Guralp, KS-2000 Geotech. Выбор правильного датчика зависит от его сейсмологического назначения. Плоская часть частотной характеристики должна охватить весь диапазон частот, который генерируется интересующими сейсмическими событиями.

Датчики сильных движений (акселерометры) измеряют сейсмические сигналы от постоянного тока до 100—200 Гц. Типичные примеры таких датчиков FBA-23 — Kinemetrics, CMG-5 Guralp. Они отличаются от датчиков слабых движений тем, что их выходное напряжение пропорционально ускорению движения основания, а не скорости, как у первых двух типов. По этой причине они подчеркивают высокие и ослабляют низкие частоты по сравнению с сейсмометрами. Большим преимуществом этих датчиков является то, что их проверка может быть легко произведена простым наклоном основания. Некоторые датчики сильных движений, например ОСП-2М, не имеют отклика на постоянные величины. Эти датчики имеют существенный недостаток: их записи не могут использоваться для определения остаточного смещения основания при очень сильных землетрясениях или сдвигов повреждаемых строительных структур после сильных событий. Такие акселерометры в меньшей степени соответствуют применению в сейсмометрии, где важны сигналы низкой частоты.

Во время самых разрушительных землетрясений записи, получаемые сейсмометрами слабых движений, установленными даже на значительных расстояниях от эпицентра, всегда будут ограничены по амплитуде. Чувствительные к слабым и далеким событиям сейсмометры даже с самым большим динамическим диапазоном оказываются слишком чувствительны для сигналов сильных движений. Традиционно акселерометры использовались только для регистрации сильных движений, а сейсмометры — для слабых движений. Однако современные акселерометры имеют большой динамический диапазон и почти столь же чувствительны, как стандартные короткопериодные (SP) сейсмометры. Например, акселерометр CMG-5, имеющий динамический диапазон более 130 дБ с пределом измерения 0,1 g, в большинстве случаев обеспечит чувствительность, удовлетворительную для работы во многих короткопериодных сетях, но предоставит более широкую полосу регистрируемых сигналов, более дешевый и удобный в эксплуатации. В терминах обработки сигналов нет никакого различия в использовании сейсмометра или акселерометра. В регионах с высокой сейсмической активностью, где регистрация сильных движений играет важную роль, должны использоваться и сейсмометры, и акселерометры, с тем

чтобы не сталкиваться с ограничением амплитуд регистрируемых сигналов. Эти два типа датчиков способны покрыть весь динамический диапазон сейсмических событий, от регистрации самого низкого уровня сейсмического шума до самых разрушительных событий. Следует, конечно, выбирать величину полной шкалы акселерометра в соответствии с максимальным ускорением, ожидаемым в месте установки. Слишком чувствительные акселерометры также приводят к амплитудным ограничениям при регистрации самых сильных и самых важных событий в регионе. Акселерометры со слишком большой полной шкалой будут причиной уменьшенной чувствительности и без нужды уменьшат разрешение системы сбора и накопления данных во всех будущих записях. Современные акселерометры именно поэтому изготавливаются с полной шкалой измеряемых ускорений 0,1; 0,25; 0,5; 1, 2 и 4 g.

Датчики слабых движений — сейсмометры — обычно более чувствительны, но не могут производить запись столь же больших амплитуд, как акселерометр. Они производят запись очень слабых и очень отдаленных событий, которые вызывают движение основания, сопоставимое с амплитудами сейсмического шума. Некоторые типы современных сейсмометров могут измерять движение основания с амплитудами меньшими, чем амплитуды самого низкого естественного сейсмического шума, обнаруженного где-нибудь в мире. Но для реализации их чувствительности нужно находить и обустраивать соответствующим образом места для их установки. Если места соответствующим образом не выбраны и имеют высокий сейсмический шум, современный очень чувствительный сейсмометр мало полезен, а в местах с умеренным шумом акселерометр с полной шкалой 0,1 g обеспечил бы достаточную чувствительность для регистрации сигналов в широкой полосе частот и с большим динамическим диапазоном.

Инерционный сейсмометр преобразовывает движение основания земли в электрический сигнал, но его свойства не могут быть описаны единственным коэффициентом масштаба, типа вольт на миллиметр движения основания земли.

Отклик сейсмометра на движение земли зависит не только от амплитуды движения основания, но также и от того, как быстро оно изменяется во времени. Это происходит потому, что сейсмическая масса должна быть сохранена на месте под воздействием механических или электромагнитных сил. Но когда движение основания земли происходит медленно, сейсмическая масса будет двигаться с остальной частью инструмента, и выходной сигнал для данного движения основания земли будет, соответственно, меньшим. Система является, таким образом, фильтром верхних частот для смещения основания земли. Это должно быть принято во внимание, когда движение основания земли восстанавливается из зарегистрированного сигнала, и необходимо учитывать при выборе динамических передаточных свойств сейсмометра.

Динамическое поведение системы сейсмографа в пределах диапазона его линейности может, подобно любой инвариантной во времени линейной системе, быть описано с разной степенью сложности четырьмя различными путями: линейным дифференциальным уравнением, передаточной функцией Лапласа, комплексной частотной характеристикой или откликом системы на импульс. Первые два получаются математическим анализом физической системы (аппаратных средств). Последние два непосредственно связаны с калибровкой и поэтому могут быть определены при калибровке системы, которая рассматривается как «черный ящик». Однако, так как все четыре пути математически эквивалентны, можно получить решение для каждого из них или из знания физических компонентов системы, или из калибровки. Математическое описание сейсмометра ограничено в некоторой полосе частот пропускания, которая должна, по крайней мере, включать полосу пропускания сейсмических сигналов. В пределах этой полосы любое из четырех представлений описывает реакцию системы на произвольные входные сигналы полностью и однозначно. Выбор того или иного представления состоит в том, как более эффективно и точно реакция системы может быть учтена в различных процедурах обработки сигнала.

Наиболее обычным описанием отклика сейсмографа, используемым в классической практике наблюдений, была «*кривая увеличения*», т. е. зависимость увеличения движения основания земли от частоты. Математически это модуль (абсолютная величина) в зависимости от комплексной частотной характеристики, обычно называемый *амплитудной характеристикой*. Она представляет собой чувствительность сейсмографа (увеличение, усиление, коэффициент преобразования) к установившемуся гармоническому воздействию в зависимости от частоты. Однако для правильной интерпретации сейсмограмм должна быть известна также фазовая характеристика системы регистрации. Она может в принципе быть рассчитана по амплитудной

характеристике, но обычно определяется отдельно или получается вместе с амплитудной характеристикой из математического описания системы: ее *комплексной передаточной функции* [Scherbaum, 1996]. Выходным сигналом, который традиционно был отклонением луча или пера, теперь обычно является напряжение, ток или цифровое значение. Калибровка сейсмографа означает измерения его передаточных свойств и выражения их комплексной частотной характеристикой или одним из ее математических эквивалентов. Для большинства применений результатом калибровки должны быть параметры математической формулы, а не определенные параметры известной формы теоретической кривой, накладываемой на данные, что является обычной частью процедуры обработки.

Большинство сейсмометров имеет встроенную калибровочную катушку, которая может быть подключена к внешнему генератору сигналов. С помощью этой катушки сейсмическая масса возбуждается электрическими сигналами. Обычно определяется относительная реакция системы на синусоидальные сигналы на различных частотах по всей полосе пропускания системы, на импульсы или на случайные широкополосные сигналы. Для калибровки современных датчиков с большим динамическим диапазоном последний метод является наиболее подходящим. Но эти методы позволяют получить относительное усиление или увеличение. Определение абсолютной величины усиления труднее, требует испытательного оборудования. Прямой метод состоит в том, чтобы калибровать сейсмометр на вибростенде. Частота, на которой измеряется абсолютное значение увеличения, должна быть выбрана так, чтобы минимизировать шумовые и систематические ошибки, и часто лежит в узких пределах, соответствующих предопределенным условиям. Калибровка в широкой полосе пропускания не может обычно делаться на вибростендах. Вопросы метрологической аттестации и поверки датчиков являются одними из трудноразрешимых уже в течение десятилетий. Было создано несколько поколений испытательного оборудования, но его параметры постоянно оказываются ниже требуемых для современных датчиков. Вторым важным моментом является то, что периодическая калибровка датчиков с использованием испытательного оборудования невозможна. Демонтаж широкополосных датчиков и повторная их установка являются сложными, длительными и трудоемкими процедурами, требующими высококвалифицированных специалистов. В международной практике такие процедуры также не используются. Существуют разные методы косвенной калибровки, но для их широкого использования должны быть разработаны, утверждены и узаконены методические указания (ведомственный стандарт) на калибровку сейсмических датчиков.

При аналоговой регистрации создавались датчики и выбирались частотные характеристики сейсмических каналов так, чтобы снизить мешающий естественный сейсмический шум в диапазоне 0,12—0,3 Гц. Довольно узкий частотный диапазон в области минимума шума позволял обнаруживать на бумажных сейсмограммах слабые события. Сегодня с регистрацией данных с высоким разрешением и компьютерной обработкой такие приемы регистрации лишь снижают качество данных. Больше не существует потребности в каналах регистрации и датчиках, которые фильтруют сейсмические сигналы. Когда сейсмический сигнал фильтруется каналом регистрации, безвозвратно теряется часть сейсмической информации, вводятся нежелательные фазовые искажения сигнала. Однако короткопериодные сейсмометры пока все еще применяются и останутся в будущем подходящим выбором для ряда целей, прежде всего в локальных сетях, где низкие частоты сейсмических сигналов либо не существуют, либо не используются. Короткопериодные сейсмометры легко устанавливать и использовать, они не требуется питания, относительно устойчивы в широком диапазоне температур, для их установки подходят простые и недорогие сооружения. Они являются практичным решением для задач, где сейсмические сигналы не содержат частот ниже 0,3—0,5 Гц. Но уже там, где требуются электронные усилители для повышения чувствительности каналов регистрации, большая часть преимуществ короткопериодных датчиков теряется.

Сегодня широкополосные датчики — очень популярный выбор. Они обеспечивают полную сейсмическую информацию в частотном диапазоне приблизительно от 0,003 Гц до 50 Гц, позволяют проводить более широкий диапазон исследований, чем при короткопериодных записях. Широкополосная сейсмическая станция может получить информации часто больше, чем несколько короткопериодных станций. Однако широкополосные сейсмометры более дорогие и требуют иных условий для установки и работы, чем короткопериодные сейсмометры. Их применение требует и более высокого уровня квалификации специалистов как для обслуживания аппаратных средств, так и для методов анализа. Это активные датчики с обратной связью, они

требуют одно- или двуполярного источника электропитания. Серьезнейшей проблемой является выбор места установки и создание оптимальной рабочей среды. Так как широкополосные каналы не уменьшают естественный сейсмический шумовой пик в диапазоне 0,12—0,3 Гц, их выходные сигналы содержит намного больше сейсмического шума, чем сигналы короткопериодных сейсмометров. Соответственно, полезные сейсмические сигналы часто скрыты в сейсмическом шуме и могут быть выделены и проанализированы только после фильтрации и удаления фонового шума. Так, для всех, кроме самых сильных, землетрясений фильтрация требуется даже для простого чтения фаз.

Выбор типа датчика должен зависеть от решаемых сейсмической сетью задач. Существующие на территории страны сети участвуют в решении всех фундаментальных и прикладных основных задач сейсмологии, при котором часто требуется создание региональных сетей широкополосных цифровых сейсмических станций с расширенным динамическим диапазоном. Таблица 2.1 показывает, для решения каких задач какой частотный диапазон следует использовать [Utheim et al., 2001]. Она должна помочь в выборе соответствующих датчиков.

Таблица 2.1. Задачи исследований и частотный диапазон сейсмоприемников

Задача исследований	Частотный диапазон, Гц
Техногенные сейсмические события, связанные с добычей ископаемых	5—2000
Очень близкие и слабые землетрясения, наведенная сейсмичность	1—100
Локальные сейсмические сети	0,2—80
Регистрация сильных движений	0,0—100
Общая региональная сейсмология	0,05—20
Частотнозависимое поглощение сейсмических волн	0,02—30
Изучение очагов землетрясений с целью определения их основных параметров: тензоров сейсмического момента, скалярных сейсмических моментов, спектров сейсмического момента	0,01—10
Вычисления энергии удаленных землетрясений	0,01—10
Получение неискаженных записей смещения и скорости и решение обратных задач для реконструкции деталей очагового процесса	0,005—100
Оценка размеров очагов и длительностей процесса вспарывания	0,005—50
Изучение особенностей очагов разных тектонических и глубинных зон, а также особенностей очагов вулканических и цунамигенных землетрясений	0,005—50
Рассеивание и дифракция сейсмических волн на границах ядра	0,02—2
Изучение динамических процессов в очагах землетрясений, оценка размеров очагов и длительностей процесса вспарывания	0,005—100
Изучение свойств коры	0,02—1
Дисперсия поверхностных волн	0,003—0,2
Свободные колебания Земли, тихие землетрясения	0,0005—0,01

Без использования широкополосных данных решение большинства приведенных в таблице задач нереально. Результаты будут иметь принципиальное значение для решения задач физики землетрясений, геомеханики процессов в островных дугах, лучшего понимания процессов механики вулканических, цунамигенных и других землетрясений. Многие зарубежные сети используют широкополосные наблюдения уже более 10 лет. Например, Немецкая Региональная Сейсмическая Сеть (GRSN) состоит из 16 цифровых широкополосных станций с сейсмометрами STS2 с плоскими пропорциональными скорости характеристиками в полосе частот 0,008—40 Гц. Она осуществляет мониторинг и сбор высококачественных данных о региональных и глобальных сейсмических событиях, а также регистрирует и определяет местонахождения всех событий с ML $>$ 2 на территории Германии. Все станции ведут непрерывную регистрацию и связаны через Интернет друг с другом и с центром сети в Графенбергской Обсерватории (GRFO). Последняя одновременно также является центром Графенбергской широкополосной сейсмической группы (GRF).

2.2.2. Регистраторы данных

В сейсмометрии наряду с оборудованием широкого применения, выпускаемым многими изготовителями, применяется специфическое, используемое только в сейсмометрии: датчики и регистраторы. Соответственно и датчики, и регистраторы производятся очень ограниченным числом изготовителей и малыми партиями. В течение прошедших десяти лет регистраторы, основанные на цифровой технологии, полностью заменили старую аналоговую аппаратуру. Последняя была не только дорогостоящей, требующей специализированного обслуживания и специальных расходных материалов, но была несовместима с компьютерной обработкой и анализом данных. Прогресс в цифровой обработке сигналов, методах хранения данных и достижение высокой степени интеграции электронных комплектующих привели в настоящее время к появлению ряда инструментов, в которых выполняются все основные требования к

системам сейсмической регистрации. Всякая регистрирующая система состоит из ряда основных и дополнительных элементов. Рассмотрение принципиальной концепции сейсмических систем регистрации должно помочь в решении задачи выбора инструментов, подходящих для определенных требований [Utheim et al., 2001].

Регистрирующие приборы — это автономное оборудование, предназначенное для того, чтобы измерять сигналы датчика, переводить их в цифровую форму, привязывать к шкале мирового времени, обеспечивать выполнение определенных алгоритмов обработки сейсмических сигналов, производить их регистрацию во внутреннюю память или обеспечивать подготовку данных к передаче по каналам связи различных типов. При этом регистрирующие приборы должны иметь малое потребление и высокую надежность работы. Число каналов регистрации должно быть кратно трем, так как в сейсмических наблюдениях представляют интерес все три компоненты движения основания земли. Основные функциональные элементы регистратора показаны на рис. 2.2.

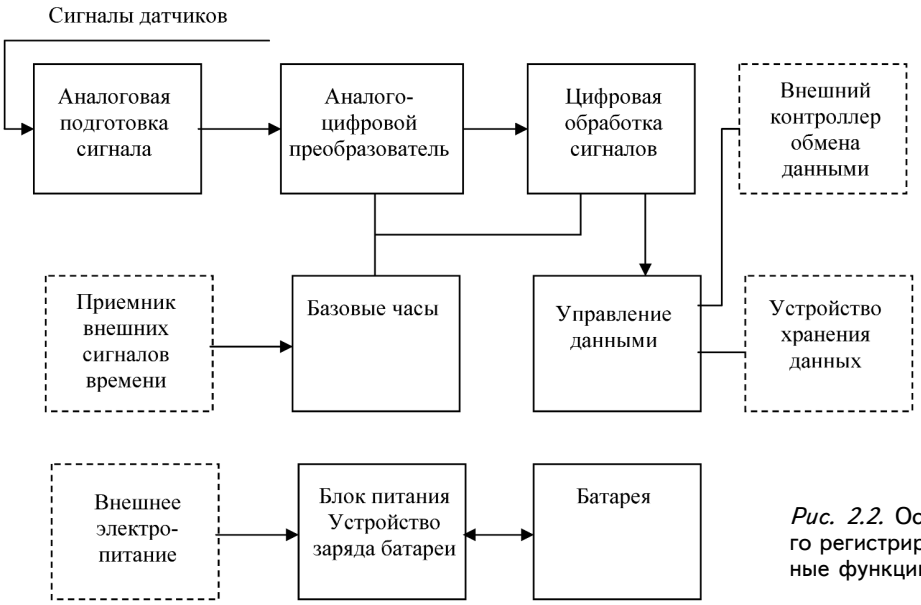


Рис. 2.2. Основные элементы сейсмического регистрирующего прибора. Дополнительные функции выделены пунктиром

Сигналы сейсмического датчика, прежде всего, поступают на средства аналоговой подготовки сигнала. Это не только проблема правильной проводной связи и полярности, но и она настоятельно зависит от типа используемого в датчике преобразователя. Если используется пассивный электродинамический датчик, импеданс системы регистрации влияет на чувствительность и на собственную частоту датчика. Функция отклика датчика должна быть исправлена за входной импеданс устройства регистрации. При таком типе датчика необходимо думать также об удельном сопротивлении и емкости кабеля, используемого для соединения датчика с устройством регистрации, в случае, если длина кабеля превышает несколько десятков метров.

Для активных датчиков, т. е. всех широкополосных датчиков, эффектом входного импеданса можно пренебречь, потому что он не влияет на характеристики датчика, однако длинные кабели могут ввести дополнительный шум в систему. Вообще, короткие экранированные кабели, отдельное общее аналоговое заземление и высококачественные разъемы позволяют уменьшать этот тип шума. Средства аналоговой подготовки сигнала ответственны также за защиту чувствительной электроники системы регистрации от высоких электростатических напряжений, грозы.

Следующим шагом в подготовке сигналов является предусилитель, который вместе с аналого-цифровым преобразователем (АЦП) определяет разрешающую способность устройства регистрации. Предусилитель должен соответствовать ряду требований: линейность амплитудной и фазовой характеристик, низкий шум, быстрое восстановление после перегрузки и т. д. и, кроме того, низкое электропотребление. В действительности есть противоречие между низким шумом и малым потреблением мощности, и в этом вопросе должен быть найден компромисс. В любом случае шум, произведенный предусилителем, должен быть ниже, чем младший значащий бит АЦП. Другие требования не являются столь важными, но в каждой системе с более

чем одним каналом необходимо, чтобы все элементы подготовки аналоговых сигналов были идентичны и выборка при преобразовании осуществлялась одновременно по всем каналам.

В некоторых случаях для подавления смещения по постоянному току и долговременного дрейфа в сигналах используются фильтры низких частот. Они убирают влияние температуры и эффектов старения, связанные с особенностями электронных компонент. Но такие фильтры ведут к появлению лишь дополнительной групповой задержки. С теоретической точки зрения этот фильтр не имеет смысла, он только делает красивее сигнал, но, решая одну проблему, заменяет ее другой.

Перед преобразованием аналогового сигнала в цифру он должен проходить через фильтр верхних частот, используемый как анти-алиасинг фильтр. Фильтр ограничивает частотный состав преобразуемых сигналов по верхней частоте. В некоторых случаях, особенно в интегральных АЦП, этот фильтр объединен с преобразователем и является непосредственно его составной частью.

Преобразование непрерывного аналогового сигнала в цифровой ряд с заданным временем между отсчетами базируется на квантовании сигнала по амплитуде и времени. Поэтому необходимо понимать влияния и ограничения, вводимые этими двумя различными действиями. После фильтрации выборки аналогового сигнала конвертируются в цифровые значения. Так как цифровой ряд состоит из цифровых слов конечной длины, которые должны представить непрерывный сигнал, шаг конверсии вводит ошибки квантования. Хотя названные компоненты регистратора являются типичными для таких устройств, требования минимального энергопотребления, максимально возможного динамического диапазона и надежности работы, обязательность точной привязки сигналов к шкале времени с учетом других особенностей сейсмического канала приводят к необходимости создания специализированного прибора.

Преобразование аналог-цифра (АЦП). Теорема осуществления выборки описывает эффект квантования аналогового сигнала в дискретные моменты времени. Самая простая модель преобразователя — это выключатель, который замыкается периодически на некоторое время. На первый взгляд, это кажется весьма простым, но фактически это устройство является модулятором, выполняющим функцию умножения двух сигналов. В преобразователе выходной сигнал является произведением входного сигнала и сигнала управления выключателем. Сигнал управления есть последовательность импульсов, он является периодическим и может быть выражен рядом Фурье. Из-за периодического характера сигнала управления P (t) мы получаем бесконечное число откликов на импульсы, отделенных друг от друга, как:

$T = 1/f_s$,

где f_s — частота осуществления выборок. Это изменяет частотный состав измеряемого сигнала, спектры входного и выходного сигналов перестают быть идентичными. Фурье преобразование X* (t)

$$X^*(f) = \frac{A}{\Delta T} \sum_{n=-\infty}^{\infty} X(f - nf_s)$$

Другими словами, спектр входного сигнала преобразуется в последовательность бесконечного числа спектров. Все эти спектры, кроме одного 0-го порядка, называют паразитными спектрами от X* (f). Эта проблема требует детального анализа каждого из узлов аналого-цифрового преобразователя и его характеристик в целом, для того чтобы достигнуть необходимой точности преобразования и высокого динамического диапазона канала регистрации.

Первое поколение сейсмических регистраторов главным образом использовало АЦП последовательного приближения. Концепция такого преобразования базируется на использовании цифро-аналогового преобразователя ЦАП, объединенного с компаратором и сдвиговым регистром в петле обратной связи.

Требовалось n шагов, чтобы преобразовать один отсчет в бинарное n-разрядное слово. На рис. 2.3 показана блок-схема АЦП с ЦАП. При работе система побитно, начиная с самого старшего бита, взвешивает сигнал с помощью ЦАП. Для каждого взвешиваемого бита компаратор дает сигнал, показывающий, что входной сигнал больше или меньше по амплитуде, чем выход АЦП. Если выходной сигнал ЦАП больше, чем входной сигнал, взвешиваемый разряд сбрасывается в 0, т. е. выключается. Система начинает делать это со старшего разряда, затем то же со следующим, менее значимым, и так до самого младшего. После n шагов все разряды взвешены ЦАП, и цикл преобразования закончен.

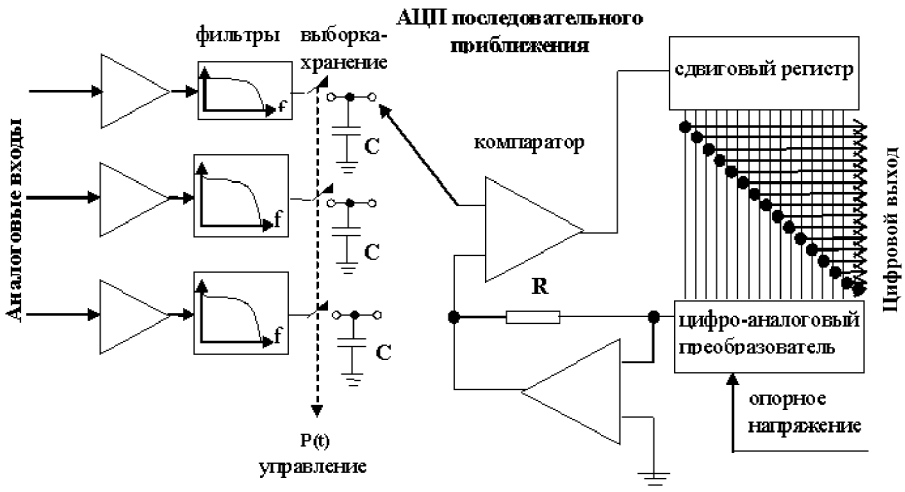


*Рис. 2.3. К*онцепция АЦП, используемая в первом поколении цифровых систем регистрации с 16-разрядным преобразователем

Использование одного общего сигнала управления P (t) для всех устройств выборки-хранения обеспечивает одновременность выборки во всех входных каналах. Таким образом, только один АЦП необходим для многих входных аналоговых каналов, что сокращает потребление мощности и стоимость.

Но эта концепция имеет и некоторые серьезные неудобства. В течение цикла преобразования напряжение на входе АЦП должно оставаться неизменным. Для этого и для параллельного опроса всех входных каналов необходимы устройства выборки-хранения и аналоговый мультиплексор. Цикл опроса не может быть бесконечно малым по длительности, не существует также идеального устройства выборки-хранения, так как его конденсатор не обеспечивает идеальное хранение значения величины. Всё это добавляет шум к обработанному сигналу. Но самая существенная проблема этой концепции — мертвая зона между двумя циклами выборки-хранения, так как вход сигнала разъединен с АЦП.

В современных системах сбора данных уже нет ясного разделения между преобразованием аналога в цифру и цифровой обработкой сигнала. Сам АЦП производит цифровую обработку сигнала, чтобы достигать высокого разрешения, высокого отношения сигнал — шум и высокого динамического диапазона. Методы базируются на непрерывности воздействия и избыточности частоты выборок в комбинации с тщательно спроектированными цифровыми фильтрами верхних частот. В самых современных системах сейсмической регистрации как АЦП используется дельта-сигма модулятор. Упрощенная блок-схема для потока сигналов дана на рис. 2.4. Концепция непрерывного воздействия аналогового сигнала без мертвых зон в процессе преобразования позволяет учесть и такие вариации входного сигнала, которые ниже разрешения АЦП. Но недостатком является то, что один преобразователь должен использоваться только для одного входного канала, но это компенсация за исключение устройств выборки-хранения и мультиплексора [Kanamori et al., 2002].

Современные аналого-цифровые преобразователи строятся на основе дельта-сигма модулятора. Отрицательная обратная связь с выхода 1-битного ЦАП и суммирующий усилитель на входе работают с высокой избыточностью частоты выборок, перенося шум квантования в полосу задержания цифрового фильтра высоких частот, используемого для децимации.

Основные элементы в блок-схеме дельта-сигма АЦП: непрерывный интегратор выборок; битный А/Ц преобразователь (стробируемый компаратор); битный Ц/А преобразователь (обратная связь); суммирующий усилитель; цифровой фильтр высоких частот (не показан на рисунке).

При работе преобразуемый аналоговый сигнал подается на суммирующий усилитель, наряду с выходным сигналом 1-битного ЦАП. Интегральный разностный сигнал воздействует на стробируемый компаратор, чей разностный выходной сигнал на частоте (фактическая частота осуществления выборок) во много раз выше частоты аналогового сигнала. Выход компаратора является цифровым входом для 1-битного ЦАП, и система функционирует как петля отрицательной обратной связи, которая минимизирует разностный сигнал, отслеживая изменения входного аналогового сигнала. Интегратор непрерывно следит за разностным сигналом и не

имеет никаких мертвых зон в слежении за входным аналоговым сигналом, которые характерны для преобразователя с устройствами выборки. Цифровая информация, представляющая напряжение аналогового входа, закодирована в полярности последовательности импульсов на выходе компаратора. Она может быть восстановлена как параллельные бинарные слова данных, используемые в операции цифровой фильтрации [Texas Instruments, 1998].

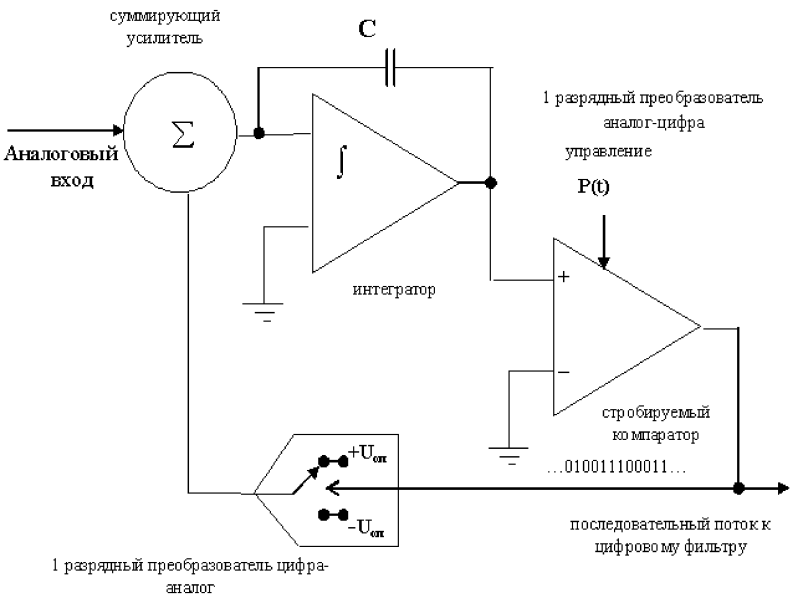


Рис. 2.4. Концепция АЦП, используемая в самых современных цифровых системах регистрации

В общем случае дельта-сигма АЦП описывается порядком интегратора, который является фактически аналоговым фильтром верхних частот. На рис. 2.4 приведен интегратор первого порядка. В реальных системах используется четвертый порядок. Это отражает компромисс между коэффициентом избыточности частоты выборок и стабильностью модулятора, ограниченной работой только аналоговой части дельта-сигма модулятора. Такой аналого-цифровой преобразователь может реализовываться, например, на двух микросхемах: аналоговый модулятор типа CS5321 Crystal и цифровой фильтр CS5322 позволяют организовать АЦП с высоким разрешением. Они широко используются в геофизических регистрирующих системах многих ведущих изготовителей. CS5322/CS5321 комбинация производит осуществление выборки, А/Ц преобразование, анти-алиасинг фильтрацию. CS5321 реализует архитектуру четвертого порядка дельта-сигма модулятора, чтобы произвести высокоточное преобразование сигналов при низком потреблении мощности (<100 мВт).

Синхронизация времени. Привязка к шкале времени во всех устройствах регистрации требует синхронизации внутреннего времени с помощью эталонных внешних сигналов точного времени. С появлением относительно дешевых GPS-приемников проблема выбора решения для синхронизации времени была решена в глобальном смысле. Этот тип приемников сигналов времени обеспечивает устойчивую привязку к шкале времени с погрешностью порядка единиц микросекунд и позволяет определять географическое положение места регистрации, предоставляет возможность синхронизировать данные, получаемые во всем мире.

В зависимости от назначения регистрирующего прибора используются различные пути синхронизации внутренних потоков данных внешними сигналами времени. В совсем недалеком прошлом из-за несовершенства аппаратуры и особенностей способов регистрации широко использовалась ждущая запись. При ждущей регистрации продолжительность циклов записи менялась от десятков секунд до часов. Синхронизация часов производилась в начале цикла регистрации, и в течение от нескольких минут до часов обычно не заботились об ошибках дрейфа. Ситуация становится более сложной, если должен синхронизироваться каждый непрерывный поток данных внешним сигналом времени. Стандартная процедура выглядит весьма простой. Внутренний сигнал часов сравнивается с внешним сигналом времени, обычно с сигналом с периодом повторения 1 импульс в секунду, полученным с выхода приемника GPS. Сигналом управления, полученным из разницы между шкалами времени, соответственно регулируются внутренние часы. Обычно это делается с помощью петли фазовой обратной связи в комбинации с управляемым напряжением генератором.

При включении регистратора происходит обновление абсолютного времени и даты путем чтения выходных сигналов GPS-приемника и синхронизация внутренних часов. В течение нормальной работы основные внутренние часы контролируются, и их задающий генератор управляется так, чтобы не нарушать процесс сбора данных. Сдвиг шкалы внутренних часов на

микросекунды за период в миллисекунды позволяют гладко синхронизировать внутренние часы от внешнего источника сигналов или просто регулировать внутренние часы путем сдвига шкалы на известную норму дрейфа.

Есть важные различия в технической реализации управления часами, которые заканчиваются различиями в системах сбора и обработки данных. Все сигналы времени и тактовые частоты должны быть получены от ведущего генератора, который обеспечивает сигнал 1 импульс в секунду и управляет временем внутри всей системы регистрации в целом. Этот внутренний сигнал с частотой повторения импульсов 1 Гц регулируется до нулевого фазового сдвига относительно синхронизирующего 1 Гц сигнала внешних часов, и тем самым синхронизируются все тактовые частоты АЦП, а также выходные сигналы децимирующих цифровых фильтров. С этой концепцией выбора времени все инструменты в сети и даже в разных сетях будут брать отсчеты в то же самое время, начинающееся в целые секунды, что в значительной степени упрощает сбор потоков непрерывных данных и их обработку.

Регистрация данных. При сейсмических наблюдениях с непрерывной регистрацией должно записываться приблизительно 70—80 МБ данных в день на станции с трехкомпонентным датчиком и частотой опросов 100 Гц. В течение последних лет жесткие диски превзошли другие технологии хранения данных регистрации. Они стали надежными, весьма дешевыми, прочными, имеют умеренное потребление мощности и доступ к данным намного быстрее, чем другие массовые носители записи данных. Большим преимуществом жестких дисков перед другими магнитными и опто-магнитными накопителями является то, что они помещены в закрытый корпус, не чувствительный к тяжелым и пыльным средам окружения. Для подключения жесткого диска к регистратору многие системы используют SCSI-интерфейс. Эта системная шина принята и хорошо определена промышленным стандартом, доступна для большинства платформ. До 7 устройств может быть связано параллельно на 8-битной SCSI шине. Единственная проблема со SCSI-дисками в том, что они разрабатываются для все более и более высокопроизводительных серверов. Соответственно для них не столь актуальны и не являются основной целью приборы с низким потреблением и низкой стоимостью. Все твердые диски, выполняющие требования для сейсмических систем регистрации, были разработаны для ноутбуков, где IDE — стандартный интерфейс системы.

Другим типом устройств, предназначенных для хранения данных, являются карты электронной энергонезависимой памяти, так называемые флэш-карты. Они еще более надежны, чем жесткие диски. Однако, несмотря на очень быстрый прогресс в их развитии, карты электронной памяти имеют существенно меньший объем хранения данных и более высокую стоимость хранения единицы объема данных. Но, учитывая простоту управления этими устройствами, фактически ежегодное удвоение максимально возможного объема памяти при существенном снижении стоимости, их можно считать практически идеальными в качестве резервных средств хранения данных.

Как жесткие диски, так и карты электронной памяти разработаны для произвольного доступа, могут использоваться как приборы с последовательными блоками точно так же, как лентопротяжный механизм. Поток данных делится на блоки фиксированной длины, включая заголовок, который определяет тип данных, содержит штамп с датой и временем первого отсчета. Помимо потоков сырых данных, производится запись информации о состоянии системы. Дополнительные каналы регистратора могут записывать информацию о напряжениях внутренних источников, температуре, давлении и информацию, связанную с синхронизацией часов внешними сигналами. Целесообразно использовать алгоритмы сжатия или буферные кольцевые структуры. Широко используются алгоритмы для сжатия временного ряда целых чисел без потери информации. Блоки данных организуются в структуру с установленной длиной. Только разность по отношению к первому отсчету сохраняется в структуре. Степень компрессии зависит от разности между двумя последующими отсчетами, или в терминах сейсмологии, от уровня шума в измеряемом сигнале. Вообще степень сжатия, достигаемая с так называемым алгоритмом Стейм1, находится где-то между 1/3 и 2/3 [Steim, Wielandt, 1986].

Чтобы читать данные в компьютерную систему, нужно только получить физический доступ к устройству регистрации сырых данных и знать логическую структуру блоков данных. Большое неудобство структуры данных со сжатием в том, что нет возможности обратиться непосредственно к данным, зарегистрированным в определенное время. Необходимо читать все последующие за заголовком блока данные с начала и до конца. Концепция хранения и сжатия

в системах сейсмической регистрации оптимизирована относительно объема памяти диска. Это лучшее решение для сбора данных, но плохой выбор с точки зрения обработки данных.

Очень важным обстоятельством, которое должно быть учтено, является оперативность доступа к данным. Как регистрация данных на жесткий диск, так и запись данных в электронную память связаны с необходимостью посещения пункта наблюдения, считывания данных в портативный компьютер и последующей доставки их в центр сбора для обработки. Хотя, например, если 3 канала с частотой отсчетов 100 Гц, пишутся на 4-Гбайтный жесткий диск, то обеспечивается непрерывная регистрация в течение приблизительно 80 дней. Если данные записываются на карту памяти объемом 512 МБ, то время непрерывной записи может достигать 2 недель. Но учитывая расположение пунктов наблюдений, как правило, в удаленных и достаточно труднодоступных местах, эта задача является трудоемкой и дорогостоящей. К тому же при таком методе сбора данных оперативность может быть удовлетворительной только для исследовательских задач.

Таким образом, первый шаг после чтения данных в компьютерную систему — они должны быть конвертированы и организованы в файловую систему. Есть несколько различных операционных систем, и каждая работает с несколькими различными версиями файловых систем.

Файловые системы вводят дополнительный слой абстрактных моделей данных, имеющий также определенные ограничения, начиная с числа знаков в имени файла до максимальной длины отдельного файла. Результатом использования различных форматов данных в различных системах регистрации будет то, что каждому нужна его специальная среда для обработки. Единственный общий уровень в настоящее время — SCSI аппаратные средства, но даже они изменятся в будущем. Все системы имеют их собственный логический путь сохранения данных. Нет никакого общего соглашения по тому, какая дополнительная информация нужна или должна быть зарегистрирована системой. Каждый изготовитель сам решает, как синхронизировать часы с внешним сигналом времени и как корректировать дрейф шкалы времени и, конечно, как сообщать об этом. Так, нет никакого общего рецепта и как конвертировать необработанные данные в файловую систему пользователя. Нет общепринятых рецептов, как вводить ошибки привязки времени в разных регистраторах данных (есть системы, которые даже не сообщают об ошибке). Файловая система пользователя обычно зависит от программного обеспечения, используемого для обработки данных. Регистратор, поддерживающийся операционной системой только одного определенного типа и для которого не дается информация о самых низких уровнях структуры данных, может быть плохим решением.

К сожалению, все попытки унификации нижнего уровня форматов данных для систем сейсмических регистрации потерпели неудачу из-за сложности абстрактной модели данных на платформе, общей для базирующихся на Unix и Windows системах. Все данные, описывающие параметры аппаратуры и местоположение пункта наблюдений, связанные с записанными волновыми формами, называют метаданными. Для архивирования и обмена данными волновых форм используется несколько форматов данных. В основном это различные варианты SEGY-формата и GCF, которые являются чистыми ASCII-кодами, независимыми от платформ аппаратных средств, могут даже посылаться по электронной почте через 7-битные серверы. Пакеты программ, обеспечиваемые изготовителями, главным образом могут служить для установки, быстрого просмотра, реализации функций проверки качества и обычно не предназначаются для научной оценки данных. Но в любом случае программное обеспечение должно также обеспечить конвертеры в широко распространенные и общепринятые форматы.

Нет никакой доступной «лучшей» системы регистрации. Выбор инструментов всегда зависит от нескольких аспектов, и вес того или иного качества оборудования зависит от реализуемого проекта. Вне зависимости от этого дельта-сигма модуляторы с 130—140 децибелами и привязка времени с помощью GPS являются современным решением, а связь с пунктом наблюдений как для передачи данных, так и для целей управления системой регистрации является ключевым моментом.

С учетом основных концептуальных требованиий необходим выбор параметров регистратора, удовлетворяющего самой важной части требований, при оптимальном соотношении цена — качество.

Сейсмический регистратор должен являться современной системой сбора данных о скорости или ускорении. Он должен иметь интерфейс передачи данных по любому типу канала связи; использоваться для регистрации сигналов трехкомпонентных короткопериодных

и широкополосных сейсмометров, а также акселерометров; вести непрерывную передачу, и в то же самое время целесообразно вести регистрацию данных во внутреннюю память.

В комплект поставки должна входить программа, включающая в себя средства контроля и установки параметров регистраторов, управление процессом пересылки файлов данных между регистрирующей системой и компьютером, обеспечение визуализации зарегистрированных данных.

Всеобъемлющий самоконтроль должен позволять периодически проверять все функции регистратора и датчика, а основные функции должны контролироваться постоянно. Результат последнего теста должен сохраняться в заголовке каждого файла. Фактический результат испытаний должен выводиться на дисплей регистратора. Отклонения проверяемых параметров от номинальных должны обозначаться как предупреждения или как ошибки, если отклонение проверяемого параметра нарушает работу регистратора.

2.3. МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ВЫБОРУ МЕСТ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ

Общие положения. Способность любой новой сейсмической сети обнаруживать землетрясения и производить представительную запись волновых форм событий будет определяться сигнальными и шумовыми характеристиками мест расположений станций, независимо от того, насколько современным и дорогим будет используемое оборудование. При выборе участка для сейсмической станции не часто уделяется должное внимание предварительному изучению места. Если сейсмический шум на участках слишком высок, многие из преимуществ современного, с высоким динамическим диапазоном, оборудования будут потеряны. Если шум содержит большие выбросы, другие переходные процессы или существует искусственный сейсмический шум, то результатом будет низкая способность обнаружения событий сетью. Если станция расположена на мягком основании, то сверхширокополосная или даже широкополосная регистрация может быть бесполезной, а короткопериодные сигналы могут быть нетипичными из-за локальных эффектов основания земли. При несоответствующем расположении сети определение местоположения сейсмических событий будет неточным, систематически смещенным, а иногда и невозможным. Некачественные наблюдения существенно затрудняют и повышают трудоемкость обработки данных, имеют низкую ценность и ставят под сомнение целесообразность длительного хранения таких данных. Профессиональная процедура выбора места станции является основой для успешной ее работы.

Начальный этап выбора мест. Процесс поиска места будущей станции лучше начинать, выбирая сначала несколько потенциальных участков. После этого следует изучить каждый из них и выбрать те, которые будут, насколько возможно, удовлетворять большинству желаемых критериев.

На первом этапе проводится сбор всей имеющей отношение к делу информации и изучение ее. На следующем этапе проводятся полевые работы. Уже на первом этапе часть мест может оказаться неприемлемой, и эти места могут быть исключены из дальнейшего рассмотрения. Это позволит на следующем этапе уменьшить объем достаточно дорогостоящих полевых исследований.

На начальном этапе выбора мест обычно рассматриваются:

- географическая область, в которой планируется новая сейсмическая станция
- сейсмо-геологические условия
- топографические условия
- достижимость места
- источники сейсмических шумов
- собственность земли и возможные проблемы использования земли в будущем
- наличие сети электропитания
- возможность передачи данных
- климатические условия.

Цель, для достижения которой планируется новая станция, на основе анализа сейсмологической и социально-экономической информации определяет географическую область, в которой должна быть создана станция. Если главная цель новой сейсмической станции состоит в

улучшении контроля общей сейсмичности в регионе или в стране, выбор географической области достаточно прост. Для других, более специфических задач может быть необходимым проверить все известные главные геологические разломы на геологических картах с целью оценки их неотектонической активности, идентифицировать сейсмотектонические особенности, собрать всю возможно детальную информацию о сейсмичности области. По возможности следует привлекать как исторические, так и инструментальные данные о землетрясениях в более широкой области, используя каталоги землетрясений и другие возможные источники информации.

Подземные грунтовые условия в месте расположения станции влияют и на сейсмический сигнал, и на шумовые условия и, таким образом, определяют потенциальную чувствительность сейсмической станции. Обычно чем выше акустический импеданс основания, тем меньше сейсмический шум и выше возможное максимальное увеличение или чувствительность станции. Поэтому для всякой новой сейсмической станции нужно, по крайней мере, подготовить карту, упрощенно отображающую сейсмо-геологические условия. Затем нанести на карту градации в терминах акустического импеданса или качества сортов основания по степени их пригодности для места под установку оборудования сейсмической регистрации. Таблица 2.2 дает пример того, как может классифицироваться «качество» сортов основания международной классификацией, данной в новом руководстве по сейсмическим наблюдениям [IASPEI New Manual.., 2002].

Таблица 2.2. Типы основания

Категория	Тип основания	Скорость S-волны, м/с
1	Неконсолидированные (аллювиальные) отложения (глины, пески, шлам)	<100–600
2	Консолидированные обломочные отложения (песчаник, известковые глины); кристаллический сланец	500–2100
3	Слабоуплотненные карбонаты (известняк, доломит) и слабоуплотненные метаморфические скальные породы; конгломераты, обломочные породы (брекчия), офиолиты	1800–3800
4	Уплотненные метаморфические и карбонатные скальные породы	2100–3800
5	Магматических скальные породы (граниты, базальты); мрамор, кварцит	2500–>4000

Естественно, при выборе предпочтение отдается грунтовым условиям более высоких категорий. Большая часть территорий нашей страны относится к районам вечной мерзлоты, в которых скорость S-волны может быть существенно выше, особенно для низких категорий основания, но существенно зависит от типа мерзлоты. В описании грунтовых условий в таких районах определение «вечная мерзлота» должно использоваться как дополнительный признак, но с хотя бы грубой классификацией мерзлотных условий типа: островная, с островами таликов, сплошная с указанием мощности мерзлотного грунта.

Нужно учитывать топографию потенциального места для станции. Крутые склоны или глубокие долины могут непредсказуемо и неблагоприятно влиять на форму сейсмических волн и амплитуды сигналов. Кроме того, вершины восприимчивы к ветровому воздействию, ударам молнии, на них более часто возникает обледенение антенн и проводов. При возможности следует избегать выбора таких мест, предпочтительны места с плавным изменением рельефа. Тщательное изучение топографии особенно важно, если на станции будут применяться беспроводные линии связи. С точки зрения радиосвязи местоположение сейсмической станции лучше выбирать на высоких местах или на вершинах, но при этом, прежде всего, должны учитываться как более важные сейсмологические соображения.

Сейсмические станции целесообразно располагать в местах, максимально удаленных от любой человеческой деятельности. Естественно, такие места будут с относительно трудным доступом к станции. Должен использоваться компромиссный подход к отдаленности и простоте доступа. Станции в слишком труднодоступных местах будут дорогими при их строительстве и в последующем обслуживании. Крупномасштабные топографические карты позволяют дать приблизительную оценку трудности и затрат времени на доступ к любым потенциальным местам для будущей станции. Места для станций, доступ к которым невозможен с применением наземных транспортных средств и требует использования вертолетов или ходьбы по пересеченной местности, могут выбираться только для автоматических станций с редкими посещениями для обслуживания. Выбор мест для сейсмических станций на существующих метеорологических станциях, у ретрансляторов и высоких радиомачт нежелателен. Критерии выбора мест для сейсмологических и метеорологических станций очень сильно различаются, тем более для ретрансляторов и радиомачт, а самое главное — сейсмические станции должны вести наблюдения в данном месте длительное время, что необязательно для других целей.

Оценка искусственных и естественных источников сейсмических шумов в области на основе карт является только первым шагом надлежащего изучения сейсмического шума. Она должна всегда предшествовать полевым работам по измерению шума. Однако на основе карт и запросов в органы местной власти могут быть качественно оценены дорожное и железнодорожное движение, тяжелая промышленность, действия добывающих карьеров, экстенсивно эксплуатируемые сельскохозяйственные угодья и многие другие источники искусственных сейсмических шумов в окрестностях потенциальных мест, наряду с естественными источниками, подобными океанскому побережью, берегам озер, рекам или водопадам. Сегодня можно найти много и достаточно разноречивых сведений о минимальных расстояниях от станции до тех или иных источников шума. Представляется самой полной и надежной информация, которую дал Вилмор [Willmore, 1979], о минимальных рекомендуемых расстояниях между местом станции и разными типами источников шума, которые приведены в табл. 2.3. Расстояния даются для трех различных уровней чувствительности сейсмической станции, двух различных геологических условий и высокой и низкой сейсмической связью между источником шума и местом для станции.

Таблица 2.3. Рекомендуемые расстояния станции от источников шума

Координаты		Скальные основания (граниты)			Глиноземы		
		Рекомендуемое минимальное расстояние, км					
		A	B	C	A	B	C
1. Океан, прибрежные горные системы		300	50	1	300	50	1
2. Большие озера		150	25	1	150	25	1
3. Большие плотины, водопады	а	40	10	1	40	10	1
	б	60	15	5	50	15	10
4. Мощные трубопроводы	а	20	10	5	30	15	5
	б	100	30	10	100	30	10
5. Небольшие озера	а	20	10	1	20	10	1
	б	50	15	1	50	15	1
6. Тяжелые машины, возвратно-поступательные машины	а	15	3	1	20	5	2
	б	25	5	2	40	15	3
7. Невысокие водопады, быстрые большие реки, прерывистые потоки через высокие плотины	а	5	2	0,1	15	5	1
	б	15	3	1	25	8	2
8. Железная дорога с интенсивным движением	а	6	3	1	10	5	1
	б	15	5	1	20	10	1
9. Аэропорт и воздушное движение		6	3	1	6	3	1
10. Невозвратно-поступательные механизмы, балансированные промышленные механизмы	а	2	0,5	0,1	10	4	1
	б	4	1	0,2	15	6	1
11. Скоростные автодороги с интенсивным движением		1	0,3	0,1	6	1	0,5
12. Дороги, высотные здания		0,3	0,2	0,05	2	1	0,5
13. Низкие здания, высокие деревья и мачты		0,1	0,03	0,01	0,3	0,1	0,05
14. Высокие заборы, низкие деревья, высокие кусты		0,05	0,02	0,005	0,06	0,03	0,01

Примечание. A — для станции с увеличением 200 000 и более или амплитудой шума <5 нм или <30 нм/с на частоте 1 Гц; B — с увеличением 50 000—150 000 или шумом 7—20 нм или 40—120 нм/с на 1 Гц; C — с увеличением примерно 25 000 или шумом порядка 40 нм или 240 нм/с на 1 Гц; а — если источник шума и станция находятся на разных геологических формациях; б — если источник шума и станция находятся на одной и той же формации.

В настоящее время, с появлением сейсмических регистраторов с большим динамическим диапазоном, предпочтительнее выражать увеличение в соответствии с принятой международной классификацией для классов A, B и C станций, в терминах достижимого разрешения по смещению основания земли или амплитуде скорости его движения, которые превышают шумовой уровень на частоте 1 Гц. Они приблизительно должны быть <5 nm или <30 nm/s для станций класса A, приблизительно в 2—4 раза большими для класса B и в 8 раз большими для C. В нашей стране также в некоторых местах станции делятся на 1, 2 и 3 классы, но критерием различия между ними является, прежде всего, аппаратурная оснащенность и режим работы. Сейчас аппаратура, как правило, унифицируется, а режим работы станции при передаче данных по каналам связи практического значения уже не имеет. Представляется целесообразным изменить классификацию и решающим значением в определении класса сделать качество сейсмических данных.

Для каждого потенциального места станции нужно определить, используя карты, фактические расстояния от места до значимых источников сейсмических шумов и занести фактические

расстояния в таблицу для сравнения их с рекомендованными минимальными расстояниями. Места, которые удовлетворяют всем или большинству рекомендаций, будут лучшими. Но следует обратить внимание, что местные сейсмические источники шума требуют оценки на месте. Эту информацию можно получить позднее в течение полевых работ. Расстояния до источников шума определялись при старой технологии наблюдений производства наблюдений, они наиболее применимы для частот сейсмических сигнала более 0,1 Гц, т. е. для диапазонов средних и высокочастотных сейсмических сигналов. На сейсмический шум на более низких частотах главным образом влияют сейсмо-геологические и климатические условия и в значительно меньшей мере те источники сейсмических шумов, которые приведены в табл. 2.3.

Если для обеспечения передачи данных с будущей станции предполагается использовать радиотелеметрию, необходимо рассмотреть топографию, чтобы спроектировать линии связи для передачи данных. Лучше всего это сделать по топографическим картам (масштаб 1 : 50 000 или 1 : 25 000). Места для станции нужно выбрать так, чтобы была обеспечена прямая видимость со станции на центр регистрации данных или на такие места, которые позволяют использовать минимальное количество ретрансляторов, если прямая видимость невозможна. По картам следует построить радиопрофили с учетом кривизны земной поверхности. Если для передачи сейсмических данных будут использоваться телефонные линии, нужно проверить пригодность существующих линий и определить расстояние, на котором должна быть построена новая линия. Строительство новой телефонной линии требует существенных затрат, которые должны учитываться при выборе места станции.

Следующий вопрос касается электропитания. Если нет электролинии в выбираемом месте, необходимо определить расстояние, по которому новая линия электропитания должна быть проложена, определить вероятные затраты. Если это невозможно или стоимость электролинии будет слишком большой, следует рассмотреть вопрос применения автономных источников электропитания.

При выборе места для станции очень важно рассмотреть вопрос о собственности на землю, возможность создания станции на этой земли, а также планы относительно будущего использования выбираемого места и его окрестностей. Любое выбранное место не имеет смысла изучать и обследовать, если даже в отдаленной перспективе развитие района может сделать место неподходящим для сейсмической станции. Если земля кому-то принадлежит, то нужно предварительно определить возможности долгосрочной аренды или покупки земли.

При изучении места следует собрать такие метеорологические данные, как минимальные и максимальные температуры, максимальные скорости ветра, максимальное количество осадков за год, периодичность ветров и максимальные скорости ветра, частота и сила гроз. Ветер — главный источник сейсмического шума, и места с меньшим количеством ветров более предпочтительны. Сведения о температурах будут нужны для определения качества тепловой изоляции датчиков. Частота гроз обычно широко изменяется от одной области к другой, также изменяется и в локальном масштабе в зависимости от топографии. Грозозащита является важным моментом, определяющим надежность работы будущей станции.

Полевые работы по выбору мест — следующий этап в процессе выбора места станции. Предполагается необходимым проверить на соответствие реальности всю собранную на предыдущем этапе информацию, оценить возможность и простоту доступа к месту с учетом любых возможных погодных условий, найти ближайшие источники искусственного сейсмического шума, в том числе те, которые могли быть не выявлены на этапе изучения мест. Наряду с этим должны быть проведены измерения сейсмического шума, изучение местных сейсмо-геологических условий, проверена возможность подключения к электросети, условия радиопередачи данных или условия подключения к телефонной сети. Должна быть проверена принадлежность земли и дорог.

Измерение сейсмического шума на месте будущей станции является важной задачей. Сейсмический шум сильно изменяется в зависимости от сезона года, погодных условий и неисчислимых ежедневных случайностей. Сезонная изменчивость сейсмического шума имеет главным образом естественные причины и ясно определяется для периодов больше 2 с. Изменения до 20 дБ могут быть в спектральном пике для океанских штормовых микросейсм вблизи $T = 7$ с. Высокочастотный шум главным образом имеет искусственное происхождение (движение, машины), часто с явным изменением в течение суток обычно на 10—20 дБ. Чтобы точно произвести запись всех этих факторов, лучше проводить измерения в каждом предполагаемом месте за

достаточно длительный период времени, лучше такой, чтобы записать несколько землетрясений. Это позволит сравнение мест производить по отношению сигнал — шум, которое является главным параметром качества места. Кратковременные измерения, часто производимые для экономии сил и средств, не намного лучше, чем отсутствие измерений вообще. Они не могут обеспечить полную информацию об уровнях и спектре частот шума, но с их помощью могут быть идентифицированы искусственные источники шума, оценены суточные вариации шума. Важно, чтобы краткосрочные измерения, если другие невозможны, проводились в определенное время суток, когда ожидаются условия максимального и минимального уровня шумов. Чтобы оценивать потенциальные долгосрочные изменения естественного сейсмического шума, лучше всего получить данные по шумам от существующих в рассматриваемой области сейсмических станций. Если таких станций нет, следует установить временную опорную станцию с непрерывной регистрацией для целей сравнения, в то время как вторая станция перемещается с места на место для проведения измерений. Сравнивая записи шумов, полученные в одно и то же время на опорной станции и передвижной, мы можем, по крайней мере, оценивать относительное качество каждого места.

Во время измерений целесообразно вести журнал, в который нужно тщательно заносить все особенности, характеризующие место измерений (местная геология и топография, плотные или разрушенные скальные обнажения, тип почвы, растительного покрова, расстояние до населенных пунктов, промышленных объектов, главных дорог, линий электропередачи); состояние окружающих условий во время измерений (погода, ветер, дождь, солнце); время возникновения любых случайных событий, которые могли влиять на регистрацию шума (например, порывы ветра или автомобили, поезда или проходящие люди), с расстоянием до них. В журнал должны заноситься координаты места измерений. Уместно сделать представительные фотографии каждого места измерений и установки датчика. В местах с низким шумом смещения основания земли могут иметь порядок нанометров (10^{-9} м). Поэтому важно, чтобы во время регистрации никто не находился вблизи датчиков. Допускается пребывание находящихся в спокойном состоянии людей на расстоянии в 10 м. Место не следует выбирать ближе нескольких сотен метров от мощных линий электропередачи и трансформаторных будок. Иначе они будут влиять на сейсмометр или приводить к записи наведенных сигналов с частотой 50 Гц. Обычно в спектрах мощности они дают почти монохроматические пики шума на частоте 50 Гц или ее гармониках. В неспокойные дни с сильными колебаниями ветрового давления и связанного с ним наклона мощность шума при поверхностной регистрации на горизонтальных компонентах может быть на 20—30 дБ выше, чем вертикальной. Когда датчики установлены достаточно глубоко в шахтах, это различие будет намного меньше, причем даже в течение неспокойных дней. Обратите внимание, что широкополосные датчики требуют, чтобы приблизительно одни сутки происходила их адаптация к окружающим условиям и стабилизация нулевого положения. Значащие данные могут регистрироваться только после этого.

Требования к данным для анализа шумов зависят от типа станции, которая будет установлена. Для короткопериодных станций используются записи длиной, по крайней мере, две-три минуты, чтобы обеспечить вычисление устойчивых сейсмических шумовых спектров в диапазоне частот от 0,1 до 30—50 Гц. Для широкополосных станций используются записи шума длиной не менее 20 минут, для вычислений спектров шума от 0,01 до 30—50 Гц. Частота осуществления выборок должна быть порядка 100 отсчетов в секунду. Чтобы уменьшить влияние суточных вариаций шума, измерения в разных местах должны производиться приблизительно в одно и то же время дня. Целесообразно использовать одинаковое оборудование и методы обработки для всех потенциальных мест станции, что существенно упростит сравнение результатов измерений.

Оценка сейсмического шума для сверхширокополосных сейсмических станций возможна лишь при измерениях в течение многих дней или даже месяцев [Uhrhammer et al., 1997]. Спокойное место для короткопериодной станции необязательно будет хорошим местом для длиннопериодных наблюдений. Сейсмический шум может быть разным в различных частотных диапазонах.

Сейсмолог должен изучить геологию для определения местных особенностей. Для сейсмических станций предпочтительны однородные местные подземные условия. Необходимо проверить фактическое качество основания по сравнению с тем, что дано на геологических картах, а также пробовать оценить степень наклона слоев основания. Это поможет дать грубую

оценку глубины, требуемой для сейсмического сооружения, где планируется устанавливать сейсмометр. Часто определение требуемой глубины сооружения таким способом бывает ненадежным. На большинстве участков только сейсмическое профилирование, бурение или фактическое рытье котлована позволяет показать, как глубоко находится невыветренное скальное основание и какова должна быть глубина сейсмического сооружения.

Если имеются местные источники высокочастотного сейсмического шума вокруг участка, необходимо тщательно оценить путем осмотра и измерений, до какой степени они могли бы влиять на регистрацию сигналов на участке. Если источники шумов и участок расположены на той же самой скале или формировании почвы, можно ожидать высокую степень сейсмической связи между источником шумов и станцией. С другой стороны, когда источники шумов и станция расположены на различных геологических формированиях с существенным контрастом импеданса, сейсмическая связь довольно слаба. В этом случае даже близлежащие источники шумов могут несущественно влиять на сейсмическую регистрацию.

Неглубокое сейсмическое профилирование — обычно последний шаг в процессе выбора места станции. Это достаточно дорогие работы и должны проводиться на последнем этапе выбора и тех местах, которые со всех других точек зрения удовлетворяют основным требованиям к выбору места. Профилирование должно быть сделано только на самых вероятных и самых важных участках. По результатам можно определить лучшее положение сейсмических сооружений и их требуемую глубину. Обычно используют два примерно перпендикулярных профиля, каждый порядка 100 м длиной, чтобы определить скорость сейсмических волн (P- и/или S-волн, в зависимости от типа используемого источника) до глубины 20—30 м. Этого достаточно даже для самых глубоких сооружений для установки датчиков. Без сейсмического профилирования можно получить самые неожиданные результаты при строительстве подземного сооружения. Может потребоваться перенос сооружения на другое место и новые земляные работы.

Специалист по связи должен исследовать возможности передачи данных. Если будет использоваться проводная связь, нужно проверить возможность прокладки линии до будущей станции и уточнить все вопросы, связанные с прокладкой линии к станции. Если планируется использовать радиосвязь, нужно обследовать потенциальные препятствия передаче радиоволн. Следует непосредственно на месте изучить топографию, отметить те детали, которые не отражаются на картах, используемых для построения радиопрофилей. Результаты работы должны определить минимальную высоту антенны для надежной передачи данных.

Выбор места станции должен учитывать также объем и затраты на проведение строительных работ для создания оптимальных условий работы современных сейсмических инструментов в соответствии с их потенциалом. Высокий динамический диапазон, высокая линейность и чувствительность сегодняшнего сейсмического оборудования таковы, что шумовые условия в месте установки сейсмических датчиков на участке и окружающая среда стали теперь намного более важными, чем раньше.

На рис 2.5 представлены полосы пропускания и динамический диапазон традиционных аналоговых (короткопериодный и длиннопериодный) и цифровых широкополосных сейсмографов (STS1/VBB и STS2 и CMG-3). Нижняя граница определяется шумом инструмента. Масштаб дан в децибелах (дБ) относительно 1 м/с^2. Шум измерен в постоянной относительной полосе пропускания 1/3 октавы и представлен «средними пиковыми» амплитудами, равными 1,253 среднеквадратичной амплитуды. NLMN — глобальная Новая Модель Низкого Шума согласно Питерсону [Peterson, 1993].

Сейсмические сооружения. Кроме выбора места станции непосредственно, проектирование сейсмических сооружений является фактором, определяющим качество получаемых сейсмических данных. Естественные пещеры, оставленные шахты и туннели много лет используются как готовые и спокойные места, для того чтобы установить сейсмическую аппаратуру. В некоторых случаях даже активные шахтные туннели оказываются пригодными, но в большинстве из них шум недопустимо высок в результате деятельности по добыче. Существующие туннели в прочных скальных породах обеспечивают дешевое, готовое и доступное решение часто почти с идеальными условиями для установки и работы высокочувствительных сейсмических датчиков. Они имеют преимущество высокой температурной стабильности, значительно меньше отягощены поверхностным шумом и шумами, вызванными наклоном. Низкий шум наклона имеет специфическое значение для длиннопериодных и широкополосных сейсмометров из-за

Рис. 2.5. Полосы пропускания и динамический диапазон старых аналоговых и современных цифровых сейсмометров

их высокой чувствительности к наклону и температуре. Основание в шахтных туннелях обычно уже вскрыто, обеспечена устойчивая поверхность для установки стандартных инструментов в исполнении для поверхности. Если туннель не вентилируется, что обычно имеет место в оставленных шахтах, то обеспечивается окружающая среда с постоянной температурой, которая является идеальной для сейсмических датчиков. В зависимости от толщины слоя земли над шахтным туннелем обеспечивается та или иная изоляция сейсмических датчиков от сейсмического шума, который всегда присутствует в поверхности Земли. Ранее часто строились туннели или шахты исключительно для установки сейсмических датчиков. Но проходка в скальных породах обходится очень дорого даже в малом масштабе. Кроме того, присутствие воды и высокого уровня влажности в большинстве подземных сооружениях является обычным. Высокая влажность медленно разъедает контакты в слаботочных электрических соединителях, часто приводя к плохим электрическим контактам и общей неустойчивой работе оборудования. Влажность также медленно ухудшает эффективность материалов тепловой изоляции, и необходимы меры предосторожности, чтобы предотвратить накопление влажности в изоляции. В шахтах трудно обеспечить работу службы времени. Это особенно верно для современных, базирующихся на GPS системах времени, потому что расстояние между антенной и приемником сигналов времени обычно ограничено.

Нужно рассматривать множество разнообразных факторов, прежде чем будет найдено оптимальное техническое и финансовое решение для установки сейсмической станции. В зависимости от вида оборудования, которое будет установлено, геологических и климатических условий, существования потенциально подходящих структур, доступности материалов для строительства могут рассматриваться различные и использоваться с равным успехом альтернативные технические решения. Из-за разнообразия соображений не может быть рекомендован какой-то типовой вариант проекта и строительных решений. Как правило, приводятся общие требования, которые должны быть выполнены, чтобы, например, в случае сейсмических поверхностных сооружений любой квалифицированный инженер-строитель мог спроектировать сооружение для оптимальной работы, учитывая местные условия в данной области и на определенном месте.

Сейсмические сооружения для сбора и передачи сейсмических данных должны удовлетворять следующим общим требованиям:

1. Обеспечивать соответствующие условия для эксплуатации оборудования;
2. Гарантировать надлежащий механический контакт сейсмометров с основанием;
3. До возможного предела снизить сейсмическое взаимодействие между сейсмическим сооружением и основанием земли;
4. Гарантировать надлежащий механический контакт сейсмических датчиков с основанием;
5. Смягчать сейсмический шум, вызываемый ветром, людьми, животными и потенциальными источниками шумов;
6. Снизить температурные колебания оборудования из-за различий температуры дня/ночи или из-за погодных изменений;
7. Обеспечить электрическое заземление сейсмического электронного оборудования;
8. Обеспечить грозозащиту оборудования;
9. Предотвратить попадание в сооружение воды, пыли и грязи;
10. Предотвратить попадание в сооружение насекомых и небольших животных.

Особо следует обратить внимание на стабильность температуры. Вообще, сейсмическое оборудование может работать в весьма широком температурном диапазоне. Большинство оборудования работает должным образом в диапазоне температур от −20 до +50 °С или шире. Однако этот температурный диапазон гарантирует работоспособность оборудования при любой данной постоянной температуре в этих пределах. Температурные изменения со временем, особенно суточные изменения, намного более важны, чем высокая или низкая средняя температура. Широкополосные сейсмометры требуют регулировки положения массы, если температура изменяется на несколько градусов Цельсия. Даже небольшие температурные изменения могут приводить к механическим и электронным дрейфам, которые серьезно ухудшают качество сейсмических данных на очень низких частотах. Сверхширокополосные сейсмометры требуют чрезвычайно устойчивых температурных условий, которые иногда очень трудно или невозможно обеспечить в поверхностных сооружениях. Намного менее чувствительны к температурным изменениям короткопериодные сейсмометры и акселерометры. Кратковременные температурные изменения до 3 °С для них можно рассмотреть как допустимые. Для нормальной работы 30-секундного сейсмометра (ВВ) температура должна сохраняться постоянной в пределах меньше 1 °С. Для нормальной эксплуатации датчиков с периодом 100 и более секунд рекомендуется допускать изменения температуры только в несколько десятков миллиградусов Цельсия в месяц. Тепловой дрейф должен быть снижен до приемлемого уровня тепловой изоляцией сооружения. Регистраторы и цифровые преобразователи могут работать при менее устойчивых температурах — в среднем температурные изменения могут быть в десять раз больше, чем для широкополосного сейсмометра при том же самом эффекте изменений в выходных сигналах. Лучшие аналого-цифровые преобразователи допускают суточные температурные изменения в пределах 1 °С. Самый эффективный способ обеспечить стабильные температурные условия — подземное сооружение, которое хорошо изолировано. Подземные сооружения является лучшими и по множеству других причин. Тепловая изоляция активных сейсмических датчиков производится в двух местах. Во-первых, само подземное сооружение изолирует от внешних температур, а, во-вторых, датчики изолируются от остаточных температурных изменений в сооружении. В неглубоких сооружениях сейсмический постамент изолируется наряду с датчиками. Подземные сооружения обычно изолируются с водостойким тепловым покрытием из пенополистирола. Для соединения деталей используется монтажная полиуретановая пена. Рекомендуется толщина изоляции 20—30 см. Один из способов теплового покрытия показан на рис. 2.6. Швы между листами изоляции и поверхности, контактирующие со строительными конструкциями, должны быть хорошо заполнены жидкой пеной.

Стены подземного сооружения могут быть выполнены из отрезков труб с последующей заливкой бетоном затрубного пространства. Другим вариантом могут быть железобетонные кольца, используемые для строительства колодцев. Диаметр для удобства работы при глубине сооружения порядка 5 м должен быть 1,5—2 м, что обеспечит минимальные удобства при монтаже оборудования. Кабели для подачи сигналов управления и вывода данных должны прокладываться в трубах. Подземное сооружение должно быть гидроизолировано.

Альтернативой строительству подземных сооружений может быть буровая скважина. В более ранние годы развития сейсмологии установка сейсмометров в скважинах была фактически невозможной из-за относительно большого физического размера приборов. С развитием технологии сейсмометрии инструменты стали меньшими (диаметр скважинных датчиков может составлять 90 мм и менее), и задача использования буровых скважин как альтернативы наблюдениям в приповерхностных сооружениях или туннелях стала практически решаемой. В размещении сейсмической аппаратуры в буровых скважинах немало преимуществ, включая уменьшение уровня шума, температурную стабильность и уменьшение вариаций давления. Важным также является то, что обычно скважинные приборы имеют герметичное исполнение, которое позволяет эксплуатировать их в мокрых скважинах с высотой столба воды до 100 м. Опыт, полученный за многие годы применения короткопериодных и длиннопериодных инструментов, показывает, что датчики, которые установлены на глубине, обычно имеют более низкий уровень шума, чем установленные на или около поверхности земли. Буровая скважина отличается также окружающей средой с очень устойчивыми параметрами, в которой могут работать очень чувствительные инструменты, потому что температура на глубине очень стабильна и давление в жесткой обсадной герметизированной скважине также очень постоянно. Вариант установки датчика в скважине показан на рис. 2.7.

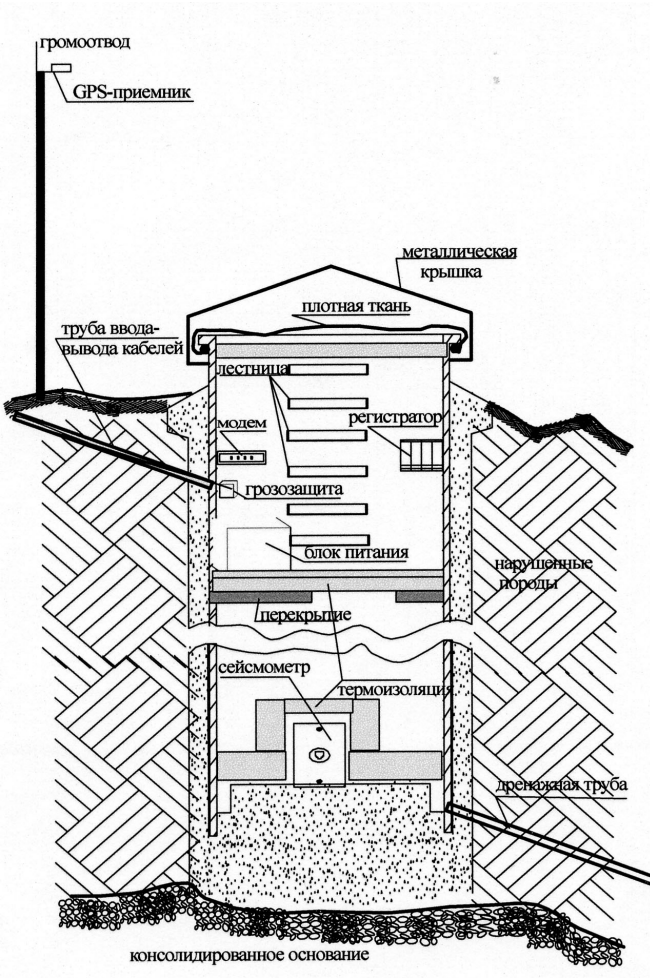


Рис. 2.6. Вариант подземного помещения с теплоизоляцией

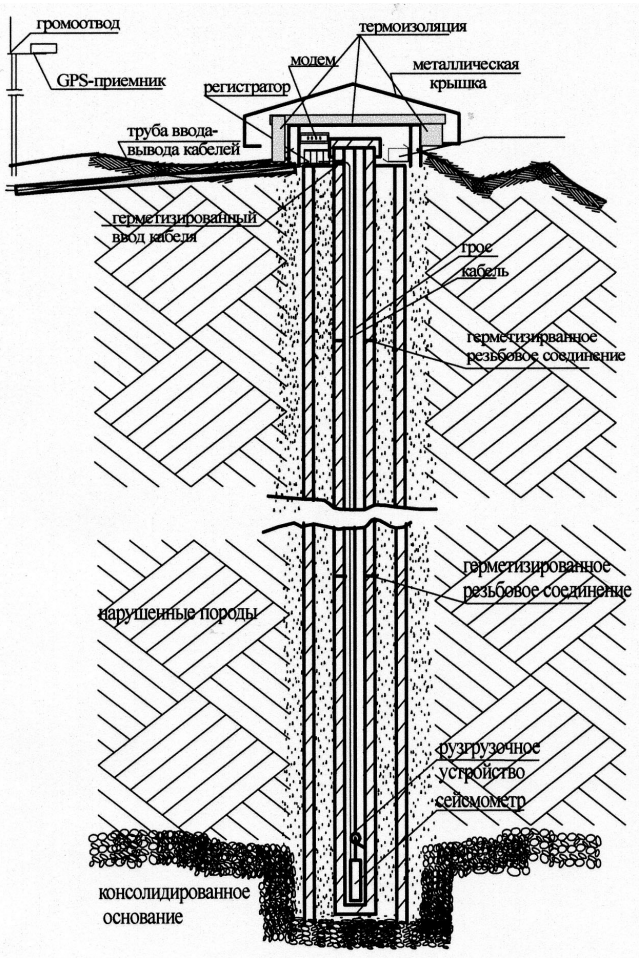


Рис. 2.7. Вариант установки датчика в скважине

Системы, установленные на поверхности или в околоповерхностных сооружениях, требуют серьезной системы тепловой изоляции, чтобы уменьшить влияние температуры до приемлемого уровня. И температура, и давление стали более важными с появлением широкополосных инструментов, потому что эти инструменты чувствительны к внешним влияниям в более широком диапазоне частот, в котором достаточно трудно изолировать широкополосный инструмент от постороннего влияния. Герметизированная буровая скважина даже умеренной глубины обеспечивает прекрасную температурную стабильность из-за огромной тепловой массы и инерции окружающей земли. Кроме того, большинство сейсмических буровых скважин выполняется с обсадными стальными трубами, которые могут значительно уменьшить изменения атмосферного давления в буровой скважине (если и устье, и основание герметизированы). Буровые скважины для современных инструментов должны иметь диаметр порядка 100 мм, иногда они представляют единственную практическую альтернативу, если строительство сейсмических сооружений затруднительно или невозможно. Проходка туннелей только для сейсмологических целей в скальных породах на достаточную глубину, чтобы обеспечить достаточно низкий уровень сейсмического шума, — также очень дорогое решение. Во многих случаях буровая скважина ограниченной глубины (порядка 20—30 м) фактически может быть самым дешевым методом достижения установки датчика на глубине. Установка датчиков в скважине может улучшать защиту датчиков от варварства. Невозможно точно сравнить, сколько могли бы стоить подземное сооружение туннельного типа или буровая скважина с использованием более дорогих скважинных датчиков, потому что это зависит от слишком большого числа факторов. Точные затраты зависят от типа материалов, используемых при строительстве, затрат на сырье, стоимости местных трудовых ресурсов и т. д.

Выводы. Цели и задачи сейсмических наблюдений определяют варианты организации сейсмических сетей для их реализации. Рассмотрены вопросы оснащения сетей специализированным оборудованием. Проведен анализ типов датчиков и регистраторов для сетей сейсмического мониторинга. Показано, что преимущества оснащения сейсмических станций даже самым современным оборудованием могут быть потеряны при установке станции в ненадлежащем месте. Даны рекомендации по выбору места сейсмической станции. Определены требования к сейсмическим сооружениям для установки датчиков. Рассмотрены варианты подготовки мест для монтажа оборудования.

Литература

Омельченко О. К., Старовойт О. Е., Феофилактов В. Д. Оценка сейсмической чувствительности цифровой телесейсмической сети России // Труды ИВМиМГ, Математическое моделирование в геофизике. Вып. 5. Новосибирск, 1998. С. 140–151.

Фремд В. М., Старовойт О. Е., Мишаткин В. Н. Основы технического переоснащения и развития ФССН // Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений: Информационно-аналитический бюллетень МЧС РФ и РАН. № 1–2. М., 1996. С. 44–56.

Camelbeeck T. J. Flick, Ducarme B. (eds.). Seismic networks and rapid digital data transmission and exchange. Cahiers du Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie, Luxembourg, 1990. Vol. 1. P. 63–69.

IASPEI New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP). Bormann P. (ed.). Potsdam: GeoForschungsZentrum, 2002. 1117 p.

Kanamori H., Jennings P., Kisslinger C. International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology. 2002. Part A. 1000 p.

Lee W. H. K. Toolbox for seismic data acquisition, processing and analysis. IASPEI software library, published by IASPEI in collaboration with Seismological Society of America, 1989. Vol. 1. 283 p.

Ottemoller L., Havskov J. SEISNET: A general purpose virtual seismic network // Seismological Research Letters. 1999. 70. P. 522–528.

Peterson J. Observations and modeling of seismic background noise // U. S. Geol. Survey Open-File Report 93-322. 1993. 95 p.

Scherbaum F. Of poles and zeros, fundamentals of digital seismology. Kluwer Academic Publishers, 1996. 256 p.

Starovoit O., Mishatkin V. The seismic network of the Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences Orfeus Newsletter. 2002. Vol. 4, N 1. 4 p.

Steim J. M., Wielandt E. A digital very-broad-band seismograph // Annales Geophysicae. 1986. Vol. 4, N 3. P. 227–232.

Texas Instruments. Oversampling techniques using the TMS320C24x Family 1998. 1-6, Literature Number: SPRA461. 37 p.

Uhrhammer R. A., Karavas W., Romanovicz B. Broadband Seismic Station Installation Guidelines // Seismological Research Letters. 1997. 69. P. 15–26.

Utheim T., Havskov J., Natvik Y. Seislog data acquisition systems // Seismological Research Letters. 2001. 72. P. 77–79.

Wielandt E., Streckeissen G. The leaf-spring seismometer: design and performance // Bull. Seism. Soc. Am. 1982. 72. P. 2349–2367.

Willmore P. L. Manual of Seismological Observatory Practice. World Data Center A for Solid Earth Geophysics, Report SE-20, Boulder, Colorado, September 1979. 165 p.

ГЛАВА 3

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

3.1. ИНФОРМАЦИОННЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ МАТЕРИАЛОВ ОДНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ

Единого центра для сбора, совместной обработки и систематизации сейсмологического материала по событиям, произошедшим на территории Восточно-Европейской платформы, никогда не было и нет на настоящее время. Есть отдельные «кусты» сейсмических станций, материалы которых получаются, обрабатываются и хранятся очень по-разному. И если уже десятилетия все существующие на сегодня «кусты» сейсмологических наблюдений, расположенные на территории Восточно-Европейской платформы, могли бы очень надежно освещать сейсмичность этого региона, то организационная разобщенность и еще ряд причин приводят к тому, что в печати появляются данные, вызывающие большие сомнения. Однако еще на заре региональной сейсмологии *«...непосредственной проверкой было показано, что удачный выбор места расположения обыкновенной станции эффективнее группы из десятков приборов, размещенных в средних условиях»* [Аптикаев, 2000].

В этом разделе кратко представлена история региональных сейсмологических наблюдений в СССР, принцип получения и представления материалов одной отдельно взятой сейсмической станции и физические предпосылки информационных возможностей этих материалов. Предлагаемая работа основана на многолетнем опыте автора, приобретенном при организации, проведении наблюдений и использовании первичных материалов одной станции в различных регионах: 1. В сейсмоактивных регионах: Камчатка, Средняя Азия (Таджикистан), Кавказ, Сахалин; 2. В слабоактивных регионах: Кавказские минеральные воды, Кольский полуостров, территория между Западным и Восточным Саянами, Урал, Приамурье и Приморье, Чукотка, Центральная Куба, Северная Африка (Ливия). Опубликованные результаты работ, выполненных на основе первичных материалов одной станции, приведены в табл. 3.1. Все работы выполнены в Центре службы геодинамических наблюдений в электроэнергетической отрасли (директор

Таблица 3.1

Работа	По материалам сейсмостанции	Первая публикация
Разработана методика распознавания местных взрывов и землетрясений	Сейсмограммы и бюллетени региональной станции Белый Уголь	Годзиковская, 1987
Выявление ложных очаговых зон	Сейсмограммы и бюллетени региональных станций «Белый Уголь» (Северный Кавказ), «Экимчан», «Кировский», «Зея» (Приамурье и Приморье), «Иультин» (Чукотка), «Тбилиси» (Кавказ)	Годзиковская, 1989 Годзиковская, Бугаевский, Афанасьева, 1989 Годзиковская, Гоцадзе, 1990 Годзиковская, 1995 Годзиковская, 1997
Выявление мантийной сейсмичности	Сейсмограммы региональных станций «Белый Уголь», «Иультин»	Годзиковская, 1988 Годзиковская, Рейснер, 1989 Годзиковская, Ландер, 1991
Сопоставительный анализ оценок энергетических характеристик одних и тех же сейсмических событий, полученных на аналоговых станциях и цифровых комплексах	Сейсмограммы региональных станций «Белый Уголь» и «Апатиты»	Годзиковская, 2001
Оценка поглощающих/резонансных свойств среды	Сейсмограммы станции «Ереван»	Годзиковская, 2003

А. И. Савич) при определении уровня сейсмической опасности районов расположения конкретных энергообъектов.

Немного из истории становления и развития региональных наблюдений в СССР. Началом региональных сейсмологических исследований являются первые экспедиции в Таджикистане, организованные после разрушительных землетрясений: Ашхабадского 1948 г. и Хаитского 1949 г. Организовал и возглавлял работы директор Геофизического института АН СССР (в дальнейшем переименованного в Институт физики Земли — ИФЗ) академик Г. А. Гамбурцев. Под руководством и при непосредственном участии Г. А. Гамбурцева и И. Л. Нерсесова стали разрабатываться новая аппаратура, методики регистрации сейсмических колебаний, обработки и интерпретации сейсмограмм. Для записи местных событий стала использоваться аппаратура, близкая по своим характеристикам к аппаратуре сейсморазведочной, но имеющая максимум частотных характеристик в диапазоне от 4 до 15 Гц (периоды от 0,07 с до 0,25 с). Это разрешало регистрировать слабые сейсмические толчки с увеличением до 10^6.

Первым начальником отряда в этих экспедициях был И. Л. Нерсесов. На основе этого отряда в 1955 г. была создана Таджикская Комплексная сейсмическая экспедиция, которая позднее стала Комплексной сейсмической экспедицией (КСЭ) ИФЗ АН СССР. Бессменным начальником экспедиции с 1955 г. до окончания ее существования и конца своей жизни являлся И. Л. Нерсесов. Эти даты странным образом совпали.

Некоторые выводы, сделанные в результате специальных исследований по высокочастотной сейсмометрии (отчеты 1949—50 гг.) впервые опубликованы в 1953 г., и сформулированы так.

- «Землетрясения и взрывы могут регистрироваться в одном диапазоне частот...» [Гамбурцев, 1960, с. 370].
- «Переход от частот порядка герца и долей герца к частотам порядка десятков герц должен привести к увеличению разрешающей способности аппаратуры, облегчив расчленение сейсмических волн разного типа...» (там же).
- «Более частая встречаемость слабых толчков по сравнению с более сильными событиями намечает возможность более быстрого (и точного) решения некоторых важных вопросов сейсмического районирования, как, например, обнаружение сейсмически активных глубинных разрывов в земной коре...» (там же).

Первая сеть стационарных сейсмических станций КСЭ начала стабильную работу по непрерывной регистрации землетрясений 1 января 1955 г. Основные задачи этой сети были направлены на надежность определения координат очагов и разработку методов энергетической классификации землетрясений. В этой связи работе каждой станции уделялось особое внимание. Регулярно определялись амплитудно-частотные характеристики. Были выработаны формы бюллетеней, в которых должны были быть заполнены в обязательном порядке определенные графы. Станция не считалась работающей, пока по ее сейсмограммам нельзя было определить эпицентральное расстояние и энергетический класс зарегистрированного события.

Дальнейшее усовершенствование методов исследований шло параллельно с решением конкретных геофизических задач. В процессе экспериментальных полевых работ плеядой исследователей, начинавших свою деятельность под руководством Г. А. Гамбурцева и позднее И. Л. Нерсесова, было выработано очень важное принципиальное правило: при установке регистрирующей аппаратуры в новом месте выявлять ближайшие районы, в которых проводятся взрывные работы. Это диктовалось двумя основными целями: первая — регистрация близких взрывов разрешала уточнять скоростной разрез верхней толщи земной коры и выявлять закономерности азимутальных отклонений на трассе очаг — станция (необходимое условие для более надежного определения эпицентров местных сейсмических событий); вторая — не засорять сейсмический фон местными взрывами, попадающими в каталоги в качестве землетрясений. Это правило считалось столь очевидным, что ни в одно руководство или инструкцию по проведению сейсмологических исследований не вошло. В дальнейшем какое-то время во всех региональных работах придерживались основных принципов планирования и проведения полевых работ и интерпретации получаемых результатов, выработанных в первых экспедициях начала — середины 50-х годов. Например, во всех работах Е. И. Гальперина и Т. Г. Раутиан, посвященных изучению сейсмического режима каких-либо районов, вопросу выявления местных взрывов отведены, как правило, отдельные разделы.

Время шло, география региональных сетей сейсмических станций расширялась. За это время сменилось поколение сейсмологов, получающих экспериментальный материал и изучающих

региональную сейсмичность. Менялось ведомственное подчинение сейсмологической службы. При этом практически не было и нет в настоящее время официальной школы подготовки сейсмологов среднего звена, получающих первичный материал и проводящих первичную обработку сейсмограмм. Эту роль выполняли подразделения КСЭ в Гарме (Таджикистан) и в Талгаре (Казахстан). Именно сюда направлялись для обучения лаборанты, инженеры и научные сотрудники из последующих образовывающихся региональных центров на Кавказе и на Камчатке (в начале 60-х), в Забайкалье (в начале 70-х), на Дальнем Северо-Востоке (Чукотка) (в начале 80-х годов) и т. д.

Первыми шагами обучения были: визуальный анализ сейсмограмм, первичная интерпретация и обработка сейсмической записи, составление бюллетеней сейсмических событий для каждой отдельной станции. В первой графе бюллетеня в хронологическом порядке указывался № сейсмограммы, в последующих графах — дата, время и соответствующие кинематические и динамические характеристики зарегистрированного события. Если сейсмограмма отсутствовала, в бюллетене указывалась причина. Если на сейсмограмме отсутствовала запись, это также отмечалось. Этот порядок очень важен, так как при совместной обработке материалов нескольких станций интерпретатору должно быть ясно: искомое событие не зарегистрировано работающей станцией объективно или оно не зарегистрировано, так как станция была остановлена из-за отсутствия фотобумаги или фотореактивов и т. п.

Подробнее о бюллетенях будет сказано ниже.

Аппаратурные комплексы. Безусловно, возможности аппаратуры, установленной на станциях, в свою очередь определяют регистрирующие возможности как каждой станции, так и наблюдательной сети в целом.

Сейсмическая станция регионального типа. Ранее повсеместно и в настоящее время частично регистрация непрерывного сейсмического процесса проводилась и проводится сейсмическими станциями регионального типа. Эти станции, разработанные в Институте физики Земли АН СССР, для реализации подходов, выработанных в КСЭ, представляют собой комплекс трехкомпонентной аппаратуры с гальванометрической и оптической регистрацией на вращающийся барабан, имеющий и поступательное движение. Скорость развертки записи составляет 60, 120 или 240 мм/мин. При этом непрерывная регистрация сейсмического процесса в течение суток умещается на двух или трех сейсмограммах. Эти станции при определенном увеличении регистрирующей аппаратуры обеспечивают полноценную запись землетрясений в ближайшей зоне с магнитуды $M \geq 1$. Оперативность обработки получаемого материала в этом случае зависит от частоты снятия и проявления сейсмограммы, т. е. 8, 12 или 24 часа. Если запись непрерывного сейсмического процесса проводится самописцем, то это разрешает следить за сейсмической обстановкой в реальном времени. Станции такого типа оборудуются как стационарные точки наблюдений. Самое главное, что при такой организации регистрации сейсмограмма с минимальными искажениями отображает действительное движение почвы в точке установки сейсмографов. Именно для такой регистрации были разработаны все номограммы для определения энергетического класса по амплитудам объемных P-, S-волн ($К_р$ — номограмма Раутиан), кода-волн ($К_к$ — номограмма Джибладзе) и длительности записи ($К_\Delta$ — Маламуд) [Раутиан, 1964; Маламуд, 1974; Джибладзе, Шенгелия, 1980]. Станция обычно устанавливается специалистом. Дальнейшая эксплуатация ее может проводиться практически любым человеком, не имеющим специального образования.

Инструментом обработки сейсмограмм является логарифмическая линейка. В региональных центрах организованы специализированные архивы сейсмограмм, доступные для исследователей по настоящее время. Потому и через много лет можно провести достаточно фундаментальные работы на основе накопившихся сейсмограмм. К примеру, работы [Годзиковская, 1987, 1989] были выполнены на основе десятилетнего архива сейсмограмм сейсмической станции «Белый Уголь», которые до этого никем не были использованы.

Сейсмическая станция, оснащенная аппаратурой с магнитной записью. В середине 60-х годов стали внедряться аппаратурные комплексы с магнитной записью: «Земля», «Черепаха», «Регион». Однако в региональных сейсмологических центрах смены аппаратурного комплекса не произошло, и эти станции в основном использовались другими организациями для регистрации больших взрывов на глобальных профилях и при локальных расстановках. Станции этого типа мобильны, могут быть перевезены и установлены в течение нескольких часов. Однако аппаратура с магнитной записью недостаточно изучена с точки зрения фазовых иска-

жений. Как правило, при переписывании в ней возникают паразитные вступления [Брулев и др., 1980]. В целом получаемая сейсмограмма дает искаженную картину действительного движения почвы в точке регистрации, что не разрешает использовать разработанные номограммы для определения энергии очага.

Расстановка и эксплуатация этих станций требует нескольких специалистов достаточно высокой квалификации: полевого оператора, интерпретатора «обзорок», оператора воспроизведения. Если на «обзорке» в силу малой квалификации оператора воспроизведения или (и) интерпретатора событие не было выделено, оно пропадало для дальнейшей работы. Инструментом обработки сейсмограмм является измеритель. Этой аппаратурой многими организациями проводились кратковременные наблюдения. Архивы этих материалов в настоящее время неизвестны, как нет и полного представления о том, где, когда и кем проводились эти работы. Следовательно, вернуться к полученным когда-то материалам для проведения дополнительных исследований, как правило, нельзя.

Сейсмическая станция, оснащенная цифровой аппаратурой. Цифровая аппаратура, постепенно завоевывающая позиции в стационарных наблюдениях, имеет то преимущество, что разрешает применять современные технологии обработки. Однако из-за наличия усилителей и фильтров амплитудные и особенно фазовые частотные характеристики известны приближенно, и их аналитический эквивалент может быть построен лишь для сравнительно ограниченного интервала частот. Это, как и в случае с аппаратурой с магнитной записью, приводит к невозможности восстановления истинного движения почвы в точке регистрации [Богданов, Грайзер, 1976]. Следовательно, использование всего арсенала определения энергии источника невозможно. К примеру отметим, что поэтому французские сейсмологи в Спитакской очаговой зоне помимо 10—15 цифровых станций устанавливали две-три классические региональные станции, пишущие на закопченную бумагу. Гипоцентр определялся по цифровым записям, а энергия в очаге — по «копчушке». Такой принцип при локальных наблюдениях и сейчас практикуется за рубежом.

Установка и эксплуатация цифровых аппаратурных комплексов требует работников высокой квалификации. Инструментом получения и обработки регистрируемого материала является мощный компьютер с соответствующим набором программ. В настоящее время цифровая регистрация при всех своих преимуществах не компенсирует пока непреодолимые трудности, связанные с определением энергетических характеристик очагов, которые устанавливаются по записям классических региональных станций.

Материалы, получаемые многочисленными организациями при локальных наблюдениях, трудно отслеживаются, и в настоящее время документация этих организаций и их архивы практически отсутствуют. В отличие от этого все архивы классических региональных станций имеют всем известные адреса.

Как уже говорилось, запись на сейсмограмме региональной станции дает картину сейсмичности сразу за 8, 12, 24 часа. Масштаб записи по горизонтали (время) и вертикали (смещение или скорость) постоянен в течение десятилетий, и именно по ним интерпретатор создает (чаще всего в своей памяти) «библиотеку» характерных записей. Запись, получаемая в непрерывной регистрации на других типах аппаратуры, в силу специфики инструментов обработки поступает в обработку и анализируется фрагментарно. И постоянство масштабов сейсмограмм — отдельная, специальная процедура, практически недоступная.

К сожалению, работы по сопоставительному анализу получаемых записей одних и тех же событий на разных аппаратурных комплексах, установленных на одном постаменте, и при замене одной аппаратуры другой автору неизвестны. Это помогло бы адаптировать новые наблюдения к ранее полученным данным, насчитывающим десятилетия. Очень ограниченный опыт автора, полученный при сопоставлении подобным образом подобранного материала на станциях «Черемушки», «Дубки» и «Белый Уголь», говорит о целесообразности таких работ.

Сейсмограммы, бюллетени сейсмических станций и каталоги землетрясений. На каждой региональной *действующей станции* составляется бюллетень зарегистрированных событий. Первичная обработка материалов начинается с *визуального* анализа сейсмограмм, при котором выделяются конкретные сейсмические события и оценивается: далекое или близкое, поверхностное или глубокое землетрясение сформировало запись. Затем на записи *визуально* выделяются и затем рассчитываются времена вступлений объемных P-, S- и поверхностных L-волн. По величине максимальных амплитуд в группах P- и S-волн, с учетом

увеличения регистрирующих каналов, определяется действительная величина амплитуды максимального смещения — A^{P}_{max} и A^{S}_{max}. По разности времен прихода P- и S-волн и региональному годографу определяется эпицентральное расстояние — R в км. По сумме максимальных смещений в микронах в объемных волнах A^{P}_{max} и A^{S}_{max} и эпицентральному расстоянию (км) определяется энергетический класс K_P или магнитуда. На основании этих замеров и расчетов составляется бюллетень. Перечисленные графы являются обязательными. Но для определения природы события и оценки поглощающих свойств среды определяются K_K и K_Δ [Годзиковская, 1995, 1999, 2003].

В *региональных* центрах основным результатом обработки являются *каталоги* землетрясений, в структуре которых предусмотрены как минимум следующие данные об очаге: дата, время в очаге, координаты, глубина и энергетическая характеристика очага. *Эти каталоги заведомо содержат сведения о значительно меньшем количестве сейсмических событий, чем зарегистрировала каждая отдельная станция.* Это обусловлено тем, что в каталоги попадают только те события, которые зарегистрированы тремя и более сейсмическими станциями. Именно такие события в камеральных группах поступают в дальнейшую обработку для определения координат, глубины и энергии очага. Следовательно, *если около сейсмической станции есть область, землетрясения из которой не регистрируются другими станциями из-за удаленности и малой чувствительности аппаратуры, о ее существовании никто не будет знать.*

Материалы каждой сейсмической станции содержат значительно более полную информацию как о сейсмичности, так и о реакции среды на трассах прохождения сейсмических волн: очаг — точка регистрации. Немаловажно также, что обработка сейсмограмм на сейсмической станции проводится оперативно по мере их получения. Принципы интерпретации событий по аналоговой записи, проиллюстрированные примерами, приведены в соответствующих рекомендациях и инструкциях [Инструкция.., 1966, 1982].

По мере накопления экспериментального материала сейсмологи приобрели опыт определения по общему характеру записи на одной станции, какое землетрясение — далекое или близкое, глубокофокусное или поверхностное — сформировало ту или иную картину колебаний на сейсмограмме. В результате визуального анализа записи регионального события, без замеров кинематических и динамических характеристик опытный интерпретатор достаточно оперативно и уверенно определяет координаты и энергию очага. В то же время практически все сейсмологические центры ведут обработку, т. е. определяют параметры очагов и составляют полные каталоги, с опозданием на год и более. А в печати каталоги оказываются через 5—7 лет. В настоящее время (2006 г.) вышел сборник «Землетрясения Северной Евразии в 1998 г.» — опоздание 8 лет.

Как правило, *важные материалы, содержащиеся в бюллетенях сейсмических станций и на самих сейсмограммах, оседают в станционных или региональных архивах и чаще всего оказываются невостребованными или даже недоступными для целенаправленного анализа.*

Чем обусловлены информационные возможности аналоговых сейсмограмм сейсмостанций регионального типа. Более полно о физических предпосылках распознавательных признаков записей событий разной природы написано в работе [Годзиковская, 1995]. Здесь об этом скажем очень кратко.

Общий рисунок сейсмической записи формируется тремя основными группами волн: P — продольными, S — поперечными и L — поверхностными. Общий вид записи — ее образ — определяется соотношением временных интервалов между вступлениями P-, S- и L-волн, относительной интенсивностью колебаний на этих интервалах, а также особенностями колебаний внутри каждого интервала: характером спада или разрастания амплитуд, значением видимых периодов колебаний и т. д. Все особенности записи формируются как особенностью источника, так и средой между источником и местом регистрации. А потому землетрясения из одной очаговой зоны при близких значениях глубин очагов и взрывы из одних и тех же карьеров на каждой отдельной станции имеют очень схожие картины колебаний. В то же время внешний вид записей на сейсмограммах одной станции для событий из разных очаговых зон при равных эпицентральных расстояниях и энергетическом классе будет иметь значимые различия. По этой же причине местные землетрясения, очаги которых находятся в коре или в верхней мантии, имеют устойчивые признаки распознавания.

Как уже говорилось, опытный интерпретатор, хорошо знающий свой регион, по внешнему виду записи одной станции может уверенно сказать, в какой зоне и на какой глубине произошло данное землетрясение и даже какой энергии. При этом, как правило, определенные таким способом характеристики очага находятся в пределах точности определения параметров этого очага традиционным методом по кинематическим и динамическим характеристикам записи.

На рис. 3.1 и 3.2 приведены записи двух землетрясений и двух взрывов, зарегистрированных сейсмостанцией «Радон» (Таджикистан, район Рогунской ГЭС). Очаги землетрясений имеют равные эпицентральные расстояния, одинаковый энергетический класс, но принадлежат разным очаговым зонам. Очаг землетрясения, произошедшего в 4 ч 1 мин, находится южнее створа Рогунской ГЭС, очаг землетрясения, произошедшего в 18 ч 21 мин, — севернее створа, следовательно, на пути между очагами и станцией заведомо разная среда. По этой же причине очень разнятся образы записей и взрывов, проводимых в карьерах, расположенных на равных удалениях от станции, но находящихся в разных направлениях от нее.

Распознавательные признаки особенно отчетливо проявляются на сейсмограммах станции «Белый Уголь». На рис. 3.3 приведены примеры записей землетрясения и взрывов в районе Кавказских минеральных вод, зарегистрированных на этой станции.

На сейсмограммах землетрясения максимальная амплитуда A_{max} наблюдается на горизонтальных составляющих на временах первых вступлений S-волн. Максимальные амплитуды A_{max} на сейсмограммах взрывов наблюдаются на вертикальной составляющей на временах, намного превышающих время вступления S-волны. Запись землетрясения более высокочастотная, чем запись взрывов.

Найдена некоторая зависимость особенностей записей из разных карьеров от абриса рыхлых осадков на трассе карьер — станция. На рис. 3.4 приведены: схема расположения карьеров относительно станции «Белый Уголь»; разрезы осадочной толщи от карьеров до станции. Над разрезами приведены огибающие записей взрывов из соответствующих карьеров. И отдельно — характерная для этих расстояний огибающая записи землетрясения.

На рис. 3.4 видно, что при близких мощностях осадочного слоя максимальная амплитуда на записях взрывов, наблюдаемая в группе поверхностных волн, тем более удалена по времени от вступления S-волн, чем больше эпицентральное расстояние. На огибающей записи самого удаленного карьера «Тырныауз» A_{max} наблюдается на относительно меньших временах, что связано, по-видимому, с выполаживанием слоя рыхлых осадков на трассе «Тырныауз» — «Белый Уголь». На огибающей записи землетрясения A_{max} находится непосредственно на времени вступления S-волны.

Определенное практическое значение имеют построения временных распределений зарегистрированных событий с учетом удаленности от станции. На рис. 3.5 приведена последовательность событий в 1983 г. в радиусе 65 км вокруг станции «Белый Уголь». По горизонтали указано время — декады месяцев. По вертикали — величина $t_{(S-P)}$, являющаяся функцией эпицентрального расстояния. Диаметр кружка пропорционален энергетическому классу К. Слева от графика — огибающие записей взрывов, справа — огибающие

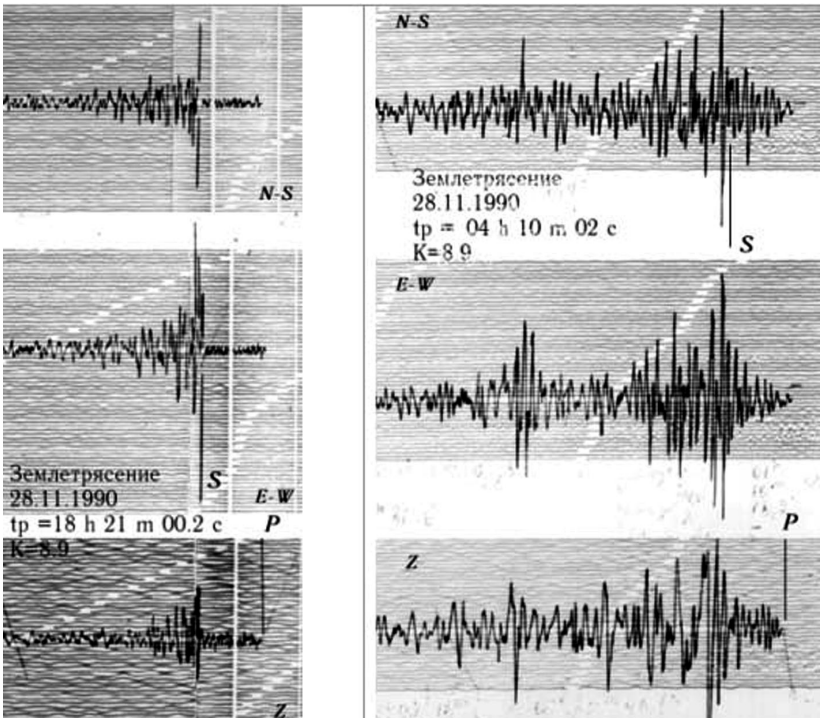


Рис. 3.1. Примеры записей землетрясений на станции «Радон»

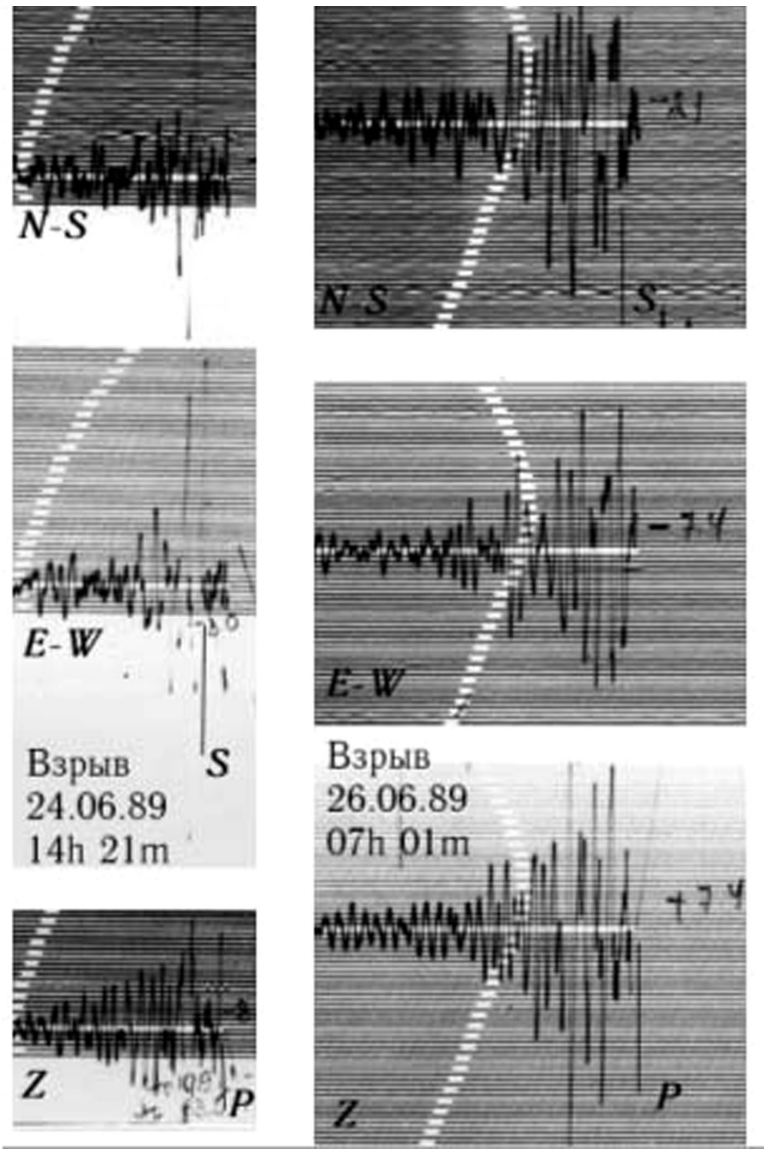


Рис. 3.2. Примеры записей взрывов на станции «Радон»

землетрясений. Огибающие записей приведены на соответствующих значениях $t_{(S-P)}$.

Представленная в таком виде сейсмичность разрешает обнаружить регулярно действующие искусственные источники. Показывает количественный и энергетический потенциалы и удаленность карьеров и очаговых зон от места регистрации. Такие построения дают возможность выявлять ложные очаговые зоны и практически в масштабе реального времени отслеживать нестандартные изменения сейсмического фона.

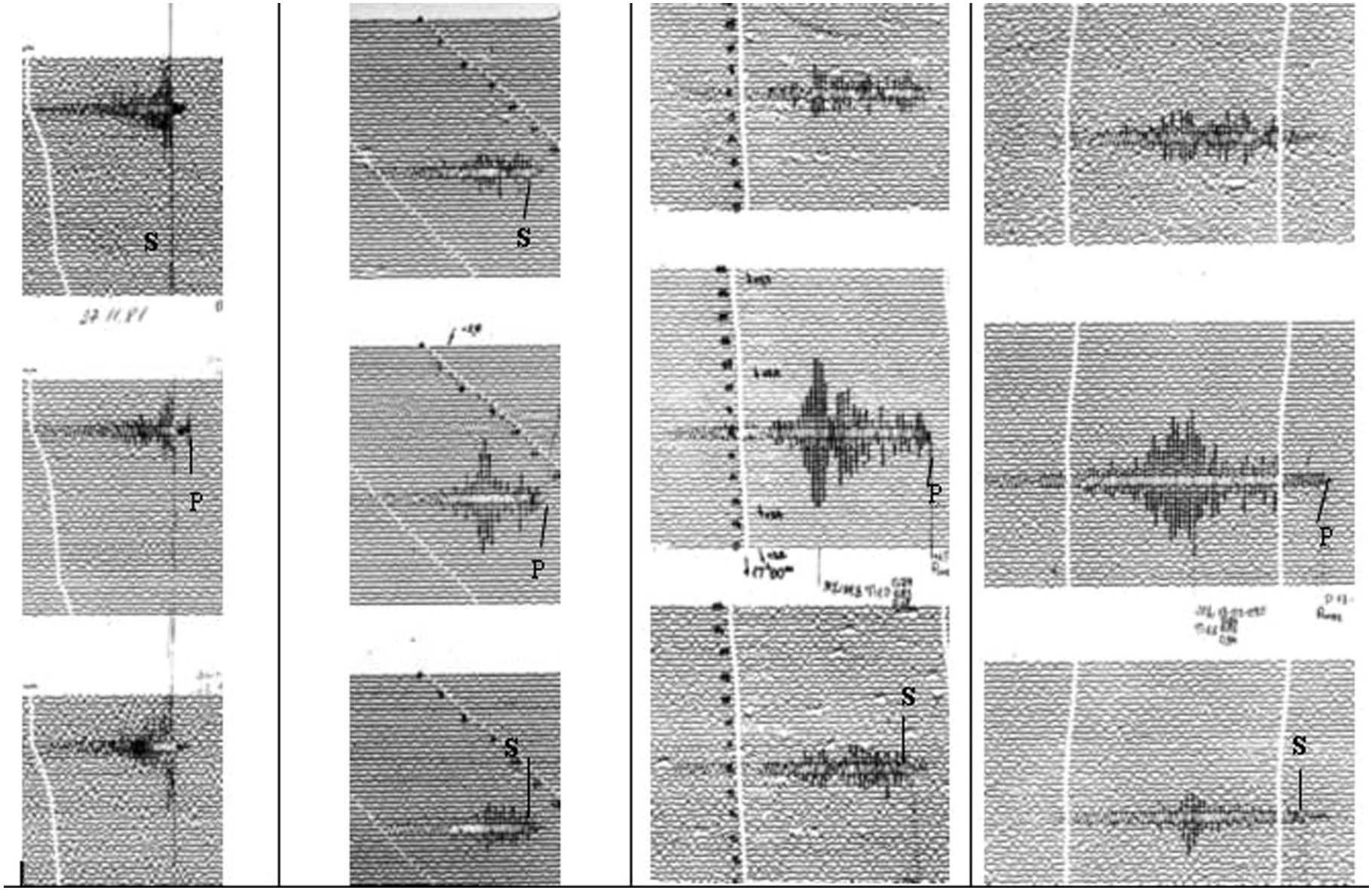
Напомним: именно по аналоговым сейсмограммам сейсмических станций регионального типа отработаны и внедрены все методы обработки и интерпретации регистрируемых сейсмических событий. Этот опыт к настоящему времени насчитывает более 50 лет. Все виды материалов, которые получаются на других аппаратурных комплексах, так или иначе начинаются с элементарного визуального анализа аналоговой записи. *Но записи одного и того же события, зарегистрированного разными аппаратурными комплексами, установленными на одном постаменте, не идентичны.* Опыт распознавания в слабоактивных районах нужно еще приобретать. Это очень сложно как из-за малочисленности событий, так и из-за различных возможностей регистрирующих цифровых комплексов.

Работа с бюллетенями одной сейсмостанции. Предлагаемая нами схема обработки и интерпретации бюллетеней отдельно взятой сейсмической станции и ее сейсмограмм дает очень ценные сведения для решения целого ряда задач при уточнении текущих сейсмических условий района. Такие сведения в каталогах, получаемых в региональных сейсмологических центрах, не содержатся. В настоящей работе приведены результаты анализа бюллетеней сейсмической станций «Черемушки», принадлежащей Алтае-Саянскому филиалу СО ГС РАН, г. Новосибирск.

Район расположения станции приведен на рис. 3.6. Карта эпицентров построена по материалам за весь известный период по 2005 г.

I. ***Реальные возможности сейсмической станции регистрировать события определенного энергетического класса.*** На рис. 3.7 приведено распределение по расстоянию событий разных энергетических классов, построенное на основании бюллетеня станции «Черемушки». По этому графику можно оценивать реальные радиусы надежной регистрации событий каждого энергетического уровня. Примерные значения этих расстояний таковы:

Энергетический класс	K = 4	K = 6	K = 7
«Черемушки»	<15, км	<90, км	>200, км



Землетрясение 27.11.1981 г. Карьер «Верблюд» 27.08.1976 г. Карьер «Кинжал» 31.07.1984 г. Карьер «Аленовский» 24.12.1984 г.

Рис. 3.3. Примеры записей землетрясения и взрывов в карьерах «Верблюд», «Кинжал», «Аленовский» на станции «Белый Уголь»

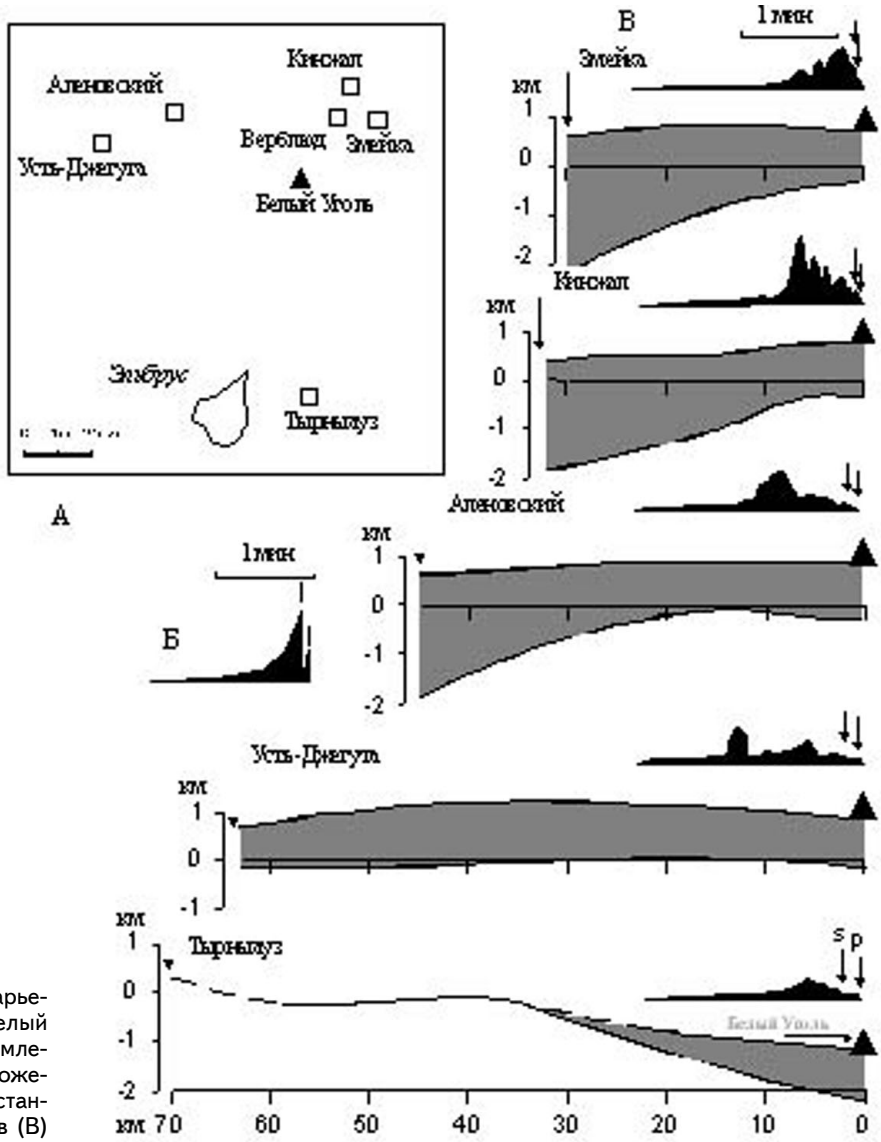


Рис. 3.4. Схема расположения карьеров относительно станции «Белый Уголь» (А); огибающая записи землетрясения (Б); разрезы рыхлых отложений на трассах карьер — сейсмостанция и огибающие записей взрывов (В)

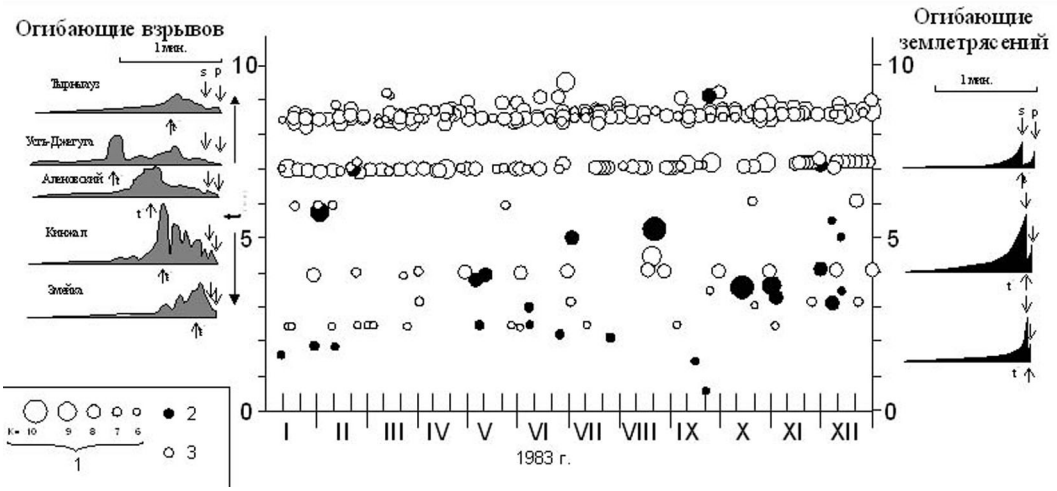


Рис. 3.5. Распределение взрывов и землетрясений по времени и расстоянию от станции «Белый Уголь» и характерные огибающие сейсмической записи:

1 — энергетический класс; 2 — землетрясения; 3 — взрывы

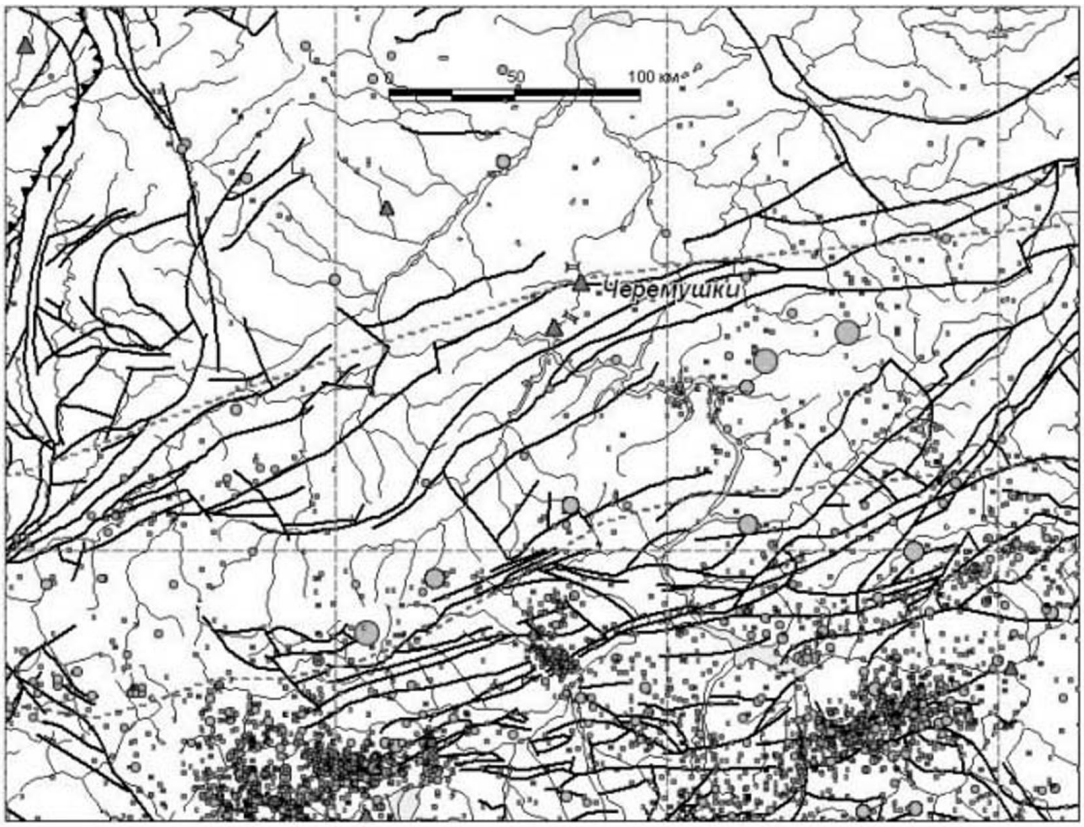


Рис. 3.6. Район расположения сеймостанции «Черемушки»

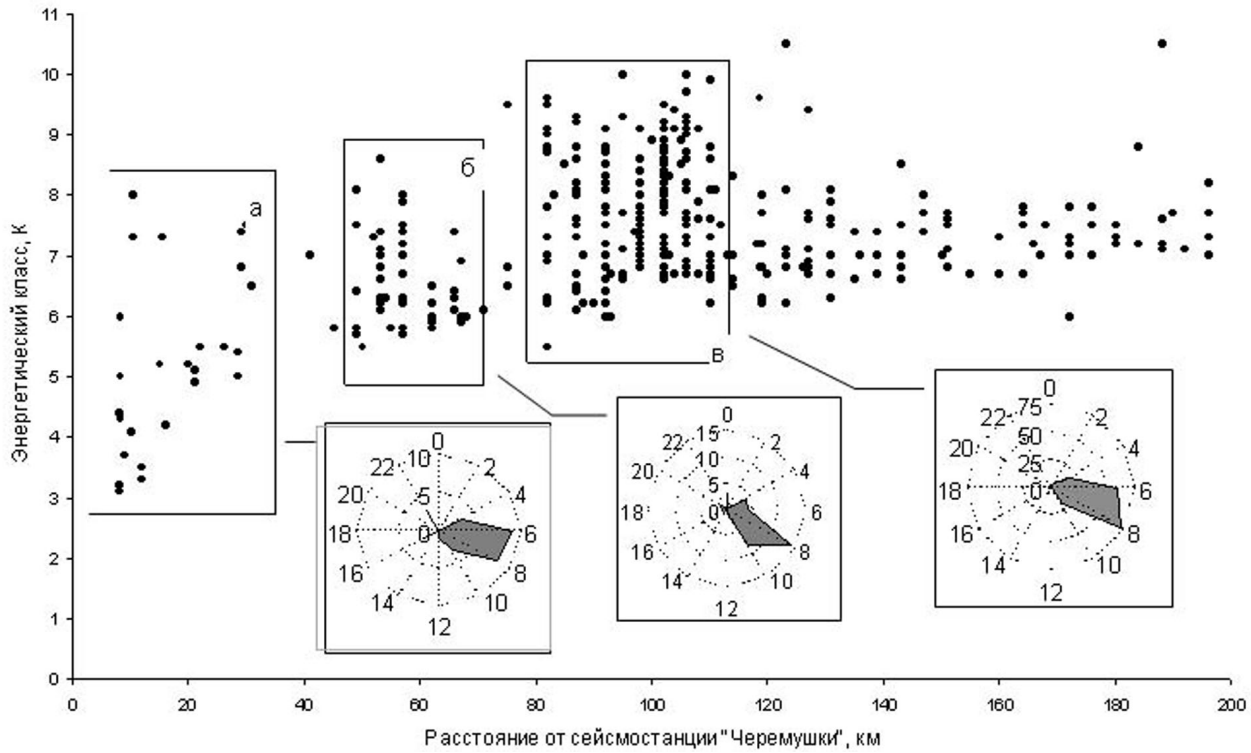


Рис. 3.7. Распределение сейсмических событий всех энергетических классов относительно их расстояния от сейсмостанции «Черемушки». На врезках — распределение сейсмических событий по времени суток соответственно для указанных участков

На таких графиках также видны расстояния, на которых регистрируется наибольшее количество сейсмических событий. На рис. 3.7 это интервалы расстояний до 35 км, 45—65 км и 80—110 км — соответственно выделенные участки а, б, в. Для событий, находящихся на этих расстояниях, построены распределения по времени суток — врезки а, б, в.

Характер этих распределений дает основание утверждать, что большинство зарегистрированных станцией «Черемушки» событий является взрывами. Для сейсмогенных очаговых зон распределение сейсмических событий по времени суток практически равномерное [Годзиковская, 1995, 2000]. Для сейсмогенных очаговых зон некоторые количественные максимумы могут быть связаны с афтершоковыми процессами.

II. ***Динамика сейсмичности относительно точки регистрации.*** По данным бюллетеня строится временной график событий с учетом их удаленности от станции и энергии сейсмических событий. Этот график дает представление о динамике сейсмической активности в районе, об удаленности сейсмоактивных областей и наблюденной повторяемости в них сейсмических событий каждого энергетического класса — рис. 3.8.

По такому графику за несколько лет можно оценить устойчивость сейсмического фона и выделить периоды спада и увеличения сейсмической активности. Конечно, для корректности таких оценок предварительно нужно в обязательном порядке провести дискриминацию взрывов. Без этого невозможно оценить те или иные изменения в сейсмической погоде и отнести эти изменения к ординарному периоду сейсмической активности или неординарному. Устойчивые полосы, созданные за годы наблюдений событиями близких энергетических классов на практически фиксированных расстояниях, могут говорить только о том, что они созданы взрывами. Естественные сейсмические события тектонической природы создают более «рваную» структуру во времени и характеризуются более широким диапазоном энергетических классов.

III. ***Выявление наличия в бюллетенях взрывов.*** Степень засоренности сейсмической картины взрывными источниками решается, как показано выше, построением распределений сейсмических событий по времени суток. Для сейсмических событий, равноудаленных от станции (рис. 3.7) и создающих устойчивые «полосы» (рис. 3.8), строятся распределения по времени

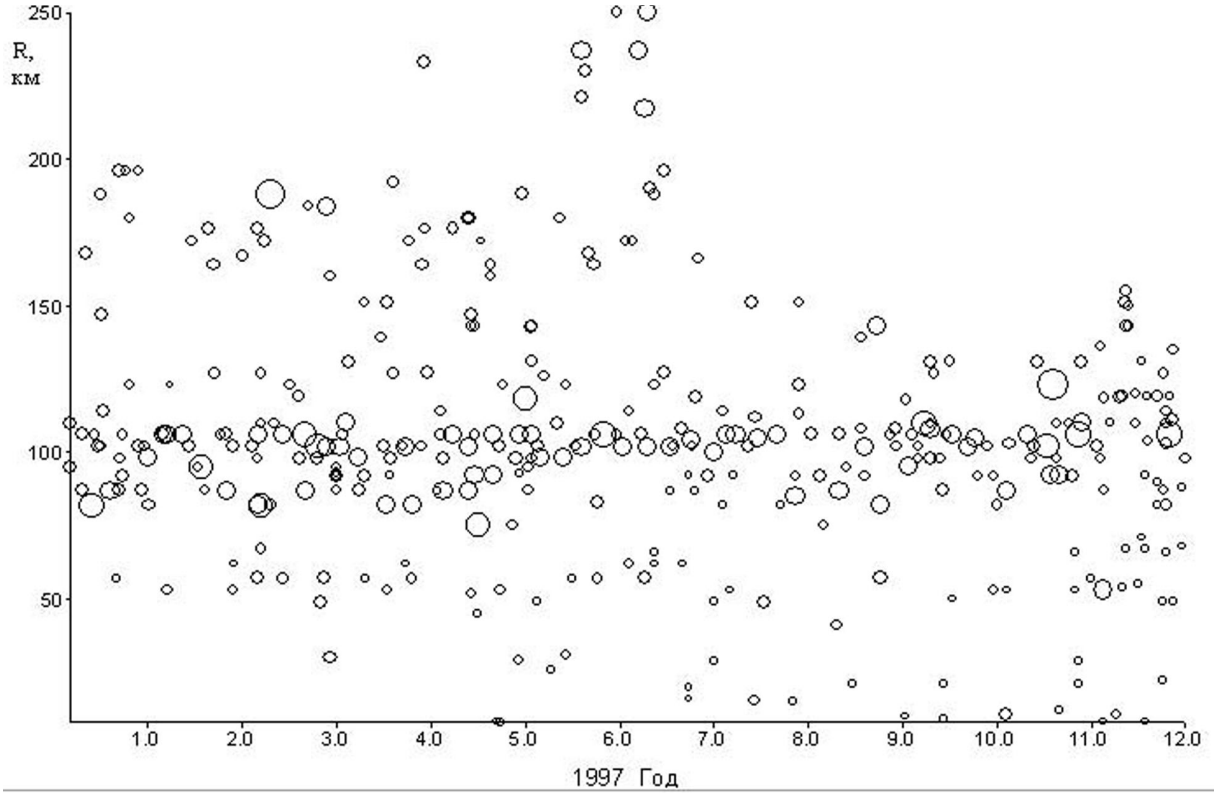


Рис. 3.8. Хронологическая последовательность сейсмических событий района Саяно-Шушенской ГЭС по данным бюллетеней региональной сейсмостанции «Черемушки» с учетом их удаленности (R) от станции

суток. Как видно, время массовых взрывов в этом регионе – 6–10 часов по Гринвичу или 13–17 часов местного времени. На основании грубой статистической оценки по данным врезок на рис. 3.7 можно сделать вывод, что в пределах 120 километров от станции «Черемушки» более 95% событий являются взрывами.

Характер распределения событий по времени суток показывает только наличие в районе проблемы. Однако *время суток не может являться признаком распознавания*, так как, с одной стороны, *отдельные взрывы проводятся в любое время суток*, с другой – *землетрясения происходят в любое время суток, включая и время проведения массовых взрывов*. Отсортировка взрывов может быть произведена только по особенностям внешнего образа записи на сейсмограмме [Годзиковская, 1995].

IV. ***Оценка аномального поглощения или резонансного эффекта среды на трассе очаг – сейсмостанция.*** Для всех сейсмических событий определяется энергетический класс событий по трем группам волн: K_P – по объемным волнам, K_Δ – по длительности записи, K_k – по кода-волнам. Сопоставление значений энергетического уровня одного и того же события по разным группам волн разрешает выявить критерии распознавания взрывов и землетрясений и выделить трассы очаг – сейсмостанция с аномальным поглощением сейсмических волн или резонансным эффектом [Годзиковская, 1995, 2003]. Однако по вышеуказанным причинам эту работу можно провести только по аналоговым записям классических региональных станций, на которых запись наиболее реально отображает действительное смещение или скорость смещения среды в точке установки приборов.

V. ***Оценка глубины очага.*** По характеру вступлений P- и S-волн, наличию или отсутствию L-волн, а также по наличию головных волн при расстояниях более 220 км можно достаточно надежно оценить глубину очага с такой градацией. Очаг находится выше или ниже границы Конрада; очаг находится в мантии [Писаренко, Раутиан, 1966; Нерсесов и др., 1968; Инструкция, 1982; Джибладзе, 1983; Годзиковская, 1988; Годзиковская, Рейснер,1989, Годзиковская, Ландер, 1991].

Работа с сейсмограммами одной отдельно взятой сейсмостанции. *При устойчивых параметрах регистрирующей аппаратуры* записи однотипных событий имеют идентичные картины колебаний. Таким образом, за относительно небольшой временной период по нескольким сейсмограммам, на которых зарегистрированы события из каждой очаговой зоны или карьера, можно провести «обучение», позволяющее в дальнейшем по общему виду записи на сейсмограмме относить то или иное событие к определенному карьеру или очаговой зоне землетрясений. После «обучения» такую обработку можно и целесообразно проводить в масштабе реального времени, что разрешит в любой момент оценить те или иные изменения в сейсмической погоде как нормальные или аномальные.

Обсуждение. Использование цифровых комплексов в сейсмологических исследованиях, безусловно, перспективно. К сожалению, как уже говорилось, в настоящее время эти комплексы в большинстве случаев имеют недостатки, главный из которых связан с тем, что амплитудно-частотные характеристики известны приближенно и их аналитический эквивалент может быть построен лишь для сравнительно ограниченного интервала частот. Это приводит к тому, что существенную часть методических приемов, разработанных для аналоговых сейсмограмм типовых региональных станций, применить нельзя. К примеру, признаки распознавания местных взрывов и землетрясений, определение трасс с резонансным эффектом определенных периодов колебаний, приведенные в работах [Годзиковская, 1995, 2003; Годзиковская и др., 2000], пока еще не применимы к материалам, получаемым на большинстве цифровых комплексов.

Обработка сейсмической записи, полученной на любой новой аппаратуре, так или иначе начинается с визуального анализа аналоговой сейсмограммы, т. е. анализа полной картины колебаний от прихода первой волны до полного затухания. Логично было бы проведение сопоставительного анализа записей, получаемых на аппаратуре разного типа, установленной в одной точке регистрации. В настоящее время автору не известны работы по сопоставлению получаемых кинематических и, главное, динамических параметров записей, получаемых для одних и тех же событий разными аппаратурными комплексами. Не известны и работы по адаптации материалов, полученных цифровыми комплексами в течение нескольких последних лет, для соединения в единый блок с материалами, полученными за десятилетия на аналоговой аппаратуре. Тот небольшой материал, который удалось собрать автору для сопоставительного анализа

на Северном Кавказе (Кавминводы и Дагестан), Алтае (район Саяно-Шушенской ГЭС) и на Кольском полуострове, показал, что проблема соединения материала, полученного на классической аналоговой станции и цифровой, очень серьезная.

Однако те организации, которые вели какое-то время регистрацию на Восточно-Европейской платформе, могли бы привести его в соответствующий вид (бюллетень с заполненными графами) и провести соответствующий анализ этих бюллетеней, сопроводив его примерами записей.

У автора создалось впечатление, что аналоговая запись классической региональной станции более сложная, более «богатая» характерными особенностями колебаний. Аналоговая сейсмограмма, полученная при цифровой регистрации, более обедненная, хотя номинальная широта регистрируемых частот значительно больше, чем в региональных комплексах.

Об уникальных информативных возможностях материалов одной хорошо установленной и отградуированной станции однозначно говорит перечень работ, приведенных в табл. 3.1.

3.2. СОБЫТИЯ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ СЕЙСМИЧНОСТЬ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, УРАЛА И КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА, ЗА ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЙ ПЕРИОД НАБЛЮДЕНИЙ

Любое местоположение сейсмического события самого малого энергетического класса на территории слабоактивного региона провоцирует целенаправленные программы оценки уровня сейсмической опасности, результаты которых используются в последующих инженерных расчетах. При этом какая бы методика определения параметров сейсмичности ни применялась, главную роль в расчетах явно или скрыто играют конкретные параметры конкретных событий. К сожалению, как выясняется, в опубликованных каталогах землетрясений Восточно-Европейской платформы, Урала и Кольского полуострова подавляющее большинство сейсмических событий является не тектоническими землетрясениями, а взрывами, горными ударами, карстовыми провалами, просто ошибочно определенными очагами и т. д. И магнитуда практически всех их значительно завышена.

Можно предположить, что достаточно просто определить расчетный балл для всей осевой части Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны или всей центральной части Байкальской рифтовой зоны. Но задача значительно усложняется, если ее нужно решить для локальных районов, на которых расположены города Петропавловск-Камчатский и Иркутск, хотя они находятся на окраинах перечисленных сейсмоактивных структур. В этих регионах имеется богатейший по качеству и полноте сейсмологический материал, но это не упрощает решения задачи.

Что же можно сказать о решении подобных задач для платформенных областей? Как определять уровень сейсмической опасности локальных районов, в пределах которых не известны тектонические землетрясения, а ближайшие сейсмоактивные зоны находятся на расстояниях 500, 1000 и более километров, — проблема отдельная. Но выходят на нее после того, как выясняется, что значительное число имеющихся в каталогах конкретного района землетрясений, попавших в него на основании целого ряда *источников*, по имеющимся в них же *фактам* не являются тектоническими. И чем больше проходит времени, тем больше появляется в печати малообоснованных сведений о текущей сейсмичности. Однако в любой сфере знаний, в том числе и в сейсмологии, реальное настоящее (и будущее) может строиться только на реальном прошлом.

В предлагаемом разделе приводится краткий анализ опубликованных каталогов за период с начала инструментальных наблюдений по 2000 г. и результаты сбора и анализа первичных материалов (бюллетеней и сейсмограмм) по событиям, параметры которых опубликованы после 2000 г.

Анализировались наиболее доступные и чаще всего востребованные каталоги, опубликованные в ведущих изданиях России — в «Новом каталоге...» (1977) (НК) и в ежегодниках «Землетрясения Северной Евразии» (до 1991 г. — «Землетрясения в СССР»). Первичный материал — бюллетени, сейсмограммы — собирался и анализировался по конкретным землетрясениям. Для Уральского региона впервые проведена совместная обработка сейсмограмм сейсмических станций «Свердловск» и «Арти» и ряда сейсмических станций, установленный на СУБРе (Северо-Уральский бокситовый рудник). Для Кольского полуострова анализировались сейсмограммы станции «Апатиты», для Среднего и Нижнего Поволжья — сейсмограммы станций «Москва», «Обнинск», «Арти», «Белый Уголь» и ряд других сейсмических станций Северного Кавказа. Все копии используемых сейсмограмм переданы на хранение в архив ГС РАН, г. Обнинск.

Эпицентральное поле сейсмических событий. Началом пересмотра характера сейсмичности на территории Восточно-Европейской платформы инструментального периода можно считать работу [Годзиковская и др., 2000]. В ней были представлены результаты пространственно-временного анализа всех сейсмических событий, опубликованных в каталогах НК и ежегодниках «Землетрясения в...». Проведена ревизия первичных материалов так называемого Тамбовского землетрясения 1954 г. с M = 4,8 — сильнейшего землетрясения Восточно-Европейской платформы инструментального периода.

Так как во второй половине двадцатого столетия на рассматриваемой территории производилось громадное количество взрывов, энергия которых часто была соизмерима с энергией наиболее сильных тектонических землетрясений или превышала ее, в указанной работе было проведено сопоставление эпицентральных полей взрывов и землетрясений. Списки взрывов и карьеров взяты из работ [ISC.., 1966—1998; Khalturin et al., 1996]. Список больших взрывов был заведомо неполным. На рассматриваемой территории значительно больше карьеров и, соответственно, больше взрывов малых магнитуд. Неполнота используемых данных связана с тем, что подобная информация в нашей стране долгие годы была секретной, поэтому открытых публикаций по этой теме мало и отследить их трудно.

На рис. 3.9 приведена карта эпицентров сейсмических событий, построенная на основе указанных каталогов и составленных списков взрывов. На ней землетрясения доинструментального и инструментального периодов нанесены соответственно темными и светлыми кружками;

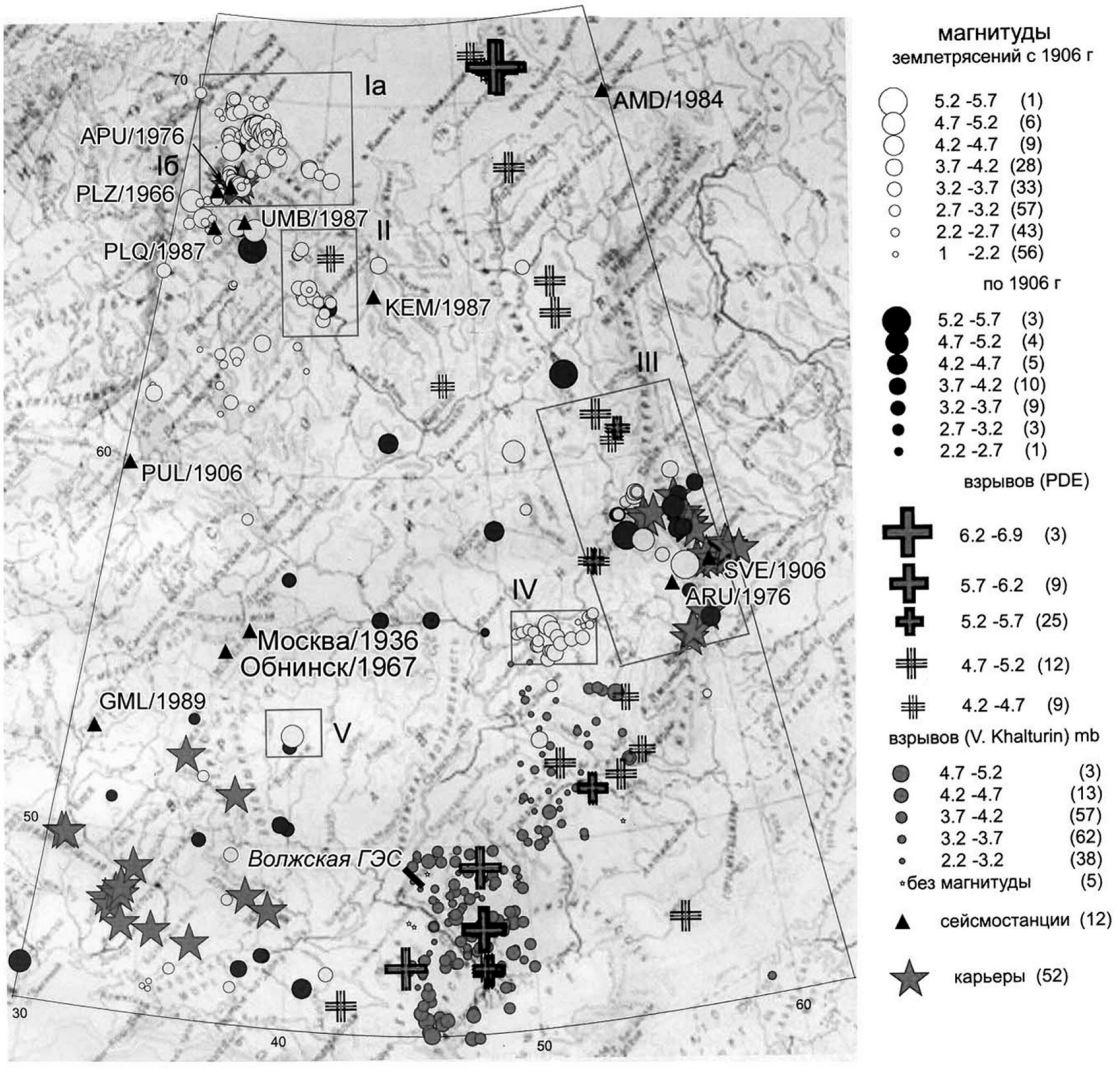


Рис. 3.9. Карта эпицентров сейсмических событий на территории Восточно-Европейской платформы и Урала по состоянию на 2000 г. (Годзиковская и др., 2002)

большие ядерные и химические взрывы нанесены серыми крестами, величина которых пропорциональна их магнитуде, взрывы из работы [Khalturin et al., 1996] нанесены серыми кружками и карьеры из этой же работы нанесены серыми звездами.

Как видно из рис. 3.9, эпицентральное поле сейсмических событий инструментального периода практически повторяет эпицентральное поле известных взрывов и карьеров [Годзиковская и др., 2000]. На карте выделены квадраты (I—IV), для которых строились распределения сейсмических событий по времени суток. Оказалось, что подавляющее большинство событий в пределах этих квадратов из года в год происходило практически в одно и то же время суток. Эти обстоятельства дают основание утверждать, что в каталогах землетрясений рассматриваемой территории подавляющее количество сейсмических событий является взрывами.

Возвращение к рабочему журналу первичной обработки, бюллетеням и сейсмограммам сейсмических станций «Москва» и «Степановское» по Тамбовскому землетрясению (квадрат V на рис. 3.9) показало, что это событие является взрывом и его магнитуда M = 3,5 (а не 4,8). Новые характеристики события 1954 г., полученные и опубликованные соответственно в 1998, 2000 гг., подтвердились в работе, посвященной именно этому событию [Чепкунас и др., 2003]. В этой работе была проведена более тщательная и профессиональная обработка сейсмограмм указанных сейсмостанций.

Подчеркнем, что Тамбовское «землетрясение» с M = 4,8 было определяющим при оценке сейсмической опасности Калининской, Воронежской АЭС, каскада ГЭС на Днепре и ряда других энергообъектов. А это событие оказалось взрывом с M = 3,5.

Результаты дальнейших работ по сбору и анализу первичных сейсмологических материалов по событиям, попавшим в каталоги территорий Урала, Среднего и Нижнего Поволжья и Кольского полуострова, удручающие.

Урал. На Урале впервые проведенная совместная обработка записей региональных событий, зарегистрированных на станциях «Екатеринбург», «Арти» и нескольких сейсмических станциях СУБРа, показала, что из 68 сейсмических событий каталога за инструментальный период наблюдений, опубликованного в работе [Кашубин и др., 2001], только одно можно отнести к категории тектонических. Остальные события являются взрывами, горными ударами или вообще вымышленными очагами [Ломакин и др., 2002]. Некоторая часть из них была и ранее в каталогах обозначена как горный удар, но даже при наличии актов обследования при всех прочих равных условиях одно событие помещалось в каталог как горный удар, а другое — как тектоническое землетрясение.

Среднее и Нижнее Поволжье[*]. В работе [Огаджанов и др., 2001] были опубликованы параметрические строки девяти землетрясений инструментального периода с магнитудами в интервале 3,0—3,8. Это два землетрясения в 1974 г. (16 июня в 12 ч 23 мин и 28 сентября в 10 ч 21 мин), два — в 1976 г. (4 апреля в 15 ч 56 мин и 26 июля в 11 ч 02 мин), а также по одному — в 1975 (26 июля в 12 ч 15 мин), 1984 (28 апреля в 14 ч 54 мин), 1990 (14 января в 09 ч), 1991 (24 декабря в 09 ч 49 мин) и 1992 (19 января в 7 ч) гг.

В 2002 г. сотрудниками ГС РАН (г. Обнинск) и ООО ЦГИ (г. Москва) были собраны сейсмограммы и публикации, в которых были представлены параметры и другие характеристики этих событий. Были рассмотрены также документы по двум событиям, эпицентры которых, согласно [Огаджанов и др., 2001], находятся соответственно под одним домом в г. Саратове (19 января 1992 г.), а второе практически под плотиной Волжской ГЭС (14 января 1990 г.).

Для семи перечисленных событий впервые была проведена совместная обработка и анализ собранных сейсмограмм и дополнительных публикаций. Результаты на настоящее время таковы. События 1974 (16 июня в 12 ч 23 мин и 28 сентября в 10 ч 21 мин), 1975 (26 июля в 12 ч 15 мин), 1976 (26 июля в 11 ч 02 мин), 1984 (28 апреля в 14 ч 54 мин), 1990 (14 января в 09 ч), 1991 (24 декабря в 09 ч 49 мин) гг. с большой долей вероятности являются взрывами, так как находятся в списках взрывов [Khalturin et al., 1996]. Обратим внимание на то, что в этой статье нет ссылок на источник, в котором природа этих событий была бы аргументирована. Однако все эти события, имевшие место в разные годы, произошли во время, характерное для проведения взрывных работ (см. рис. 3.10).

[*] Сбор и анализ первичных материалов по району Поволжья были проведены Л. С. Чепкунас, А. А. Годзиковской, Н. Е. Прибыловой.

Отметим, что тенденция значительных изменений параметров и оценок природы сейсмических событий Восточно-Европейской платформы при сборе и анализе первичных материалов ранее известных и вновь найденных источников наблюдается и для каталога исторического периода. К примеру, в результате работы, посвященной пересмотру первичных материалов по сейсмичности Среднего Поволжья за исторический период [Татевосян, Мокрушина, 2003], из четырнадцати событий в категории тектонических осталось три. При этом магнитуды всех событий авторами были значительно понижены.

На рис. 3.11 приведены события из [Огаджанов и др., 2001], параметры и природа которых за исторический период были переоценены в [Татевосян, Мокрушина, 2003], а события инструментального периода оказались в списках взрывов в [Khalturin et al., 1996].

Как видно из рис. 3.11, все события на представленной территории являются или обвалами, или взрывами, или событиями неустановленной природы.

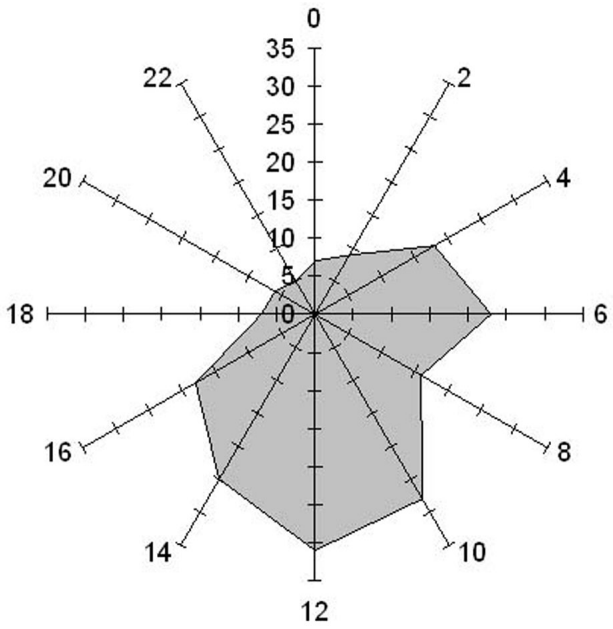


Рис. 3.10. Распределение по времени суток взрывов из работы [Khalturin et al., 1996] (185 событий с 1972 по 1991 г.) (19 лет)

Работа с материалами этих событий будет продолжаться. Эти промежуточные результаты публикуются с надеждой, что, возможно, эти события были зарегистрированы сейсмическими станциями других ведомств или кто-то располагает какими-нибудь дополнительными сведениями о местоположении этих событий и их природе.

Татарстан и Башкирия. Скопления сейсмических событий в районе Татарстана и Башкирии (квадрат IV на рис. 3.9) находятся на площадях нефтедобычи и, по многократно опубликованной оценке К. М. Мирзоева, являются следствием нефтедобычи. В частности, в работе [Мирзоев и др., 1999] говорится: «Анализ вариаций сейсмичности в связи с интенсивностью добычи нефти, начиная с 1982 г., показал, что локализация активности в пространстве и ее изменения во времени являются не случайными и связаны с инженерной деятельностью человека».

Отметим, что авторы [Ананьин, 1989; Аракелян и др., 1993], опубликовавшие каталоги событий Татарстана и Башкирии, ничего не сообщали о возможной природе этих событий — к примеру, возбужденной сейсмичности. Создалось впечатление, что они в исконно тектонической природе их не сомневались, а следом за ними не сомневались и пользователи.

О принципиальной разнице этих оценок при решении задач прикладной сейсмологии будет сказано ниже.

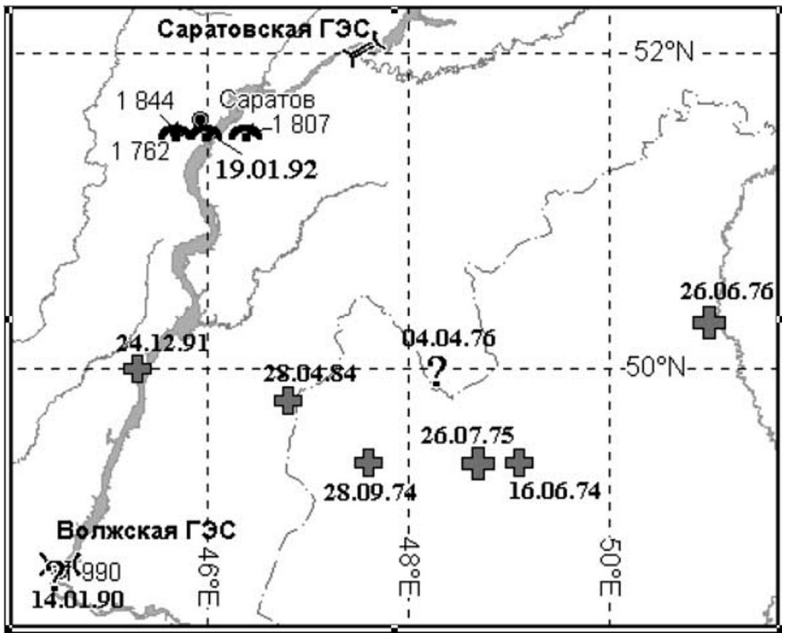


Рис. 3.11. Схема эпицентров сейсмических событий, которые в публикациях были представлены как тектонические

Условные обозначения: ✚ взрывы, ? события невыясненной природы, ◠ обвальные

Кольский полуостров[*]. В опубликованных каталогах Кольского полуострова характер распределения событий по времени суток говорит о том, что подавляющее большинство их является взрывами [Годзиковская и др., 2000]. Сложная ситуация оказалась и с определением энергии очагов. Выяснилось следующее. В регионе по установившейся традиции определялась магнитуда, а не энергетический класс, как было принято на всей остальной территории СССР и России. Определение магнитуд проводилось по записям аналоговой сейсмограммы (с 1956 г.) и записям цифровой аппаратуры, установленной в 1992 г. Сопоставительный анализ соответствующих энергетических оценок более чем для 100 событий, проведенный в настоящее время, показал, что энергия всех сейсмических событий (до 1992 г.) в опубликованных ранее каталогах Кольского полуострова была завышена на одну-две магнитуды [Годзиковская, 2001]. Также есть основание предполагать, что подавляющее большинство из них (если не все) связаны с промышленными разработками полезных ископаемых и являются или взрывами, или горными ударами.

От параметрических строк, составленных по письмам трудящихся, до возбужденной сейсмичности. В начале 90-х годов XX в., когда на Восточно-Европейской платформе и прилегающих территориях уже появились локальные сети сейсмических станций, в каталоги землетрясений стали вдруг попадать события на основании писем и даже телефонных звонков. К примеру, землетрясение 19.01.1992 г. попало в каталог [Огаджанов и др., 2001] на основании письменного сообщения в НВНИИГГ жителей Саратова, живущих в доме на Первомайской улице: *«...в домах на спуске к р. Волга отмечалось дрожание полов, мебели, качание висячих предметов».*

Этот случай можно рассматривать как пример цепочки, в которой все выглядит как логический ряд от факта к бесспорным координатам «возбужденного» землетрясения.

В работе [Огаджанов и др., 2001] написано: «*...эпицентр землетрясения был локализован в этой части города, так как в других его частях сотрясения не ощущались. Это обстоятельство дает основание классифицировать землетрясение как локальное, связанное с изменением уровня грунтовых вод в водохранилище. Эти данные и опросные сведения использованы для определения параметров землетрясения и включения их в каталог сейсмических событий».*

Явления, описанные в письме, скорее всего, следствие деформации фундаментов домов, что, как и пишут авторы [Огаджанов и др., 2001], вызвано *изменением уровня грунтовых вод.* Но следствием этого факта вовсе не должно быть «создание» под домом (домами) локального источника (локальных источников) сейсмической радиации. Улица Первомайская, на котором расположен дом, жители которого написали письмо, как и все береговые районы Саратова, являются частью приводохранилищной территории. Маловероятно, что описанные явления являются следствием единичного, локального сейсмического события, которое нужно в таком случае отнести к категории возбужденной сейсмичности. Указывать в подобных случаях «эпицентр», создавать для него параметрическую строку, что предполагает наличие источника сейсмических волн, нецелесообразно.

Каждый, сидя когда-то где-то за столом, ощущал трясение и звон посуды, вызванные, к примеру, движением тяжелого транспорта. Безусловно, люди, сидящие за столом, ощутили следствие именно сейсмического воздействия, однако в каталогах эти события не приобретали параметрические строки. Отнести же к сейсмическому воздействию описанные явления в одном из подъездов дома или даже в нескольких домах на улице Первомайской, в которых может происходить деформация фундаментов вследствие *изменения уровня подземных вод*, по крайней мере, неправомерно.

Напомним, что землетрясения, связанные с водохранилищами, по свидетельству Х. Гупта и Б. Растоги [1977], — явления очень редкие. По результатам их целенаправленных исследований, это явление наблюдается только на одном-двух из 100 водохранилищ [Гупта, Растоги, 1977, с. 6 и с. 234].

[*] Сбор и анализ первичных материалов по району Кольского полуострова были проведены А. А. Годзиковской и Н. Е. Прибыловой, при участии Анатолия Степановича Коломийца, опытного сейсмолога, практически вся профессиональная деятельность которого была связана с получением, обработкой и интерпретацией материалов станции «Апатиты».

К настоящему времени на территории России нет уверенных данных о проявлении наведенной сейсмичности на приводохранилищных территориях. Сложность выявления возбужденной сейсмичности на водохранилищах России связана еще и с тем, что только на одном объекте — Саяно-Шушенской ГЭС — сеть сейсмических станций была создана за 14 лет до начала эксплуатации. На остальных ГЭС сейсмические станции начинали работу год или годы спустя после заполнения водохранилища, а то и вовсе никогда не устанавливались. Таким образом, для подавляющего числа водохранилищ мы не знаем естественного сейсмического фона. Как следствие, событие, произошедшее после заполнения, однозначно отнести к категории возбужденного нельзя [Годзиковская и др., 1998]. Но сама статистика, представленная в [Гупта, Растоги, 1977], и анализ всех известных и описанных ими примеров говорят о том, что на водохранилищах Восточно-Европейской платформы наведенная сейсмичность крайне маловероятна. По крайней мере, для ее выявления необходимы десятилетия локальных сейсмологических наблюдений. В настоящее время ни на одной из ГЭС Волжского и Камского каскадов долговременных сейсмологических наблюдений не ведется.

Здесь уместно отметить такое наблюдение, сделанное на основе анализа опубликованных работ по наведенной сейсмичности в районах Чиркейской, Саяно-Шушенской и Зейской ГЭС за период с начала инструментальных наблюдений по 1995 г. Чем позже были установлены сейсмические станции после заполнения водохранилища, тем больше опубликовано работ о наличии наведенной сейсмичности на нем. Самое малое количество работ по наведенной сейсмичности, написанных, кстати, исследователями, очень далекими от сейсмологии, на Саяно-Шушенской ГЭС. Однако именно на этом объекте специальная сеть сейсмических станций была установлена КСЭ ИФЗ СССР за 14 лет до начала заполнения [Годзиковская и др., 1998].

Отдельно нужно обратить внимание на некоторые особенности ссылок на первоисточники в большинстве опубликованных каталогов землетрясений на слабоактивных территориях. Последовательный анализ ссылок на первоисточники показал, что в каталогах есть эпицентры, попавшие в них по ошибке в силу неточной ссылки. Для ряда событий приведено несколько источников, порою до десяти и более, что создает ложное впечатление достаточно глубокого исследования. На самом деле выясняется, что источник, в котором приведены какие-то факты, один, первый по времени появления, а все остальные повторяют данные этого первоисточника, ничего не добавляя нового, уточняющего.

Можно ли ограниченные возможности отечественной сети сейсмических станций компенсировать данными зарубежных сейсмологических центров? В современной практике пользователи каталогов чаще всего берут данные следующих международных сейсмологических центров: ISC, PDE и NORSAR. На рис. 3.12 приведены распределения сейсмических событий Восточно-Европейской платформы по времени суток, построенные по данным каталогов ISC и PDE (периоды наблюдений и магнитуды указаны в подписях к рисункам). Из представленных распределений видно, что за многие годы основное количество событий произошло в одно и то же время суток. Такой характер распределений говорит о том, что подавляющее число событий в анализируемых каталогах является взрывами [Годзиковская, 1995].

Об очень ограниченных возможностях зарубежных сейсмологических центров в области определения параметров очагов на территории Восточно-Европейской платформы говорят данные, приведенные в сопоставительной таблице 3.2. В ней приводятся параметрические строки из каталогов ISC и NORSAR для одних и тех же событий. В двух крайних колонках приведены разности t_0 (время в очаге) и расстояния между эпицентрами, которые определены в этих центрах.

Таблица 3.2. Сопоставление параметров очагов сейсмических событий, определенных разными сейсмологическими центрами

Центр	Дата	Время в очаге, t_0	с. ш.	в. д.	Магнитуда	$\lvert t_{0isc} - t_{0norsar} \rvert$ с	Δ, км между двумя решениями
ISC	16.06.1974	12 23 39	49.4	49.4	3,6	15	300
NORSAR	16.06.1974	12 23 24	48.0	53.0	3,6		
ISC	28.09.1974	10 21 31	49.4	47.6	3,6	1	190
NORSAR	28.09.1974	1021 32	50.0	50.0	3,7		
ISC	26.07.1975	12 15 22	49.4	48.7	4,0	59	820
NORSAR	26.07.1975	12 14 23	44.0	56.0	3,5		
ISC	26.06.1976	11 02 04	50.3	51.0	3,8	26	360
NORSAR	26.06.1976	11 02 30	50.0	46.0	3,2		

Большие расхождения параметров событий можно объяснить следующим. Сейсмические станции, используемые ISC и NORSAR, расположены к северо-западу относительно Поволжья в узком азимутальном створе (AZM=17–24°) на расстояниях более и более 1800 км. Учитывая низкий уровень энергии рассматриваемых событий, можно утверждать, что однозначное определение типа сейсмических волн изначально невозможно и, как следствие, локация очага проводится с очень большой ошибкой. Разумеется, по этим записям невозможно отличить взрыв от землетрясения.

Отметим также, что использование данных зарубежных сейсмологических центров без привлечения материалов отечественных сейсмических станций непонятно, нелогично. В 1974 г. уже работали станции «Обнинск», «Арти» и другие, которые расположены от рассматриваемых очагов на расстояниях 1000 и менее километров, т. е. на расстояниях вдвое меньших, чем станции Скандинавии.

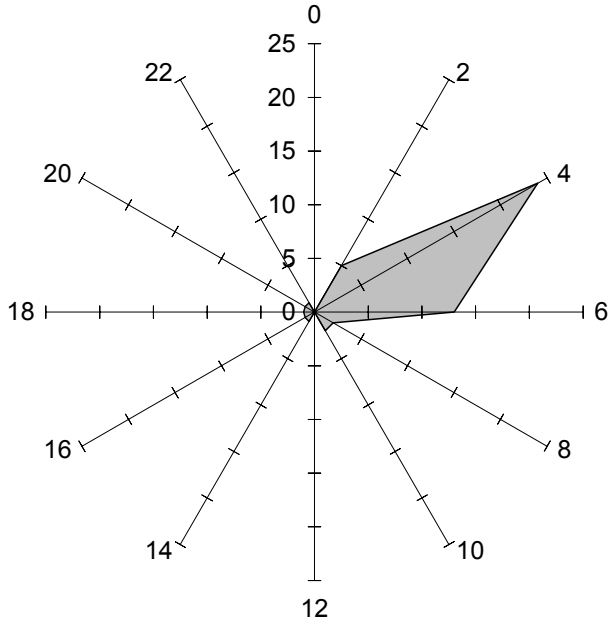


Рис. 3.12а. ISC: 49 сейсмических событий за период 1965–1996; Ms = 3,2÷5,3, mb = 5÷6

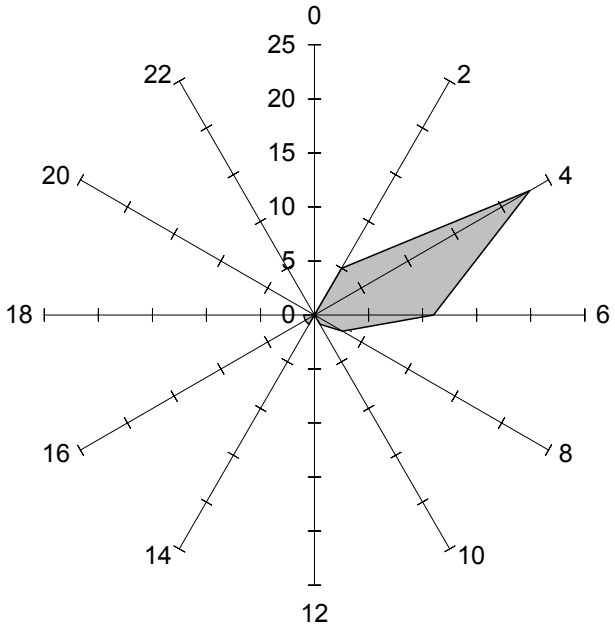


Рис. 3.12б. PDE: 47 сейсмических событий за период 1928–1987; Ms = 3÷5,5, mb = 5÷6,7

Причины создавшегося положения и выход из него. Чтобы найти выход из создавшегося положения, нужно понять, как получилось, что каталог землетрясений территории России, которую с некоторых позиций можно считать центральной, оказался столь «некондиционным». Чтобы понять, как это могло получиться, необходимо коснуться истории инструментальных наблюдений и некоторых организационных и методических трудностей исследования сейсмичности, характерных именно для территории Восточно-Европейской платформы.

Инструментальные наблюдения на территории Восточно-Европейской платформы. Полнота и надежность данных о сейсмических событиях инструментального периода зависят от расстановки сейсмических станций и их аппаратурного оснащения. Начало инструментальных наблюдений в пределах Восточно-Европейской платформы и прилегающих территорий можно отнести к первым годам XX века, когда была открыта станция «Пулково» (1906 г.). Регистрирующая аппаратура этой станции и других, открывшихся чуть раньше или несколько позже на Восточно-Европейской платформе и на Кавказе («Макеевка», «Баку», «Тифлис», позднее переименована в «Тбилиси», и др.), была настроена на регистрацию далеких землетрясений. Однако со времени регулярного выхода бюллетеней станции «Свердловск» (до 1923 г. – «Екатеринбург»), т. е. с 1913 г., можно рассчитывать на то, что события с $M \geq 4{,}5$–5,0, произошедшие на Восточно-Европейской платформе, Северном Кавказе и Урале, обязательно были зарегистрированы, записи проинтерпретированы и основные параметры очага определены. Со времени открытия станций «Москва» (1936 г.), «Апатиты» (1956 г.), «Обнинск» (1967 г.) и «Арти» (1973 г.), поскольку на некоторых из них изначально устанавливалась аппаратура для

регистрации региональных землетрясений, все события с $M \geq 3{,}5-4{,}0$ должны были регистрироваться и параметры источника для них должны были определяться. Однако уверенности в этом по ряду причин нет. Коснемся некоторых из них.

Организационные и методические трудности. С одной стороны, на станциях, которые долгое время преобладали на Восточно-Европейской платформе и были нацелены на оперативную сводку о сильнейших землетрясениях земного шара, происходящих на телесейсмических расстояниях, должного внимания региональным событиям не уделялось. Возможно, как следствие, единый центр, в котором собирался бы и обрабатывался соответствующий материал по региональным событиям, получаемый этими станциями, не существовал и не существует в настоящее время. С другой стороны, в слабоактивных районах именно в силу крайней редкости сейсмических событий практически не накапливается сейсмологический материал, на основе которого сейсмологи-интерпретаторы могли бы приобрести опыт как надежного определения основных параметров источников, так и определения их природы. Подобный опыт достаточно быстро был приобретен в центрах, расположенных в сейсмоактивных регионах, в которых вскоре после разрушительных Ашхабадского 1948 г. и Хаитского 1949 г. землетрясений начала развиваться региональная сейсмология.

Опыт в сейсмоактивных регионах и отсутствие опыта на Восточно-Европейской платформе. Первая сейсмологическая сеть станций была организована и начала свою непрерывную работу в 1955 г. в Таджикистане в районах Гарма и Душанбе. В начале 60-х годов XX в. в сейсмоактивных районах СССР были образованы региональные сети сейсмических станций со своими центрами сбора и обработки именно региональных, местных землетрясений. К примеру, в Средней Азии образовались национальные центры в городах Ташкенте, Душанбе, Фрунзе, Ашхабаде и др. На Кавказе аналогичные центры были организованы в Баку, Тбилиси, Ленинакане и Махачкале. В Сибири и на Дальнем Востоке — в городах Новосибирске, Иркутске, Якутске, Магадане, Петропавловске-Камчатском. В Южно-Сахалинске обрабатывались материалы сейсмических станций, расположенных в регионах Приамурье — Приморье, на Курильских островах и Сахалине. В этих регионах в самые первые годы сейсмологи в группах обработки отметили, что внешний образ записи сейсмических событий из одних и тех же очаговых зон и взрывов из одних и тех же карьеров достаточно устойчив. А следовательно, после некоторого «обучения» интерпретатор может с помощью визуального анализа (без стандартной обработки) отнести каждое сейсмическое событие к определенной очаговой зоне, оценив и энергию источника. Однако опытные обработчики знают, что записи сейсмических событий одной природы и из одного очага, имея достаточно схожий характер, не являются полностью идентичными. Опыт, приобретенный и приобретаемый в сейсмоактивных регионах, обусловил в первую очередь широту и глубину взглядов специалиста, что заставляет его, учитывая специфику этого опыта, очень осторожно относиться к тем или иным суждениям по конкретным событиям, произошедшим в других и особенно в слабоактивных регионах. Это аналогично тому, что исследователи с древнейших времен по настоящее время формулируют примерно так: чем больше познаешь, тем больше понимаешь, как мало знаешь.

Для территорий Восточно-Европейской платформы и Урала, на которых никогда не было объединяющего центра сбора и обработки записей региональных событий, в которых также отсутствует опыт интерпретации таких записей в силу редкости этих событий, в настоящее время самой опасной является «смелость незнания».

Сопутствующие проблемы.

1. К сожалению, большинство организаций, приобретающих аппаратуру и начинающих свои наблюдения, даже без макросейсмического обследования однозначно относит к категории тектонического каждое зарегистрированное событие. Отметим, что в этих регионах и к макросейсмическим эффектам нужно относиться с должным вниманием и осторожностью. Наличие макросейсмических описаний нельзя однозначно рассматривать как несомненный факт тектонической природы источника. Приведем цитату из заметки в газете «Труд» от 17 мая 1994 г.: «...Эхо взрыва в Новонежине докатилось до Артема, Шкотово, Большого Камня. Даже во Владивостоке, который находится почти в сотне километров, ощущалось легкое землетрясение». В соответствующем сообщении по радио говорилось, что этот взрыв во Владивостоке ощущался как землетрясение в IV—V баллов.

Нельзя относить событие к категории тектонического на основе отсутствия сведений о проведении взрывных работ. В нашей стране строгая документация проведения взрывных работ не проводится, и информация о взрывах не предоставляется.

2. Параметры тектонического землетрясения мы «приписываем» как максимум в качестве «рассеянной сейсмичности» любой точке региона. Такой чести как раз и было удостоено так называемое Тамбовское «землетрясение» 1954 г., оказавшееся взрывом. Как минимум параметры тектонического землетрясения приписываются всей тектонической структуре, в которую попал эпицентр. Землетрясения же, связанные с нефтедобычей, или горные удары, связанные с разработкой полезных ископаемых, т. е. являющиеся следствием деятельности человека, не могут при сейсмическом районировании играть такую же роль, как тектонические. События, связанные с человеческой деятельностью, имеют строгую территориальную привязанность и не характеризуют уровень сейсмичности за пределами районов добычи и взрывных разработок.

3. Переход на цифровую аппаратуру не дал качественно лучший материал для определения основных параметров очагов и их природы. Это отдельная тема. Здесь же уместно напомнить, что так или иначе интерпретация сейсмической записи, полученной на любой аппаратуре, начинается с визуального анализа аналоговой сейсмограммы. К сожалению, использовать весь арсенал огромного опыта, приобретенного за десятилетия интерпретации аналоговых сейсмограмм классических региональных сейсмических станций, применить нельзя из-за изначально разных возможностей разных типов регистрирующих каналов. Да и опытом этим владеют лишь единицы еще работающих специалистов, другие в лучшем случае отошли от дел в силу возраста.

4. Самая главная, но почему-то не обсуждаемая проблема заключается в том, что не «работают» энергетические номограммы, по которым на территории бывшего СССР десятилетиями определялся энергетический класс каждого регионального сейсмического события по сейсмограмме типовой региональной станции. Это создает серьезные трудности при соединении каталогов, в которых энергетический класс за три — пять десятилетий определялся по энергетической номограмме, а последние несколько лет по цифровым записям определяется магнитуда. В работе [Годзиковская, 2001] приведены примеры серьезных расхождений энергетических оценок, полученных по сейсмограммам региональных станций («Белый Уголь» на Северном Кавказе и «Апатиты» на Кольском полуострове) и других регистрирующих комплексов. Но эта работа только обозначила существование проблемы и показала всю серьезность ее. Публикаций же по адаптации региональных каталогов при переходе на регистрацию сейсмического процесса другой аппаратурой нет или они автору неизвестны.

Что делать. Весь приобретенный в слабоактивных районах опыт указывает на то, что для оценки достоверности данных о конкретных сейсмических событиях, находящихся в опубликованных каталогах, необходимо провести следующую работу.

1. Выявить местоположение и сроки работы сейсмических станций, расположенных на Восточно-Европейской платформе или недалеко за ее пределами. По материалам каждой станции составить бюллетени. Провести централизованную обработку региональных событий для дальнейшей систематизации материалов.
2. Собрать и проанализировать первоисточники макросейсмических проявлений с обязательной оценкой профессиональности описаний. Макросейсмические обследования эпицентральной зоны не должны быть анонимными; должно быть ясно, кем и когда были проведены обследования, с особым указанием на отсутствие таковых.
3. Собрать и проанализировать сейсмограммы сейсмических станций, где событие, для которого опубликована параметрическая строка, могло и должно было быть зарегистрированным. Отсутствие записи на сейсмостанции, на которой событие должно было быть зарегистрированным вследствие величины указанной в каталоге энергии и малого расстояния от этой станции, достаточно ценная информация, так как однозначно говорит о том, что в указанных координатах сейсмического события с данной величиной магнитуды не было.
4. Для каждого события должна указываться возможная природа источника или все соображения о ней. Давая параметрическую строку конкретного сейсмического события, в графе «примечание» писать:

   — эпицентр не обследован, природа события неизвестна;

   или

   — эпицентр обследован, но природа события не установлена.

Что касается текущих публикаций, то можно ко всем, кто ведет инструментальные наблюдения на территории Восточно-Европейской платформы, Урала и прилегающих территориях, обратиться с просьбой/предложением очень ответственно относиться к публикуемым данным об отдельных событиях или группах сейсмических событий. В каждой публикации должны быть

подробно представлены частотно-амплитудные характеристики регистрирующей аппаратуры и координаты установки приборов. Если нет возможности представить в публикации сами сейсмограммы, следует указывать их местонахождение и административную принадлежность держателей информации. При этом учитывать, что отсутствие данных (справок) о проведении взрывных работ не может быть доказательством того, что зарегистрировано тектоническое землетрясение. Еще раз отметим, что на территориях Восточно-Европейской платформы и Урала (в отличие от Дальневосточного региона) получить данные о событиях, связанных с несанкционированными взрывами или «нештатными» ситуациями в закрытых зонах, в настоящее время практически невозможно. Поэтому, возвращаясь к началу данной главы, повторим, что в силу крайней редкости сейсмических событий сейсмологи, работающие в слабоактивных районах и не прошедшие школы в сейсмоактивных регионах России, естественно, к настоящему времени не имеют достаточного опыта, которым располагают сейсмологи, работающие в сейсмоактивных зонах. Это поправимо, но это нужно осознавать.

Некоторые «открытия» (в основном опечатки и неверное прочтение источника), опубликованные в работах [Ломакин и др., 2002; Татевосян, Мокрушина, 2003], были отмечены ранее в публикациях других авторов. Но так как они были опубликованы в изданиях маловостребованных, обнаруженные ошибки продолжают переходить из работы в работу. В связи с этим можно выдвинуть конструктивное предложение: для того чтобы все новые данные о землетрясениях, ранее опубликованных, имели наикратчайший путь к потребителю, целесообразно публиковать эти новые сведения в ближайших ежегодниках «Землетрясения в Северной Евразии». Если материал оказывается большим и выходит за пределы объема ежегодника, целесообразно печатать его отдельным сборником/брошюрой в качестве *приложения* к ежегоднику. Тогда эта информация не станет утерянной из-за труднодоступности и будет оперативно использоваться.

В заключение отметим, что в настоящее время, к большому сожалению, новые данные о псевдотектонических событиях на Восточно-Европейской платформе и Урале печатаются значительно быстрее, чем можно собрать первичный материал и провести его конструктивную переоценку.

Литература

Ананьин И. В. Альметьевское и Нефтегорское землетрясения // Землетрясения в СССР в 1986 году. М.: Наука, 1989. С. 180–183.

Аптикаев Ф. Ф. Воспоминания об И. Л. Нерсесове // Игорь Леонович Нерсесов. М.: ОИФЗ РАН, 2000.

Аракелян Ф. О., Закитин Р. А., Магакян С. Т., Вандышева Н. В. Землетрясения в районах Татарской и Башкирской АЭС за 1988–1990 гг. // Землетрясения в СССР в 1989 году. М.: Наука, 1993. С. 199–205.

Богданов В. И., Грайзер В. М. Определение остаточного смещения «почвы» по сейсмограмме // ДАН СССР. 1976. Т. 229, № 1. С. 59–62.

Брулев Ю. В., Крылов Г. Г., Нерсесов И. Л. и др. Аппаратура для региональных сейсмических исследований // Инструментальные средства сейсмических наблюдений. Вып. 13: Сейсмические приборы. М.: Наука, 1980. С. 138–153.

Гамбурцев Г. А. Избранные труды. М.: Наука, 1960. 461 с.

Годзиковская А. А. Задача распознавания карьерных взрывов и местных землетрясений // Сильные землетрясения и сейсмические воздействия. Вып. 28: Вопр. инж. сейсмол. М.: Наука, 1987. С. 232–236.

Годзиковская А. А. Мантийные землетрясения Кавказа в районе Терско-Сунженского прогиба // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 7. С. 102–106.

Годзиковская А. А. Сейсмические каталоги и машинные банки данных // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. № 3. С. 91–93.

Годзиковская А. А. Местные взрывы и землетрясения. М.: Гидропроект, 1995. 100 с.

Годзиковская А. А. Ложные сейсмоактивные структуры регионов Приамурья и Приморья, тезисы доклада // Материалы Всерос. межрегиональной конф. «Геологическая среда и сейсмический процесс» (Иркутск, 2–5 сент. 1997 г.). С. 77–78.

Годзиковская А. А. Чернобыльская катастрофа: взрыв, землетрясение или? // Энергия: экономика, техника, экология (науч.-популярный журнал РАН). 1999. № 11.

Годзиковская А. А. К вопросу о единой энергетической характеристике регистрируемых землетрясений // Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов: Материалы междунар. конф. Воронеж, 2001. С. 57–59.

Годзиковская А. А. Сейсмический фон и пространственно-временное распределение афтершоков в районах сильнейших землетрясений Кавказа второй половины XX века // Изв. РАН. Физика Земли. 2003. С. 42—54.

Годзиковская А. А., Гоцадзе О. Д. Проблема возникновения ложных зон ВОЗ в связи с обработкой и введением в сейсмологические каталоги карьерных взрывов в качестве местных землетрясений (на примере Кавказского региона). Тбилиси: «Мецниереба», 1990.

Годзиковская А. А., Ландер А. В. Возможны ли мантийные землетрясения на Чукотке? // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1991. № 12. С. 97—100.

Годзиковская А. А., Рейснер Г. И. Экзогенная позиция глубоких землетрясений Кавказа // Изв. АН СССР. Геотектоника. 1989. № 3. С. 15—25.

Годзиковская А. А., Бугаевский А. Г., Афанасьева И. И. Проблема «засорения» региональных каталогов землетрясений местными взрывами // Изв. РАН. Физика Земли. 1993. № 1. С. 53—69.

Годзиковская А. А., Стром А. Л., Бесстрашнов В. М. Водохранилища и землетрясения // Изв. РАН. Геоэкология. 1998. № 1. С. 105—112.

Годзиковская А. А., Бесстрашнов В. М., Лабзина Е. Ю. Землетрясения и взрывы Восточно-Европейской платформы // Природные опасности России. Том «Сейсмические опасности». М.: Изд-во фирмы «Круг», 2000. С. 46—54.

Гупта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения. М.: Наука, 1977. 237 с.

Джибладзе Э. А. О «глубоких» очагах землетрясений Кавказа // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 3. С. 22—23.

Джибладзе Э. А., Шенгелия И. С. Определение энергетического класса К, макросейсмической интенсивности I и сейсмического момента M_0 землетрясений Кавказа по амплитудам коды. Тбилиси: «Мицниереба», 1980. С. 150—160.

Землетрясения в СССР в 1962—1991 гг. М.: Наука, 1963—1997.

Землетрясения Северной Евразии в 1992—1998 гг. Изд-во ГС РАН. 1997—2004.

Инструкция о порядке производства и обработки наблюдений на сейсмических станциях Единой системы сейсмических наблюдений СССР. М.: ИФЗ АН СССР, 1966.

Инструкция о порядке производства и обработки наблюдений на сейсмических станциях Единой системы сейсмических наблюдений СССР. М., 1982.

Кашубин С. Н., Дружинин В. С., Гуляев А. Н. и др. Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 125 с.

Ломакин В. С., Годзиковская А. А., Прибылова Н. Е. и др. Сейсмические события Уральского региона за 1914—2002 гг. / Ред. А. И. Савич, О. Е. Старовойт. ЦСГНЭО «РАО ЕЭС Россия», ЦОМЭ ГС РАН, 2002. 86 с.

Маламуд А. С. Использование длительности колебаний для энергетической классификации землетрясений // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М.: ИФЗ АН СССР, 1974. С. 180—192.

Мирзоев К. М., Степанов В. П., Гатиятуллин Р. Н. и др. Возбужденная сейсмичность района Ромашкинского месторождения нефти в Татарстане // Геодинамика и геоэкология: Материалы междунар. конф. Архангельск, 1999. С. 254—256.

Нерсесов И. Л., Писаренко В. Ф., Раутиан Т. Г. и др. Применение методов теории узнавания для статистического разделения мелких и глубоких землетрясений по динамическим характеристикам записи // Проблемы цунами. М.: Наука, 1968. С. 63—74.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. 534 с.

Огаджанов В. А., Чепкунас Л. С., Михайлова Р. С. и др. О каталоге землетрясений Среднего и Нижнего Поволжья // Землетрясения Северной Евразии в 1995 году. М.: Изд-во ГС РАН, 2001. С. 119—127.

Писаренко В. Ф., Раутиан Т. Г. Статистическая классификация по нескольким признакам // Машинная интерпретация сейсмических волн. М.: Наука, 1966. С. 150—173.

Раутиан Т. Г. Об определении энергии землетрясений на расстояниях до 3000 км // Экспериментальная сейсмика. № 32 (199). М.: Наука, 1964. С. 88—93.

Татевосян Р. Э., Мокрушина Н. Г. Историческая сейсмичность среднего Поволжья // Изв. РАН. Физика Земли. 2003. № 3. С. 13—43.

Чепкунас Л. С., Левшенко В. Т., Лопанчук А. А. Результаты анализа инструментальных данных для Тамбовского землетрясения 30 декабря 1954 года // Физика Земли. 2003. № 4. С. 56—67.

ISC — Bulletin of the International Seismological Centre. http://www.isc/ac/uk

Khalturin V. I., Rautian T. G., Richards P. G., Won-Young Kim. Evalution of chemical explosions and methods of discrimination for practical seismic monitoring of a CTBT. Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University, Palisades, NY 10964, June, 1996.

NEIC — U. S. Geological Survey's National Earthquake Information Center. http://www.neic.cr.usgs.gov

NORSAR — Norwegion seismic Array Kjellev. http://www.norsar.no/bulletins/gbf/1998.html

ГЛАВА 4

ДИНАМИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ — ОСНОВА СИСТЕМЫ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ПРИРОДНЫМИ ПРОЦЕССАМИ

1. Условия и технология измерительной системы диктуются поставленными задачами, последние же — природными условиями, т. е. эндогенными (внутриземными) и внешними источниками воздействия на среду обитания, где и происходит их интерференция. Природные источники возмущения физических полей нестационарны и воздействуют на геологическую среду миллиарды лет и оставляют следы в ее памяти. Изучением геологической памяти среды, отклика ее в форме кинематических и динамических показателей занимаются геологи и геофизики, геохимики и гидрогеологи.

2. Отклик среды «присутствует» повсюду, хотя характер, интенсивность (аномальность) и контрастность, следствия различны в зависимости от тектонической принадлежности региона (района) наблюдений к платформам или горным областям, т. е. к активным или относительно пассивным территориям.

3. Геологически (тектонически, геодинамически) значимыми для «восприятия» твердой Землей воздействия внешних геосфер и их регистрации, без сомнения, являются разломы и зоны ослабленной прочности земной коры. В этом случае важным следует считать ранг (протяженность, глубина), геологический возраст, степень современной активности и выраженности в других полях — геофизических, геохимических и др.

4. Ошибка большинства исследователей (в связи со сказанным) — это считать разломы единственным объектом и причиной проявления тех или иных процессов на дневной поверхности. Разлом — это лишь незначительная, хотя и резко выраженная часть разнообразного проявления долговременных тектонических процессов в земной коре и верхней мантии Земли.

5. Геологические события прошлого и современные их проявления охватывают громадные пространства Земли, но главное — одновременно (в геологическом масштабе времени) или почти одновременно (в реальном времени), например, катастрофические землетрясения всей поверхности Земли, вулканические извержения и др.

6. Это объясняется тем, что в глобальные процессы вовлечены крупномасштабные неоднородности (активные объемы) земной коры и верхней мантии до глубины в сотни и более километров.

7. На разных глубинных этажах коры и мантии, со свойственными им термодинамическими условиями, рождаются и происходят наблюдаемые нами процессы. Они интерферируют при переходе из одного этажа в другой и «поступают» наблюдателю в виде весьма сложного интегрального сигнала о происходящем на глубине. Это легко видеть при анализе физических полей (региональная или локальная составляющие), их пространственно-временных вариациях, взаимодействии и взаимообусловленности физических полей и геологической среды и т. п.

«Распутать» клубок наблюдаемых следствий этих скрытых процессов, нащупать источники, а значит, выяснить причину геологических или геофизических явлений — это и есть цель комплексных исследований.

8. На этих общих основаниях необходимо строить систему наблюдений — геофизических, сейсмологических, геодезических, геохимических и других возможных методов наземного и дистанционного изучения природных процессов.

9. В геологической среде (и во взаимодействующих геосферах планеты Земля в целом) нет изолированных локальных, региональных или надрегиональных и т. п. аномалий и процессов. Все структурно-тектонические элементы связаны едиными динамически взаимодействующими

системами. Исходя из геологических ситуаций прошлого (память среды) и характера современных геодинамических процессов следует планировать размещение как стационарных, так и локальных наблюдательных сетей.

Восточно-Европейская платформа (для обозначенной цели) активно откликается на все (или почти все) геолого-геофизические природные события, поэтому такая выбранная геологическая структура (пространство) — идеальный полигон для проверки текущих проблем и предположений о динамическом взаимодействии геосфер.

Вместо вступления к геологическому обоснованию комплексных инструментальных наблюдений можно привести размышления наших знаменитых предшественников применительно к обсуждаемой проблеме, к счастью, до сих пор актуальные. Итак...

4.1. ПРОГРЕССИВНЫЕ «РАБОЧИЕ» ИДЕИ ПРЕДШЕСТВЕННИКОВ И СОВРЕМЕННИКОВ

Предмет и объект изучения — «живая тектоника». Термин свободного пользования, означающий новейшие и современные проявления тектоники на дневной поверхности или в глубинах земной коры и верхней мантии. Итак, как виделась проблема ранее? «...Изучение неотектоники показывает нам интересную страницу недавней геологической истории. Кроме того, успехи неотектоники открывают широкую дорогу главным образом для двух направлений: для реконструкции движений прошлого и для проникновения геофизики в геологию.

Тому, кто занимается неотектоникой, приходится неоднократно и в различных формах сталкиваться с тем, что одновременные явления могут быть обусловлены процессами самого различного возраста. Это можно считать одним из наиболее примечательных результатов, поскольку он вынуждает нас отказаться от ряда примитивных представлений» Е. Вегманн (1957).

«...Правильно понятый принцип развития структуры нам говорит, что всякая более древняя структура в дальнейшем более или менее изменена последующим развитием. Степень такого изменения может быть установлена только анализом более молодых, последующих структурных форм, возникающих на основе более древних.

В общем развитии структуры территории СССР платформы появляются перед нами как реликты древней структуры, слабо или почти неизмененные более молодыми движениями. Чтобы понять их происхождение и определить их границы, необходимо выявить сначала всю сумму более молодых структурных изменений. Задача геотектонического анализа сводится таким образом к выведению и восстановлению более древних структур, а не к простому их декретированию, которое без этого предварительного анализа неизбежно ведет к неправильным и субъективным представлениям.

Из сказанного следует, что в условиях развития структуры, когда последующие его стадии в большей или меньшей степени изменяют более древние формы, геотектонический анализ должен прежде всего иметь задачей восстановление этих более древних форм, которое, очевидно, должно идти путем изучения сначала более молодых явлений структуры. Только выявляя эти изменения, мы получаем возможность выделить их из сложного комплекса изучаемой структуры и восстановить искомые древние формы.

Таким образом, геотектонический анализ структур в противоположность общепринятому стратиграфическому должен начинаться от наиболее молодых проявлений структуры и идти к более древним, последовательно углубляясь в изучаемый структурный комплекс и выявляя все более древние его формы» [Тетяев, 1938].

«...Вопросам структуры платформ до сих пор уделялось слишком мало внимания. И если в таких областях и констатировались те или иные нарушения залегания, то их изучение обыкновенно производилось оторванно от синхроничных процессов внутри складчатой зоны.

Вот почему сейчас нашей задачей является рассмотрение структуры всей платформы в целях обнаружения новообразований в ней, принадлежащих альпийскому этапу развития, и выявления закономерностей, обуславливающих их появление. Эти новообразования определяются в основном изменением залегания мезо-кайнозойских отложений» [Тетяев, 1938].

«Геологические процессы на громадном пространстве Восточной Европы отличались своим однообразием и постоянством.

Совершенно другую картину представляют собой необычайно запутанные разнообразные формы Западной Европы.

Исторически и хронологически почти каждый километр претерпевал большие изменения и там трудно найти какие-нибудь единые обобщающие это пространство формулы строения. Однако по другую сторону Западной Европы с ее мозаикой простирается опять-таки примитивно построенная страна, старая глыба Эрия, крайним восточным аванпостом являются ливизийские гнейсы Шотландии.

То, что заключено между этими двумя фундаментальными материковыми массами, было образно названо (Деке) „брекчией трения большого масштаба“, это — области патологического развития, которые нельзя применять за правило, это скорее геологическое исключение, и пожалуй действительно трагическая судьба геологии (Бубнов) заключается в том, что она повела свое начало именно в этой аномальной исключительной области Земли — Западной Европе» Д. И. Мушкетов (1935).

«Для внеальпийской Европы — Средней Германии — Гансом Штилле была разработана идея так называемой „саксонской тектоники“ или отраженных альпийских движений во внеальпийском форланде, слегка здесь запаздывавших.

Данная Г. Штилле *схема* этой *саксонской тектоники* может рассматриваться именно как *сейсмограмма альпийских движений*, записанная какой-то отдаленной станцией, куда эти движения проходили с известным опозданием» Д. И. Мушкетов (1935).

«Обнаруженная синхронность фаз альпийской орогении и последующих меловых и внутриплитных деформаций сжатия на всей площади Европы позволяет предположить, что во время коллизии двух континентов время от времени на сталкивающиеся континентальные плиты действовали и через них передавались тангенциальные напряжения.

В зависимости от того, насколько сильно соответствующие кратоны были нарушены древними разломами, эти напряжения могли вызвать те или иные внутриплитные деформации сжатия на расстояние до 1300 км от сталкивающегося края плиты форланда.

Тектонические поднятия, порождаемые этими силами, могут приобретать морфологию горных областей. Дополнительные данные указывают на то, что напряжения сжатия, возможно, могли передаваться через литосферу на расстояния даже большие, чем те, на которых находятся самые удаленные из наблюдаемых деформаций» П. Зиглер (1982, 1990).

«...При первом взгляде на карты распространения осадочных бассейнов бросается в глаза последовательное чередование бассейнов, простирающихся в широтном направлении, и бассейнов, протягивающихся почти меридионально.

Указанные два направления последовательного распределения моря в наиболее характерные геологические моменты почти согласуются с направлением окраинных горных кряжей Уральского и Кавказского.

Оставляя в стороне частности рассматриваемых дислокационных явлений, замечу, что почти все наблюдавшиеся в Европейской России нарушения напластования, пологие складки, сдвиги и пр. и их направления находятся в видимой связи с указанными колебаниями земной коры, особенно со сменой меридионального и широтного понижений» А. П. Карпинский (1894).

«...Я допускаю существование в южной половине Европейской России зачаточного кряжа, на большей части его протяжения не выражающегося орографически и идущего от западной границы государства в диагональном направлении, параллельном направлению Кавказского хребта, к горам Мангышлакским» А. П. Карпинский (1883).

«Постоянство азимутальной ориентировки структурных направлений является следствием относительной неизменности структурно-динамических условий, т. е. основного тектонического поля, на протяжении длительного времени, если не всей геотектонической истории Земли» В. Е. Хаин, Ю. М. Шейнманн (1960).

«...Узнаются различные, географически независимо подтверждаемые структурные направления северо-восточного, а также субмеридионального и субширотного направлений, создающих (подчеркивающих) региональную делимость (организацию) среды Восточно-Европейской платформы.

Предполагается, что эти структурные зоны, укладывающиеся в систему ортогональных и диагональных направлений, свидетельствуют об общей целостности, единстве платформы в течение всей геологической истории и неизменности поля тектонических напряжений по крайней мере от раннего архея до современной эпохи включительно» К. О. Кратц (1979).

«В процессе деформирования иерархически структурированной геофизической среды происходит взаимное перераспределение энергии между ее отдельными элементами. В зависимости от условий обмена энергией (физическая природа которых пока остается неясной) может возникнуть потеря устойчивости в отдельных элементах среды (неравновесной системы) на различных иерархических уровнях» М. А. Садовский (1986, 1991).

«Современные данные о расслоенности земной коры платформенных областей и вытекающие из них следствия для понимания ряда особенностей внутриплитной тектоники поставили вопрос о гораздо более значительной, чем принято считать, роли горизонтального перемещения вещества в формировании тектонической структуры платформ.

Тектонически наиболее активным слоем является пластичная нижняя кора, которая в геодинамическом и структурном отношениях служит базовым уровнем срыва и дисгармонии для некоторых категорий платформенных элементов. Последние, таким образом, могут рассматриваться в определенном смысле как бескорневые сорванные структуры, не имеющие прямого структурного продолжения в подкоровой области» Ю. Г. Леонов (1991).

Причислим к изложенным выше допущениям научные подсказки из прекрасных работ А. П. Павлова (1887), Э. Аргана (1922), Р. Штауба (1938), А. Д. Архангельского (1937), И. М. Губкина (1940), Н. С. Шатского (1948), В. В. Белоусова (1948), А. Б. Ронова (1949), В. Е. Хаина (1954), Э. Э. Фотиади (1955), П. Н. Кропоткина (1960), Д. В. Наливкина (1985), Е. Е. Милановского (1988), многих других исследователей, и мы получаем почти все возможные альтернативные варианты решения обсуждаемой нами проблемы «живой тектоники» платформенных областей и их складчатых обрамлений.

4.2. ПЕРВЫЕ КАРТЫ АЛЬПИЙСКОЙ ТЕКТОНИКИ

Альпийские основные линии в строении Земли. *Р. Штауб (1938).* «...Перед нами связка цепей. Система, состоящая из совершенно различных частей. В качестве гигантской оси всего целого тянется с запада на восток центральный стержневой ороген альпийской геосинклинали, система Тетиса, сопровождаясь с обеих сторон вытянутыми зонами *деформированных обломков форландов и рюкландов.* Эти горы то оказываются узко стиснутыми, как в Альпах, то расходятся снопообразно, охватывая обширные равнины и плоскогорья. Так мы видим целый ряд крупных скучиваний альпийской системы, которые расчленяют ее по простиранию, в плане, на различные отрезки; отсюда цепи вновь расходятся лучами в форме различных виргаций, а между отдельными частями их появляются жесткие плато нескладчатых междугорий. Вокруг последних, как вокруг более древних и более жестких обломков, горные цепи изгибаются в виде изящных кривых. Лишь в точках наивысшей тектонической экспозиции эти одинокие промежуточные массы захватываются общим складкообразованием или движениями и оказываются сдавленными, взгроможденными друг на друга и, как на примере Альп, даже *покровообразно надвинутыми на свои нормальные краевые хребты* (рис. 4.1 — *вставка моя. — Ю. Щ.*).

...Альпийские движения, наряду с формированием собственно *альпийской зоны*, в ослабленной степени одновременно *захватили и деформировали всю Европу.* Все нынешнее тектоническое расчленение Европы сводится к этим альпийским отзвукам, к этим альпийским „contrecoups“ (противоударам) в жестком, отвердевшем континентальном цоколе Европы. Однако эти деформации форланда даже не являются „contrecoups“ собственно альпийских центральных гор, отнюдь не представляют только проявления последних *альпийских пароксизмов,* а представляют собою „contrecoups“ *всего* альпийского движения, *всего* механизма движения, а этот альпийский механизм начинается как раз в *триасе* и заканчивается только в четвертичное время.

...*Сжимание геосинклиналей может быть требует приложения гораздо больших движущих сил, чем простое повторное оживление уже готовых старых плоскостей*, а потому становится понятной *кажущаяся древность* отдельных европейских деформаций форланда по сравнению с альпийскими пароксизмами и поэтому следует без всяких сомнений отнести эти альпийские деформации форландов к явным проявлениям *альпийского общего механизма в целом*, т. е. к подлинным альпийским „contrecoups“ в жестком форланде, вообще.

...Таким путем возникают во внешнем форланде альпийские зоны, часто довольно неправильный клубок *пологих форландовых складок* и древних массивов.

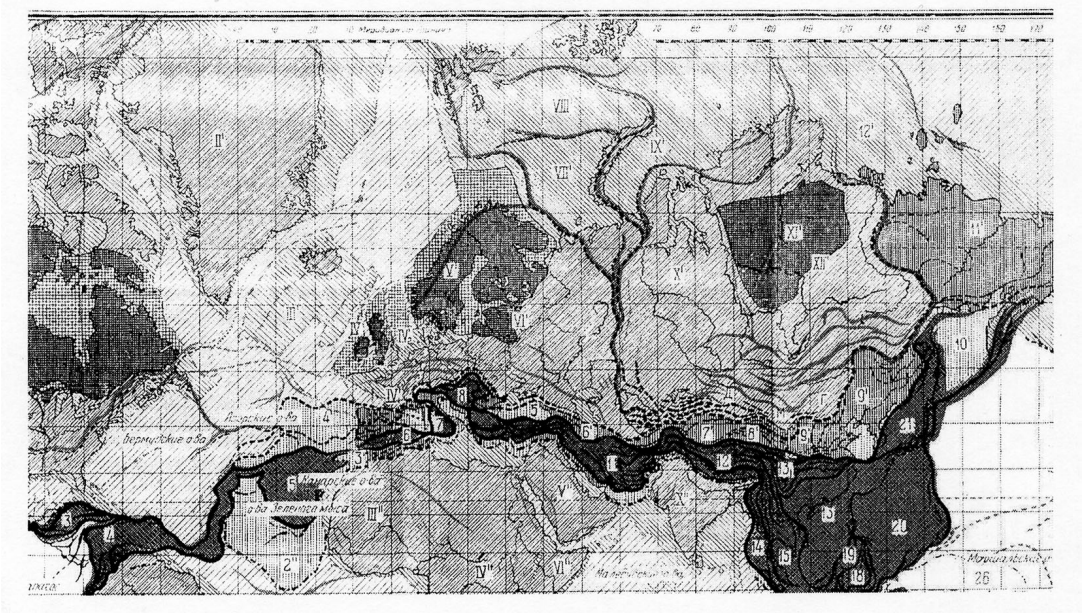


Рис. 4.1. Альпийские основные линии в строении Земли (составлено Рудольфом Штаубом в 1927 г.) [Штауб, 1938]

...Русская глыба раскалывает могучим клином высокие цепи Центральной Азии надвое и властно делит их на уральскую ветвь и европейские горы. Это обусловливает всю нынешнюю конфигурацию Европы.

...Нынешние молодые горы альпийского форланда следуют по древним *герцинским наметкам*, как по особо *слабым зонам* в разнородной мозаике альпийских форландов; в этой мозаике именно древние линии смещений, герцинские разломы и плоскости надвигов, прежде всего, вновь обновлены альпийскими движениями. Таким образом, наблюдаем проявления могучей силы Русской глыбы, разделяющей горные цепи *во всех трех исторически точнее известных эпохах земного преобразования*, от каледонской, через герцинскую вплоть до альпийской, и тем самым можем, следовательно, убедиться, как *мощно и длительно может быть влияние таких древних отвердевших масс на развитие всех более молодых гор*» [Штауб, 1938].

Альпийские деформации древней Евразии. *Э. Арган (1935). «...Глубинная складчатость — это складчатость самой континентальной массы, происходящая как в ее пластических глубинах, так и в ее верхних, в различной степени отвердевших частях.* Глубины характеризуются более правильной деформацией, более равномерно распределенной, чем деформация верхних частей. В течении масс, которое мы называем *пластическим потоком,* преобладает горизонтальное направление. Гетерогенные верхние части континентов запаздывают в своей деформации и приспосабливаются как могут к глубинам, поглощая часть энергии глубинного потока. Этим путем образуются глубинные складки, а при новом, местном расщеплении энергии — разломы. Энергия движения деформирует, таким образом, всю массу, заполнившую геосинклинали. Радиус кривизны складок зависит по меньшей степени от четырех факторов: 1 — силы тангенциального напряжения, 2 — его продолжительности, 3 — степени твердости среды, 4 — расстояния до бортов ядер, способных своим сопротивлением вызвать смятие в более податливой среде.

Диагноз игры глубинных складок в Европе требует особой осторожности, зависящей от малой величины, исключительно сложного строения старых мертвых складок и относительной слабости молодых движений.

На схематической тектонической карте Евразии показаны (рис. 4.2 — *вставка моя. — Ю. Щ.*): 1 — геосинклинальные и окраинные цепи альпийского цикла с вклинившимися в них глубинными складками. 2—6 — альпийские глубинные складки: из герцинского материала (2); из предположительно герцинского материала (3); из каледонского материала (4); из докембрийского материала и старые платформы (5); из доальпийского материала вообще (6). Черной

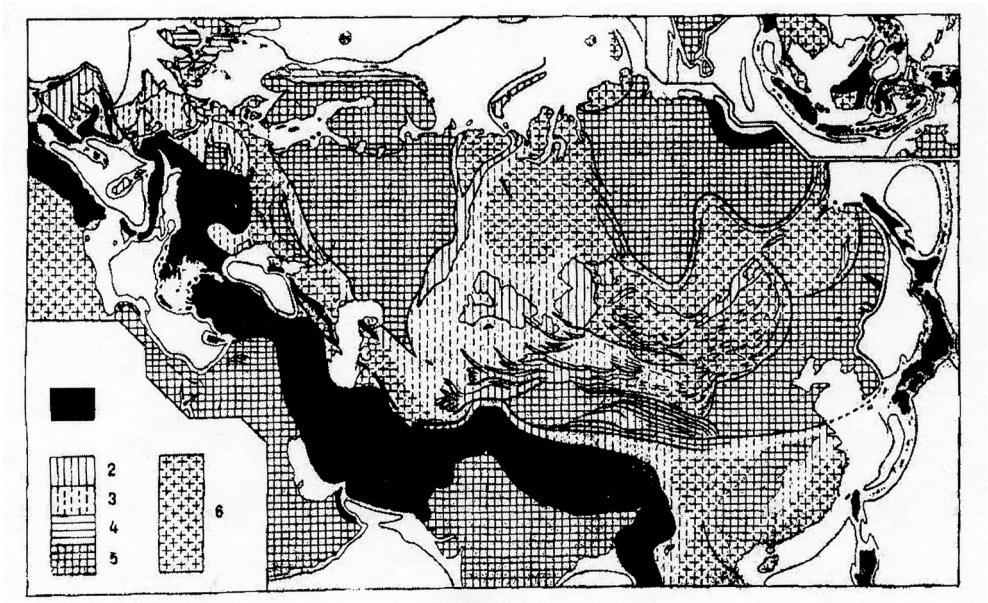


Рис. 4.2. Альпийские деформации древней Евразии [Арган, 1922, 1935]. Пояснение в тексте

сплошной краской (1), кроме зоны главных новых цепей, покрыта незначительная часть нового тоннажа вне этой зоны, а именно — некоторые значительные покровные складки альпийского цикла и деформированные покровы некоторых альпийских глубинных складок (Кавказ, Пиренеи и т. д.). За исключением этих узко местных отступлений, новые покровы сняты».

Структура альпийского комплекса. *М. Тетяев (1938).* «...На схеме (рис. 4.3 — *вставка моя. — Ю. Щ.*) видим, что центральная часть территории СССР представляет платформу альпийской структуры, вытянутую почти в широтном направлении, в форме полуовала, открытого к западу. С севера, востока и юга она охватывается складчатой альпийской зоной, причем прихотливые очертания государственной границы оставляют в пределах СССР неравномерные части, иногда сокращая ее площадь до самых периферических проявлений (область Алтая и Красноярского края) или расширяя ее до появления на нашей территории внутренних частей складчатой зоны, как это имеет, например, место в Средней Азии или на Северо-Востоке континента.

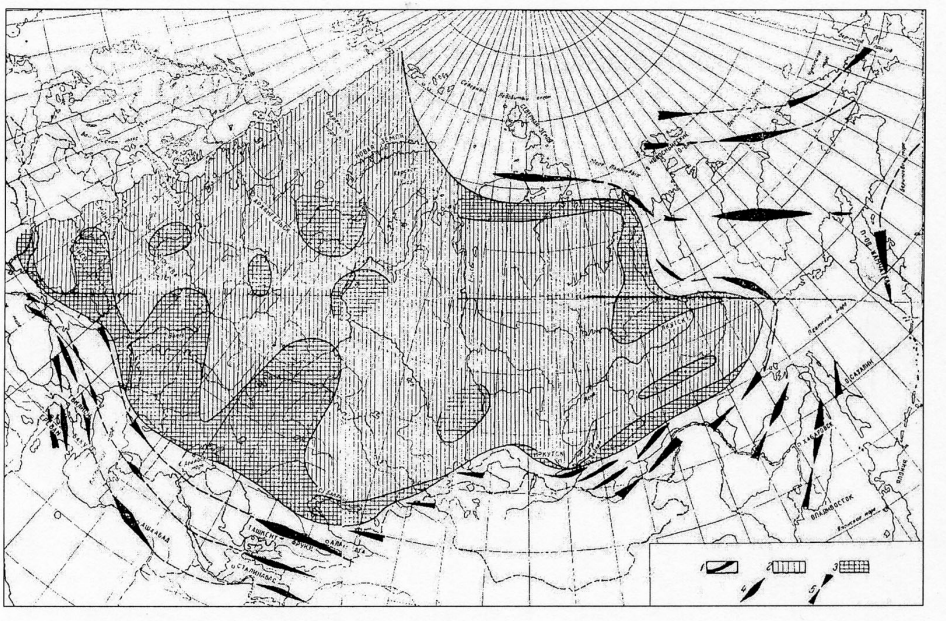


Рис. 4.3. Структура альпийского комплекса [Тетяев, 1938]. Пояснение в тексте

Взаимоотношение обеих частей альпийского комплекса характеризуется всегда наличием области взаимоперехода, выражающейся в пологих изолированных складках с преобладанием куполовидных форм. Эта область взаимоперехода сопровождает повсюду периферию складчатой зоны, причем площадь ее развития колеблется в значительных размерах по простиранию.

Для складчатой зоны, как и для области взаимоперехода, мы видим, что в общем складки мезо-кайнозойских отложений располагаются более или менее параллельно выявленной границе, и таким образом *складчатость объемлет свою платформу,* везде обнаруживая свое последовательное затухание, когда мы входим внутрь платформы. С этой точки зрения возникновения складчатой структуры платформа выступает перед нами как остаточное пространство, по тем или иным причинам не захваченное явлениями складкообразования.

Последние сведения о возможных альпийских дислокациях в Печорском бассейне и Пайхое не исключают возможность того, что общая граница альпийской складчатости должна быть проведена значительно южнее, чем это сделано нами в первом варианте карты (см. рис. 4.3 — *вставка моя. — Ю. Щ.*).

Необходимо предупредить об упрощенных построениях и выводах. Следует принять во внимание сложный путь развития альпийского комплекса. Это развитие определяется рядом фаз, начиная с мезозойского времени, и конечно, нельзя предполагать, чтобы повсюду и везде происходили все фазы от первой до последней на громадном пространстве альпийской складчатости. В одних частях развитие складчатой структуры могло останавливаться на более древних фазах, в других оно продолжалось в последующие, и этим определяется сложный характер структуры альпийского комплекса. И без детального анализа развития этой структуры непозволительно утверждать такое разделение» [Тетяев, 1938].

Распространение альпийских движений в СССР. *Г. Фредерикс, Т. Емельянцев (1936).* «...Анализируя распространение альпийских движений, авторы пришли к такому заключению: наряду с той областью, которая всеми тектонистами считается классической для альпийских движений, на территории нашего Союза есть еще и такие области, в которых движения эти не только предполагались, но даже прямо отрицались. Области эти считались принадлежащими к различным платформам, которые с точки зрения общепринятой геологии являются жесткими, неподатливыми, в которых нарушения проявляются только в виде сбросов. Накопившийся фактический материал позволяет поставить на очередь вопрос о распространении складчатости и в этих „жестких“ областях. Характер проявления складчатости здесь будет несколько иной: здесь по большей части мы наблюдаем такие складки, которые можно назвать „поверхностными складками“. В связи с этим предлагается различать следующие *зоны распространения альпийских складок:* I — главная зона, II — второстепенная зона; наконец, III — складчатость в области Русской платформы (зоны третьего порядка) (рис. 4.4 — *вставка моя. — Ю. Щ.*):

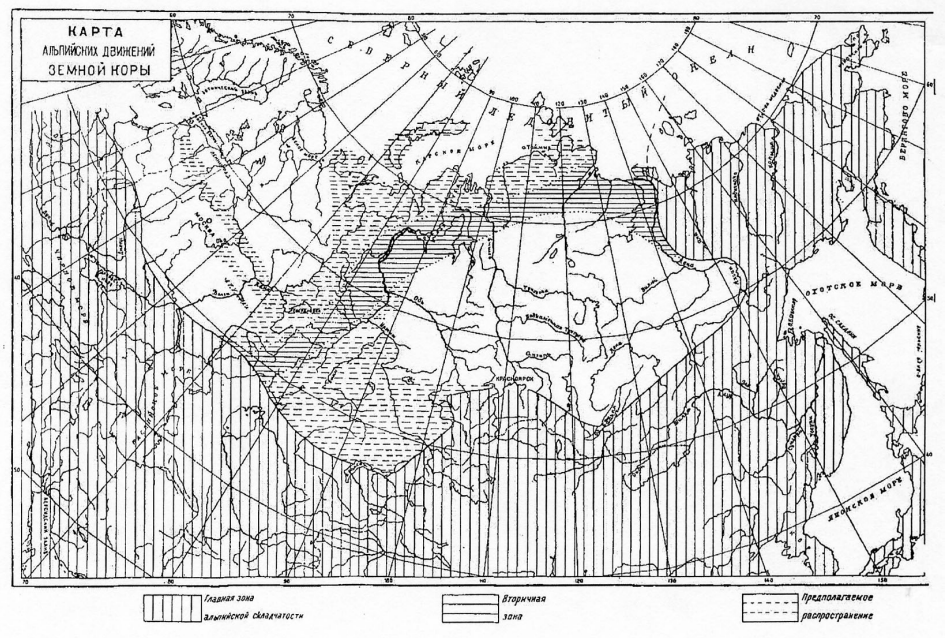


Рис. 4.4. Карта альпийских движений земной коры [Фредерикс, Емельянцев, 1936]. Пояснение в тексте

1. Главная зона альпийской складчатости давно была намечена на тектонических картах Союза различными авторами: М. М. Тетяевым, В. А. Обручевым, А. Д. Архангельским и др. Она охватывает часть Украины, Донецкий бассейн, Крым, Кавказ, Закавказье, Закаспийскую область, Среднюю Азию, Алтай (наблюдения Нехорошева над дислокациями третичных отложений), Кузнецкий бассейн, Минусинский район, восточный и западный Саян, все Забайкалье, Дальний Восток и всю территорию севера Азии к востоку от р. Лены. Везде в этих областях дислоцированными являются не только мезозойские и палеозойские породы, но также третичные, а местами и четвертичные. Дислокации четвертичных отложений, а также центры местных землетрясений указывают на то, что во многих районах нашего Союза движения произошли или недавно, или даже не закончены еще и до сих пор.

2. Второстепенная зона складчатости, по Т. М. Емельянцеву (1934 г.), начинается в области устья р. Лены, тянется вдоль р. Хатанги, а далее Урала. Простирание альпийских дислокаций и кряжей Пай-Хоя и Тимана совпадает с простиранием северной окраины главной альпийской складчатости в области Украины. Невольно напрашивается идея об общности их происхождения: не будут ли в этой области альпийские движения, вызвавшие появление этих структур в их современном виде? Не лишены смысла аналогичные допущения и для Новой Земли и Земли Франца Иосифа.

3. Вопрос о проявлении складчатости вообще, а альпийской, в частности, в области платформы, „жестких“ непластичных щитов является совершенно новым. На Русской платформе в качестве примера можно привести: Жигулевскую дислокацию (впервые отмеченную А. П. Карпинским, а потом детально описанную А. Н. Розановым, Н. И. Ноинским и А. П. Павловым); дислокацию верхнепермских пород в Вятском крае — это дислокация в районе р. Карлы (впервые была установлена А. Мазаровичем в 1912 г., в менее отчетливой форме была отмечена еще в 1908 г. П. И. Кротовым); средневолжские дислокации в районах Катунок-Пучежа-Васильева (отмеченную М. Ноинским, но грамотно описанную Н. А. Зенченко) в породах ветлужского яруса и ужумского горизонта казанского яруса.

Таким образом, вырисовывается обширная складчатая зона III порядка, пересекающая Русскую платформу в широтном направлении, параллельно основному простиранию главной зоны альпийской складчатости. Третьестепенные зоны складчатости располагаются отдельными друг от друга некоторыми интервалами ненарушенных зон. Ширина зон третьего порядка обычно не особенно велика, наибольшая ширина имеется в районе развития средневолжской зоны, которая достигает 70 км».

Рассматривая чудесные тектонические решения и написанные «неказенным» языком пояснения к ним, не перестаешь удивляться тому, каким образом, при минимуме фактического материала того времени, можно было выполнить построения, которыми можно пользоваться и сейчас!

4.3. ПЕРВЫЕ ОЦЕНКИ ПРИРОДЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И КАРТЫ СЕЙСМИЧНОСТИ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ (КРАТКИЙ ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР)

Попытаемся в этом очерке проследить, каким образом формировалось представление о сейсмичности Европейской России. Интересны осторожные, но обоснованные предположения наших предшественников о сейсмичности платформы, которые впоследствии стали сначала смелыми, а затем и безапелляционными — под пером современных исследователей. Пошло ли на пользу «обилие» информации о сейсмичности, особенно в эпоху сильнейшего техногенного воздействия на среду обитания человека с его обостренным восприятием аномальных геологических процессов и явлений, судите сами по текстам из первосточников, а не по пересказам их, как это часто делается.

«Землетрясения в Европейской России большею частью не имеют самостоятельного центра и представляют, так сказать, отраженные и замирающие сейсмические волны, произведенные сильными землетрясениями каких-либо других стран. Если же некоторые из них могут быть приняты за самостоятельные, то причина их, вероятно, заключается в каких-либо частных явлениях, не имеющих общего значения для всех землетрясений, но могущих производить иногда сотрясения почвы, например большие оползни и обвалы, особенно по высоким берегам

рек, например по Волге, Оке и проч. (см. т. II). Многие из таких землетрясений переименованы в каталоге землетрясений Российской империи» (*И. В. Мушкетов. Физическая геология. Изд. 3. Т. 1. Л.: ГИ, 1924. С. 642).*

«Сейсмотектоничность СССР (с. 677). ...К денудационным землетрясениям (обвалы и т. п.) можно отнести все прибалтийские землетрясения, описанные Доссом (1987). Здесь зарегистрированы толчки в Эстонии в *1884 г.* (Карусен), 1868 г. (Ревель), в 1876 г. (Ашерадан) и около Риги в *1907, 1908 и 1909 гг.*; гипоцентр последних вычислен на глубине 30 км; их причина — обрушение над выщелачивающимися массами гипса в девонской толще; весьма вероятно, что к той же категории землетрясений относятся небольшие колебания в Пятигорском округе минеральных вод, а также некоторые землетрясения в Финляндии Моберс (1884) и в Карелии.

Весьма важное значение имеет точное изучение таких обвальных землетрясений в рудничных районах, где над выработанными пространствами происходит обрушение вышележащих масс с опусканием поверхности. Сводка наблюдений над этими явлениями содержится в ряде работ горного инженера Леонтовского (1912), но с точки зрения сейсмической они не изучены; то же можно сказать вообще про денудационные землетрясения» *И. В. Мушкетов, Д. И. Мушкетов (1935).*

«...Обратим внимание на землетрясения северо-запада нашей территории, т. е. Карелии и Кольского полуострова, а также Ленинградской области. Здесь отмечено очень немного случаев колебания почвы; все их можно перечислить.

1728 г. — землетрясение на Кольском полуострове; *1750 г.* — подземный удар в Лапландии; *1758 г.* — в Лапландии и на Кольском полуострове от Колы до берегов Белого моря; эпицентр, по-видимому, в Финляндии; *1758 г.* — два подряд подземных удара в Кеми; *1772 г.* — землетрясения в окрестностях Колы; *1804 г.* — в Петербурге; *1811 г.* — три землетрясения в Лапландии; *1819 г.* — в Коле, эпицентр в Финляндии; *1873 г.* — два землетрясения на Кольском полуострове; *1902 г.* — Улеаборское землетрясение в центральных частях Финляндии и в Карелии; *1904 г.* — „Скандинавское“ землетрясение, охватившее огромную площадь севера Европы, эпицентр в Осло-фиорде. В Петербурге замечено „лишь лицами, находившимися в особенно благоприятных условиях“, и ощущалось оно в виде плавных качаний, продолжительностью до полминуты. В Павловской обсерватории запись магнитометра прервана на 4 минуты, по причине „сильного сейсмического возмущения“. Отмечены колебания мебели, зеркал, цветов, дверей и т. п. *1910 г.* — колебания в Ухте, *1911 г.* — „Беломорское“ землетрясение, на берегах Кандалакшского залива. А. П. Герасимов, опубликовавший небольшую заметку по поводу этого землетрясения, полагает, что Кандалакшский залив нужно считать грабеном, ограниченным тектоническими разрывами северо-западного простирания. Эти нарушения, подобно другим, широко распространенным, „разбивают шведский и русский север на ряд отдельных масс, еще обнаруживающих некоторую степень подвижности и тем вызывающих землетрясения, подобные, например, Улеаборскому, несколько лет тому назад, и нынешнему Беломорскому“.

1911 г. и позже — несколько землетрясений на Валаамских островах. *1913 г.* — землетрясение в Кеми, *1916 г.* — в Териберке; *1926 г.* — землетрясение в окрестностях Кандалакши.

Таков короткий список известных нам фактов. Как нужно рассматривать эти слабые землетрясения?

Скандинавский полуостров, вообще говоря, не совсем лишен землетрясений. По материалам К. Зальстрема, в Норвегии известно до настоящего времени 713 землетрясений и в Швеции — 523. Значительное количество землетрясений известно и в Финляндии. В основном эти землетрясения связаны с новейшими процессами поднятия массива Скандинавского полуострова и раскалывания его. В геологическом отношении Скандинавский и Кольский полуострова, а также Карелия — это так называемый Балтийский щит, т. е. область, в пределах которой в результате длительных, хотя и медленных поднятий, обнажены древнейшие породы, древнейший архейский фундамент, лежащий в основании Русской платформы. В конце четвертичного периода Балтийский щит испытал поднятие, продолжающееся и сейчас; его центральные части, т. е. север Ботнического залива, подняты к настоящему моменту больше, чем $^1/_4$ км. По всей видимости, подобные же процессы вызывают землетрясения и в советской части Балтийского щита, т. е. на Кольском полуострове и в Карелии. Быть может, недаром пел Вейнемейнен, герой карело-финского эпоса („Калевала“, руна третья): „всколыхалися озера, горы медные дрожали, камни твердые трещали, со скалы скала валилась, раздроблялися утесы!“

Колебания почвы местного происхождения проявляются иногда и в центре европейской части СССР, а особенно на юге, в Донбассе, и на севере, в Молотовской и Кировской областях и т. п. Это так называемые карстовые, или обвальные землетрясения. Они связаны с теми районами, где широко распространены известняки или другие, хорошо растворимые в воде горные породы, в том числе каменная соль и гипс. Эти породы размываются подземными водами, возникают полости, пустоты, пещеры, которые, по достижении известного размера, обваливаются. Обвал кровли или стенок такой пещеры вызывает на поверхности земли удар — обычно очень слабый и распространяющийся всего на несколько километров или, в редких случаях, десятков километров.

Что касается Урала, то и здесь землетрясения происходят редко и никогда не достигают большой силы. На протяжении последних 150 лет здесь зарегистрировано до 40 землетрясений, сила которых не превышала 5—6 баллов. Некоторые из них относятся, несомненно, к категории обвальных. Таково, например, землетрясение *14 января 1878 года*, выразившееся в форме двух подземных ударов, замеченных в деревне Беисовой, б. Стерлитамагского уезда. „Первый удар был очень силен. Ему (наблюдателю. — Г. Г.) пришлось схватиться за дерево, чтобы удержаться на ногах. Вслед за вторым ударом земля с растущими деревьями начала опускаться и на месте провала выступила и заклокотала вода“. Таково же землетрясение начала *июня 1885 года*, близ деревни Шишкиной, в 54 км от Оренбурга (ныне Чкалов): „Окрестные жители были поражены гулом, как бы от пушечного выстрела... У подножья холма, заросшего лесом, сбежавшиеся поселенцы увидели сильный обвал... среди разбросанных глыб оказалась яма в виде кратера продолговатой формы“ (Вейс-Ксенофонтова, Попов, 1940). Таково же землетрясение *6 марта 1911 года* в деревне Милковка, Пермской губернии (ныне Молотовской обл.) и многие другие.

Другая часть землетрясений, встречающихся на Урале, носит явно тектонический характер. Некоторые из них отмечены многими сейсмическими станциями. Так, например, землетрясение *17 августа 1914 года* зарегистрировано не только русскими, но и удаленными заграничными сейсмическими станциями. Его эпицентр расположился близ Билимбаевского завода, и распространилось оно на очень большую территорию, от Красновишерска до Троицка и от Кургана до реки Камы. Это для Урала одно из сильных землетрясений, оно достигло в центре 6 баллов. Другие тектонические землетрясения были слабее; все они приурочены к определенным районам Урала. Так, известно 8 землетрясений в районе Добрянского завода, столько же в районе Кушвы и Нижнего Тагила и несколько землетрясений в районе Златоуста и Миасса: некоторые из них быть может также карстового происхождения. Наиболее ранний случай относится к *1788 году* — землетрясение в окрестностях Нижнетагильского завода; наиболее позднее — к *13 января 1939* года — в селении Пустошь (Вейс-Ксенофонтова, Попов, 1940). Слабость сейсмических проявлений на Урале свидетельствует о том, что тектонические движения здесь в основном давно затихли и сейчас проявляются в очень слабой степени. Они выражены здесь в форме вертикальных движений самого последнего времени, движений, которые привели, в частности, к возникновению каньонов в среднем течении многих уральских рек. Эти движения приурочены, в основном, к Среднему Уралу и все местные землетрясения, за исключением обвальных, также приурочены к нему.

В целом Урал не является активной сейсмической зоной и в практическом отношении местные землетрясения тревоги не вызывают» (*Г. П. Горшков. Землетрясения на территории Советского Союза. М.: ГИ географ. лит., 1948. С. 26—29).*

«Горная страна Урал — условная граница между Европой и Азией — тянется на протяжении 2000 км в целом в меридиональном направлении, от Карского моря на севере до широтной части течения реки Урала на юге. Урал представляет собой систему невысоких, почти параллельных горных хребтов, разделенных депрессиями. Западные предгорья Урала или Предуралье постепенно переходят в Русскую равнину. Восточные склоны круто обрываются к Западно-Сибирской низменности (А. П. Карпинский, 1939). Главные хребты Урала совпадают с антиклинальными зонами, а депрессии между ними — с синклинальными.

Урал разделяют на Северный, Средний и Южный. Северный Урал тянется в меридиональном направлении до 60°N. Средний Урал, проходящий между 60 и 56°N, — наименее высокая часть Урала, понижающаяся к югу. Он характеризуется большой выравненностью с отдельными вершинами. В южной части Средний Урал слегка отклоняется к востоку. К западу от него расположено Уфимское плато. Южный Урал, наиболее высокая и широкая часть Урала, на крайнем юге немного отклоняется на запад. Его восточные склоны переходят в Зауральскую равнину. На запад от них расположена Бугульминско-Белебеевская возвышенность.

А. П. Орлов (1873), первый исследовавший сейсмичность этой области, доказал существование землетрясений на Урале — вопреки существовавшему тогда мнению (Гумбольдт), что их там нет. В составленный Орловым и Мушкетовым каталог землетрясений России (1893) вошли и уральские *с 1788 по 1885 годы.* Большое значение имела работа Вейс-Ксенофонтовой и Попова (1940), где всесторонне рассмотрена сейсмичность Урала, дана ее схема и каталог землетрясений *с 1788 по 1939 годы.* Следует упомянуть также карточный каталог Института физики Земли АН СССР — землетрясений Урала с *1693 по 1958 годы.*

Большая часть землетрясений Урала — тектонические. Сейсмических явлений, связанных с вулканической деятельностью, не наблюдается. Несколько землетрясений относятся к обвальным. Они характеризуются малой силой, небольшой площадью распространения и связаны с существованием карстовых пустот в местностях, богатых гипсом (Вейс-Ксенофонтова, Попов, 1940).

Единственная на Урале сейсмическая станция в Свердловске была открыта только в 1913 году. Удаленные сейсмические станции регистрировали лишь немногие достаточно сильные землетрясения. Поэтому пришлось использовать макросейсмические наблюдения. За эпицентр землетрясения при этом принимался пункт наибольшего сотрясения или пункт, в районе которого ощущалось наибольшее сотрясение, так что положение принятого эпицентра было очень приближенным. На основании инструментальных и макросейсмических наблюдений была составлена карта распределения эпицентров уральских землетрясений за *1693—1958 гг.* (рис. 4.5 — *Вставка моя. — Ю. Щ.*). На карту нанесено 43 эпицентра, из них по инструментальным наблюдениям было определено только 3 наиболее сильных, а именно:

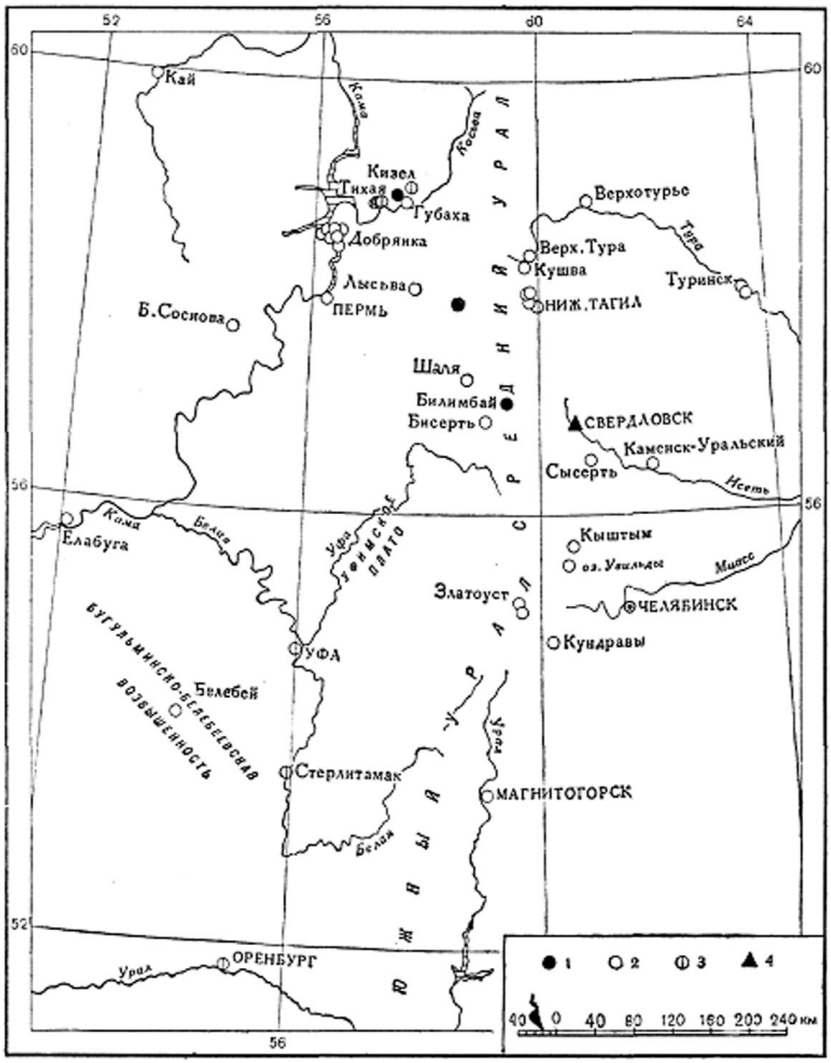


Рис. 4.5. Землетрясения Урала за 1693—1958 гг.:

1 — эпицентры землетрясений, определенные инструментально; 2 — пункты, в которых ощущались тектонические землетрясения; 3 — то же, обвальные; 4 — сейсмическая станция

17.08.1914 года в районе Билимбая, силой 6 баллов; *19.04.1955* года в районе Губахи, силой до 4 баллов и *28.07.1956* года в районе Лысьвы, силой до 5 баллов. Из рисунка видно, что эпицентры распределяются по направлению Уральского хребта, в его средней и южной частях. Возможно, что отсутствие эпицентров на Северном Урале отчасти можно объяснить недостатком сведений о землетрясениях из-за сравнительно малой заселенности этого района.

Особенно выделяется как по силе, так и по частоте землетрясений Средний Урал, главным образом его северная часть, где расположено большинство эпицентров. К наиболее сильным относятся шестибалльное землетрясение *10.07.1892 года* в районе г. Сысерти, Свердловской области, вызвавшее образование трещин в каменных домах, и шестибалльное же землетрясение *17.08.1914 года* в районе Билимбая, вызвавшее падение дымовых труб, растрескивание стен и охватившее Свердловскую и Пермскую области (Вейс-Ксенофонтова, Попов, 1940). К пятибалльным можно отнести следующие землетрясения: *23.05.1798 г.* в районе Перми, ощущавшееся на большой площади (Орлов, 1873); *27.04.1847 года* в районе Кушвы, где в стенах кушвинской церкви образовались трещины (Орлов, 1873); *26.07.1956 года* в районе Лысьвы, Пермской области, имевшее большую площадь распространения (Шимановский, 1957). Эпицентры сосредоточены в районе Нижнего Тагила и Добрянки. С *1788 по 1919 годы* в районе Нижнего Тагила отмечено четыре землетрясения, из них самое сильное было *29.11.1832 года* — 5 баллов (Орлов, 1873). С *1837—1867 гг.* в районе Добрянки произошло семь землетрясений (сильнейшее *26.05.1867 г.* — 5 баллов), охватившее области в 18 км по обоим берегам Камы (Мушкетов, Орлов, 1893).

К обвальным землетрясениям Среднего Урала (рис. 4.6, 4.7 — *вставка моя. — Ю. Щ.*) относятся пермские *1911 года* в долине реки Косьвы, в с. Тихая и соседних с ним селениях, охватившие небольшую площадь. Самый сильный толчок — 4 балла — был в марте и два трех-, четырехбалльных — в ноябре. Причина землетрясений — большие обвалы (карстовые явления). В октябре — декабре *1934 года* в Кизеловском районе ощущались неоднократные толчки; сильнейший из них — 5 баллов — 28 ноября. Наиболее вероятной их причиной было обрушение сводов пустот в связи с горными выработками района (Вейс-Ксенофонтова, Попов, 1940).

Южный Урал менее сейсмичен, чем Средний. Здесь, по каталогам Орлова (1873), Мушкетова и Орлова (1893), Вейс-Ксенофонтовой и Попова (1940), а также по бюллетеням ПЦСК и карточному каталогу ИФЗ — можно выделить следующие землетрясения:

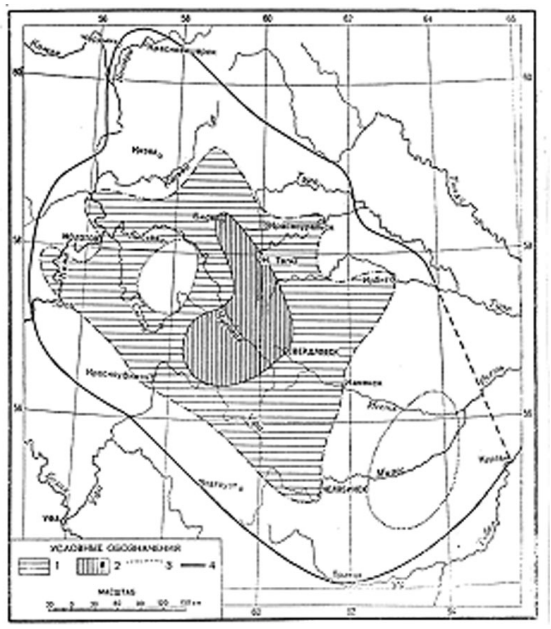


Рис. 4.6. Схема распространения землетрясения 17 VIII.1914 г. (составила З. Г. Вейс-Ксенофонтова и Н. Э. Штеллинг):

1 — зона V—VI баллов; 2 — зона IV баллов; 3 — граница области затухания сейсмических волн; 4 — граница области распространения землетрясений

Рис. 4.7. Схема сейсмичности Урала:

1 — граница зоны V баллов; 2 — район землетрясений силой до VI баллов

1901 г. — в районе Кундравов, 4—5 баллов; *1836 г.* — в районе Кыштыма, 4 балла; *1837 и 1901 гг.* — в районе Златоуста, 3—4 балла.

В Предуралье в *1866—1904 гг.* наблюдалось шесть землетрясений наибольшей силы: *1838 г.* — в районе г. Кая, Кировской области, 4—5 баллов; *1851 г.* — в г. Елабуге, Татарской АССР, 3—4 балла; *1866 г.* — в районе деревни Батырчи, Белебеевского района, Башкирская АССР, 3—4 балла; *1904 г.* — в районе деревни Ерош, Уфимского района, Башкирская АССР, 3—4 балла.

В *1879 г.* в Предуралье, близ деревни Бенсовой, Стерлитамагского района, БашАССР, произошло обвальное землетрясение. После двух подземных толчков на расстоянии 1100 м от деревни образовался провал в форме котла, имеющего в окружности 120 м. Заросший лесом участок стал опускаться, но прежде чем деревья скрылись, заклокотала вода. Удары и шум были слышны только в этой деревне. Второе обвальное землетрясение было в *1885 году* по реке Хлебной, около деревни Шишкиной, вблизи Оренбурга. После сильного гула земля у подножия холма вместе с деревьями была отброшена более чем на 640 м. В середине разбросанных глыб образовалась яма в виде кратера, шириной 13 метров, на дне которой появилась вода. Это связано с размывом в гипсоносных слоях. Подобные провалы в виде воронок можно наблюдать в лесах на крутом берегу реки Уфимки.

Сейсмические явления Урала, происходящие до настоящего времени, указывают на то, что тектоническая, хотя и слабая, жизнь на Урале продолжается» *(А. Я. Левицкая. Землетрясения Урала // Землетрясения в СССР. Изд. АН СССР, 1961. С. 384—386).*

«Характеризуя сейсмичность Восточно-Европейской платформы, обычно указывают на влияние трех сейсмоактивных зон: Альпийской, Фенноскандинавской и Уральской, так как некоторые землетрясения, имеющие эпицентры в этих районах, ощущаются иногда на территории европейской части СССР. Что касается местных землетрясений, не связанных с тектоническими движениями в указанных районах, то установилось мнение, что в центральных районах Русской платформы имеют место лишь землетрясения, вызванные падением метеоритов и главным образом обвалами в карстовых пещерах (Горшков, 1947, 1949; Попов, 1939).

Нами были пересмотрены материалы о сейсмичности рассматриваемого района, содержащиеся в карточном каталоге землетрясений Института физики Земли АН СССР (Карточный каталог ИФЗ)). За истекшие полтора столетия произошло 76 землетрясений. На карте (рис. 4.8 — *Вставка моя. — Ю. Щ.*) нанесены пункты землетрясений наибольшей силы. Каталог составлялся по материалам архивов, сообщениям местной печати, опросным данным и т. д. При таком способе сбора материала поступление сведений из разных мест рассматриваемой территории (кроме малонаселенных северо-восточных и юго-восточных районов) было, очевидно, равновероятно и карта (разумеется в первом приближении) дает достаточно объективное представление о сейсмичности Русской платформы (в пределах СССР) за истекшие полтора столетия. Указанные на карте пункты не всегда являются эпицентрами, но в большинстве своем находятся в районе эпицентра.

За недостатком места каталог всех землетрясений не приводится. Ограничимся описанием наиболее характерных землетрясений. Несколько землетрясений были вызваны падением крупных метеоритов и оползнями; сотрясения при этом ощущались лишь в непосредственной близости от оползней.

Два землетрясения сопровождались провалами, видимыми на земной поверхности; они, несомненно, связаны с обвалами в пещерах. В первых числах *мая 1845 года* в с. Сюкеево наблюдалось следующее: „после легкого сотрясения, сопровождавшегося шумом и треском, все вышли на улицу и с ужасом увидели, что острова на Черном озере, находящемся тут, — не было, да и вода исчезла, а на обнаженном дне зияла страшная пропасть. Через два месяца озеро наполнилось по-прежнему“.

Аналогичное явление произошло в 9 часов утра *14 января 1879 года* в районе дер. Беисово: „После ударов произошел провал в форме котла, имеющего в окружности 60 саженей. Провал в лесу в одной версте от деревни. После второго удара земля с растущими на ней деревьями начала опускаться, но прежде чем вершины деревьев скрылись, заклокотала вода. Деревья были высотой до 14 саженей, но при исследовании глубины провала их не могли достать“.

Из описаний очевидцев этих типично обвальных землетрясений можно сделать вывод, что обвалы в пещерах не вызывают значительных землетрясений, так как, несмотря на совершенно ничтожные расстояния от деревень (в описанных случаях) до мест обвалов и значительные

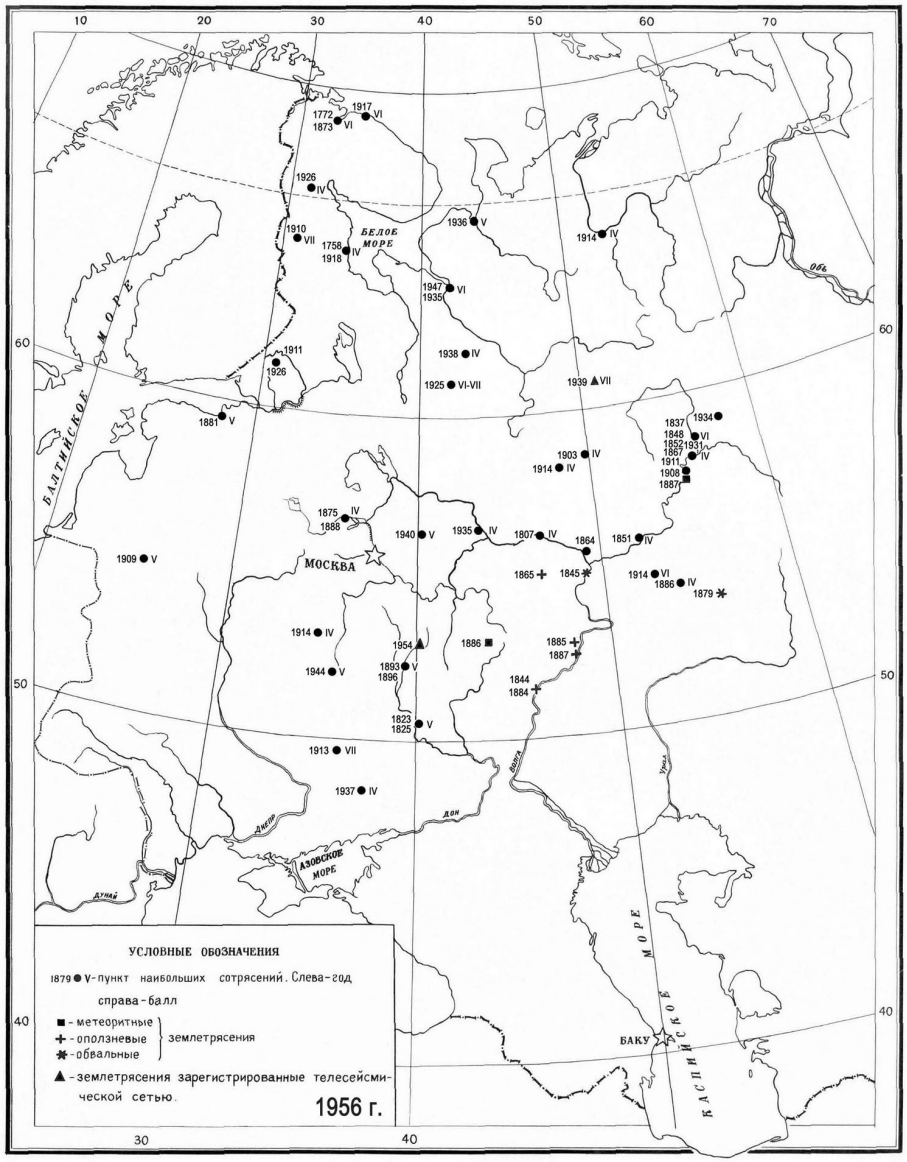


Рис. 4.8. Карта сейсмичности Русской платформы, С. С. Андреев (1956)

размеры пещер (судя по воронкам, в которых они произошли), сила сотрясений не превышала 4 баллов. Это, впрочем, наблюдалось и в других районах. Например, в *марте 1858 года* от горы Медовка (в районе Пятигорска) „оторвалась огромная скала“, однако колебания ощущались лишь на расстоянии до 2—3 км (Райко, 1926).

Большинство землетрясений на Русской платформе имело не только большую силу, но и значительные площади распространения. Приведем несколько примеров.

В *1809 и 1897 гг.* произошли землетрясения, „охватившие всю Вятскую губернию“. В *1833 г.* землетрясение ощущалось на всем Кольском полуострове, особенно сильно на берегах Белого моря.

8/1 1909 г. в районе Вильнюса произошло землетрясение с образованием трещин в земле более 1 км длиной. *30/06 1911 г.* 5-балльное землетрясение охватило все побережье Кандалакшской губы. При землетрясении *20/08 1913 г.* в Купянске наблюдалось падение икон и картин; падали люди. *13/01 1939 г.* произошло землетрясение с большим количеством повторных толчков, ощущавшееся на территории Коми АССР. Особенно сильные колебания наблюдались в Нючпасе и Пыельдино, где при землетрясении упали дымовые трубы. Это землетрясение, а также землетрясение *30/12 1954 г.* были зарегистрированы телесейсмической сетью. Судя по записи, оба они имели очаги на глубине 15—25 км (Бюллетень сейсмической сети СССР, 1939, 1 квартал).

В описаниях остальных землетрясений также указывается на значительные размеры площадей, на которых они ощущались. Это говорит о больших глубинах очагов. То, что землетрясения имели очаги заведомо глубже осадочного чехла и достигали силы в 6—7 баллов, заставляет усомниться в правильности отнесения их к обвальным. Интересно также отметить, что из центральных районов Уфимского плато сведений о землетрясениях не имеется, в то время как район Воронежского поднятия (где карстовых пещер нет) — один из самых сейсмичных на платформе.

Все это говорит о том, что, за исключением небольшого числа землетрясений, связанных с обвалами, оползнями и метеоритами, землетрясения не только Балтийского щита, но и других районов Русской платформы являются тектоническими.

Разумеется, имеющиеся материалы о сейсмичности позволяют выявить лишь самые общие сейсмотектонические связи. При сопоставлении сейсмичности с тектоническими элементами фундамента (рис. 4.9 — *вставка моя. — Ю. Щ.*) обращает на себя внимание повышенная сейсмичность Балтийского щита и Воронежского поднятия по сравнению с остальными участками платформы.

Сейсмичность Балтийского щита обусловлена интенсивным сводовым воздыманием его, сопровождающимся движениями по разлому. Землетрясения в этом районе связаны с подвижками по разломам, ограничивающим Кольский полуостров, Кандалакшский грабен (то же в районе Ладожского озера). Разломы эти, судя по глубинам очагов (полученным западно-европейскими станциями), иногда рассекают всю земную кору. На большую глубину очага указывает значительная площадь распространения землетрясения *30/05 1911 года* на побережье Кандалакшской губы. Землетрясения в Архангельске, вероятно, вызваны теми же причинами.

Значительно меньшая сейсмическая активность наблюдается в районе Воронежского поднятия. Более сейсмична восточная часть, где произошло 10 землетрясений. Ощущались они как толчки, удары силой до 5 баллов. Вероятно, часть землетрясений имела неглубокие очаги, но есть очаги и в базальтовом слое. Землетрясения в этом районе также связаны с подвижками по разломам, часть которых ограничивает поднятие. По Н. И. Николаеву (1949), „в течение четвертичного времени район испытывал, вероятно, неравномерные движения, которые выразились в больших поднятиях восточной части и меньших — в западных участках“. Современная сейсмическая активность показывает, что в настоящее время сохраняется то же соотношение в интенсивности движений восточной и западной части Воронежского поднятия.

Большинство остальных землетрясений произошло в районах региональных валоподобных поднятий. Выше говорилось о значительных глубинах очагов землетрясений в этих районах. Очевидно, что землетрясения, так же как и платформенные складки (Бакиров, 1954), являются отражением движений по расколам в фундаменте. Почти все положительные структуры второго порядка имеют признаки молодых локальных поднятий, они же являются и наиболее сейсмичными. Так, сейсмичны разломы под Вятскими, Краснокамско-Полазненскими и другими поднятиями. Землетрясения в районе Саратовских дислокаций также, вероятно, тектонические, а оползни являются следствием их.

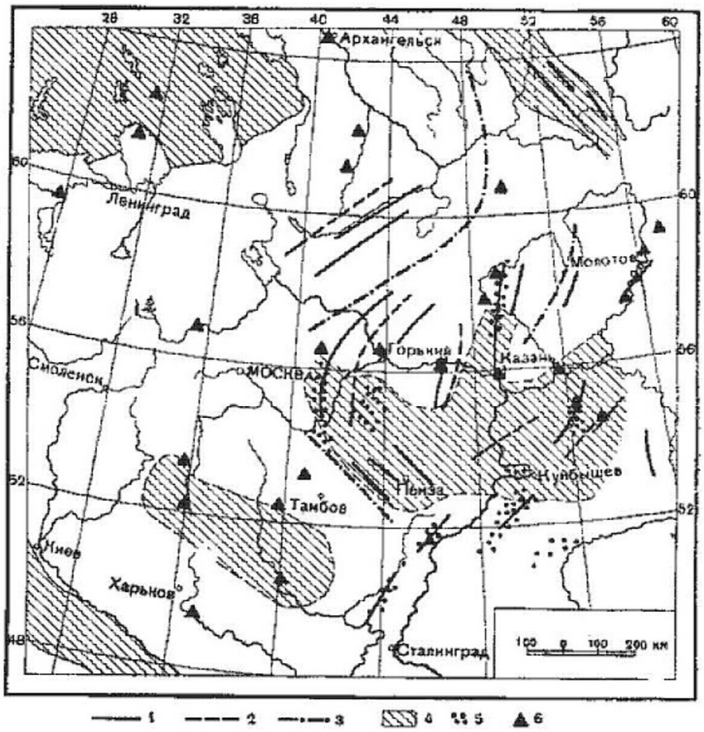


Рис. 4.9. Сопоставление землетрясений с тектоническими элементами Русской платформы, по А. А. Бакирову, и участками молодых локальных поднятий, по Н. И. Николаеву, С. С. Андреев (1956):

1 — региональные валоподобные поднятия; 2 — региональные тектонические прогибы; 3 — осевые зоны синеклиз; 4 — антеклизы; 5 — участки молодых локальных поднятий; 6 — эпицентры землетрясений

Отсутствие землетрясений в центральных участках синеклиз (за исключением молодой Днепрово-Донецкой, где имеются признаки локальных молодых поднятий (Николаев, 1949) позволяет сделать вывод, что сейсмичность на Русской платформе является следствием дифференцированных движений по разломам, разграничивающим области поднятий и опусканий, в пределах которых движения, вероятно, менее интенсивны» *(С. С. Андреев. О сейсмической характеристике Русской платформы // Изв. АН СССР, сер. геоф. 1956. 12).*

«В связи с рассмотренными выше специфическими формами развития платформенных районов непосредственный интерес представляет хотя бы краткая характеристика сейсмической активности изучаемой территории. Основной причиной такой активности, как известно, являются процессы преобразования вещества в верхних оболочках земного шара. Процессы эти в конечном счете определяют тектоническое развитие земной коры — различные формы геотектонеза. Наиболее выразительной формой проявления современных тектонических движений являются землетрясения, непосредственно связанные с образованием новых или обновлением старых тектонических разрывов, вдоль которых происходят вертикальные перемещения соседних участков земной коры.

Интенсивность современной сейсмической активности находится в непосредственной зависимости от интенсивности современных тектонических движений, что достаточно хорошо известно по работам советских и иностранных исследователей. Мы опускаем освещение вопроса о новейших тектонических движениях, т. е. подобных движениях четвертичного времени, с которыми в значительной степени связано создание рельефа современной поверхности Русской платформы, поскольку это потребовало бы специального исследования и привлечения более детального геофизического материала, нежели тот, которым мы располагали. Сошлемся лишь на соответствующие работы И. П. Герасимова, Н. И. Николаева, Ю. А. Мещерякова, С. С. Шульца и др. Отметим, что проявление современных тектонических движений, регистрируемых специальными способами, имеет в ряде случаев непосредственное отражение и на наблюдаемом поле силы тяжести. Примером отчетливо выраженных современных положительных движений на платформе являются поднятия Балтийского и Канадского докембрийских щитов, происходящие с относительно большой скоростью (до 4—5 мм в год) (70). Довольно отчетливо проявляются современные поднятия на Урале, в Прикаспии, на Кавказе и т. д. Вообще же, проявления современных движений, дифференцированных по знаку и интенсивности, — явление повсеместное, о чем свидетельствуют данные специальных повторных нивелировок.

Обратимся к краткой характеристике современной сейсмической активности различных районов Русской платформы (Андреев, 1956; Белоусов, 1954; Горшков, 1947, 1949; Саваренский, 1954).

Предварительно отметим, что в настоящее время на земном шаре наибольшая активность приурочена к областям особо интенсивных современных тектонических движений — в первую очередь к областям молодых альпийских геосинклиналей, к которым относится до 90% известных землетрясений. Остальные 10% таких землетрясений приходятся на платформы со складчатым фундаментом различного возраста.

В пределах Европейской части СССР наибольшая современная сейсмическая активность приурочена к южному обрамлению — районам Карпат, Крыма и Кавказа, т. е. к Альпийской зоне (рис. 4.10 — *вставка моя. — Ю. Щ.*).

Альпийская зона. **К а р п а т ы.** Одной из наиболее молодых горных систем альпийского периода являются Карпаты. В прямой зависимости от интенсивности тектонических движений здесь находится и высокая сейсмическая активность этих районов. Основные современные очаги карпатских землетрясений находятся в зоне поворота дуги Карпат при переходе их в Трансильванские Альпы (Бухарестский узел). Именно здесь расположены очаги многих катастрофических землетрясений силой в 9—10 баллов, глубина которых достигает нескольких десятков, а иногда и сотен километров. Благодаря большой энергии колебаний, выделяющейся в очагах карпатских землетрясений, колебания почвы распространяются в радиусе почти 1500 км (Отзвуки этих землетрясений — в 3—4 балла — иногда ощущаются в Москве).

В южных районах Европейской части СССР, например на юго-западе Украины и на территории Молдавской ССР, во время карпатских землетрясений сила колебаний почвы иногда достигает 6—8 баллов (Попов, 1938).

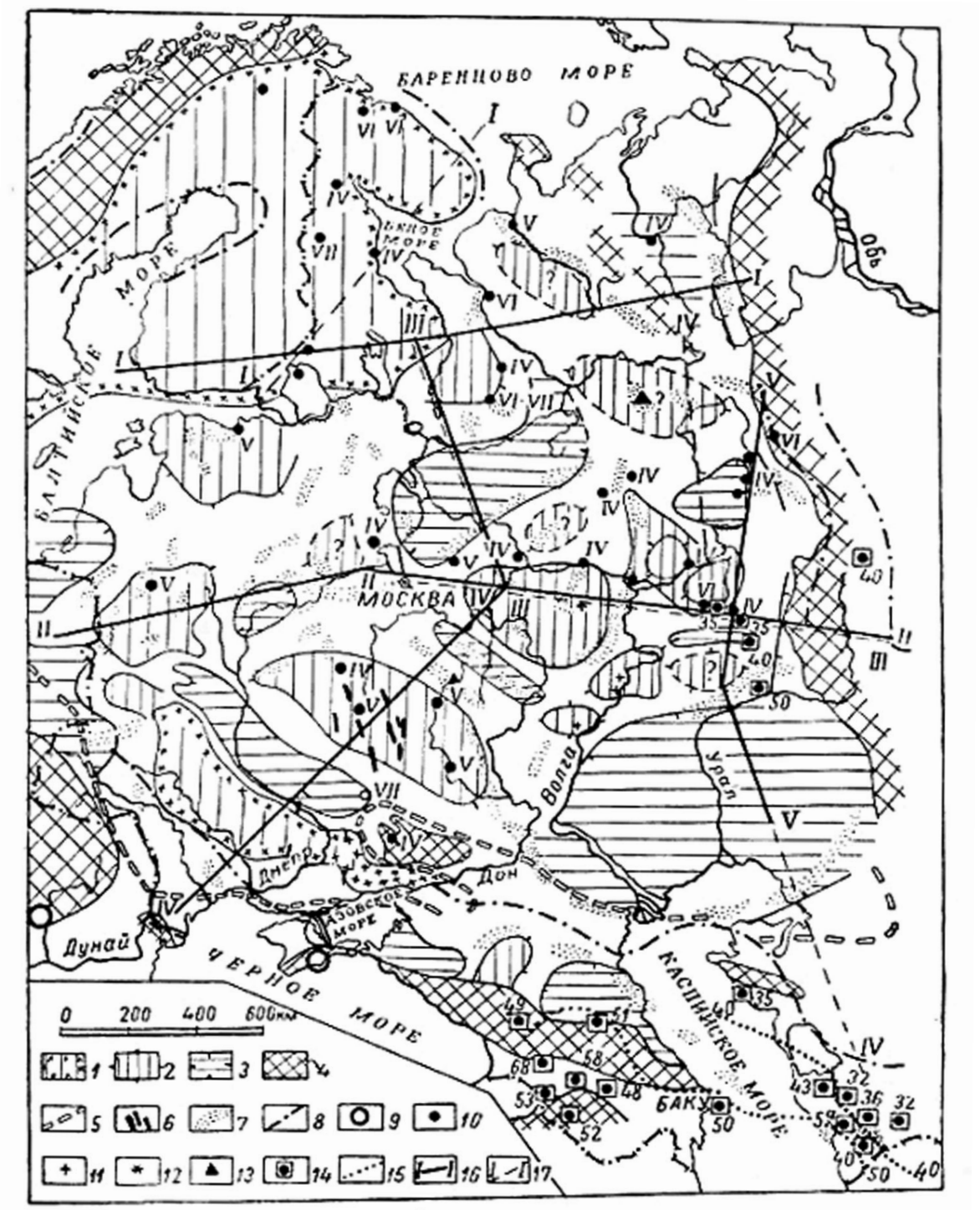


Рис. 4.10. Схема сейсмичности Русской платформы в сопоставлении с крупными элементами геологической структуры и некоторыми элементами аномальных геофизических полей (составил Э. Э. Фотиади; сейсмические данные по работам С. С. Андреева, Г. П. Горшкова, Е. Ф. Саваренского и др.):

1 — области докембрийских щитов; 2 — выступы фундамента (антеклизы); 3 — впадины фундамента (синеклизы); 4 — выходы на поверхность последокембрийских складчатых сооружений; 5 — граница между докембрийским и палеозойским складчатыми комплексами фундамента; 6 — интенсивные магнитные максимумы (КМА, Кривой Рог и др.); 7 — зоны полосовых магнитных максимумов; 8 — граница распространения землетрясений силой более 5 баллов; 9 — некоторые очаги крупных землетрясений в Альпийской зоне (Бухарестский и Крымский узлы); 10 — пункты наибольших сотрясений во внутренних районах Русской платформы (балл); 11 — оползневые землетрясения; 12 — обвальные землетрясения; 13 — землетрясения, зарегистрированные телесейсмической сетью; 14 — пункты, в которых определена толщина земной коры (в км) по записям землетрясений и ГСЗ; 15 — изолинии равной толщины земной коры (км); 16 — примерное расположение схематических разрезов кристаллического фундамента и земной коры по данным расчетов гравитационных аномалий; 17 — проектируемые профили ГСЗ

К р ы м с к и й п-ов. Характерной особенностью крымских землетрясений является чрезвычайная сконцентрированность их очагов по площади, лежащей к югу от Ялты. Глубина этих очагов колеблется от 5 до 40 км, причем они приурочены к очень узкой наклонной зоне, начинающейся на дне моря у континентального склона и круто погружающейся под Крымский полуостров. Сила землетрясений Крыма достигает 6—8 баллов, причем они затрагивают лишь некоторые южные районы Европейской части СССР. Приуроченность эпицентров крымских землетрясений к континентальному склону или суше является характерным для других районов побережья. В центральных частях Черного моря очагов землетрясений не устанавливается.

К а в к а з. В пределах кавказской геосинклинальной области в настоящее время землетрясения преобладают в Закавказье (до 7, редко до 8—9 баллов). Подавляющее же большинство землетрясений Кавказа достигает только 3—4 баллов. В большинстве случаев эпицентры землетрясений расположены на глубине первых 10 км, редко достигая 20—40 км и более. Землетрясения Кавказа большей частью имеют тектонический характер; их очаги тяготеют к участкам с проявлением явных тектонических движений. Особенность кавказских землетрясений, во-первых, та, что ни одно из известных здесь землетрясений не выходило за пределы Кавказа и, во-вторых, землетрясения здесь часто имеют несколько одновременно действующих очагов. Общая напряженность сейсмотектонического процесса на Кавказе ниже, чем в горных районах Средней Азии, но значительно выше, чем в Крыму.

На схеме (рис. 4.10 — *вставка моя. — Ю. Щ.*) видно, что северная граница распространения землетрясений Альпийской зоны силой в 5 баллов проходит примерно через Львов, Присивашье, Сальские степи, северный Каспий и Каракумы.

Уральская зона. Проявления современной сейсмической активности на Урале развиты слабо. Наибольшая интенсивность явно тектонических землетрясений здесь не превышает 5—6 баллов, причем они приурочены главным образом к Среднему Уралу и связаны с вертикальными перемещениями отдельных участков хребта. Наряду с тектоническими землетрясениями на Урале известно довольно много землетрясений карстово-обвального типа (Горшков, 1947).

Фенноскандинавская зона. В целом сейсмичность Скандинавии, Финляндии, Кольского п-ова и северной Карелии явно превышена и обусловлена интенсивным послеледниковым поднятием этой территории. Известные землетрясения на Скандинавском п-ове (в Норвегии их зарегистрировано 700, в Швеции более 500) и в Финляндии (более 300) приурочены главным образом к их периферийным частям и связаны с процессами послеледникового поднятия и раскалывания, в том числе с активизацией древних расколов — швов и движений по ним крупных блоков.

В Норвегии и юго-западной Швеции выделяется довольно значительная площадь с повышенной сейсмической активностью (так называемые районы Вестландет на юго-западном побережье Норвегии и Ослованер на юге Норвегии и Швеции). В средней Норвегии по побережью Норвежского моря выделяется зона повышенной сейсмичности (Нордландет). Подобная же зона приурочена к северной половине Ботнического залива и охватывает частично финскую Лапландию (Magnusson, 1949).

Очевидная связь сейсмической активности с современными тектоническими движениями имеется в районах Кольского п-ова и Северной Карелии. Именно с подвижками по разломам, ограничивающим Кольский п-ов, а также грабены Белого моря, Кандалакшского залива и Ладожского озера, связаны отмечавшиеся здесь землетрясения. В северо-восточной и юго-восточной частях внутри карельского блока археид установлены очаги землетрясений, приуроченные к зонам разломов, ограничивающих этот блок. Судя по глубинам некоторых очагов землетрясений Кольского п-ова и Северной Карелии, такие разломы нередко пересекают всю земную кору. По-видимому, подобные же причины имеют землетрясения Архангельска и в устье реки Мезень (рис. 4.10, 4.11 — *вставка моя. — Ю. Щ.*).

Внутренние районы Русской платформы. Эти районы до последнего времени считались в основном асейсмичными. Зарегистрированные здесь случаи сотрясений почвы рассматривались либо как отголоски крупных землетрясений, эпицентры которых находятся в южной сейсмически активной зоне, главным образом в Бухарестском узле на Карпатах, либо как оползневые или вызванные местными причинами (обвальные или карстовые землетрясения), либо, наконец, как обусловленные падением крупных метеоритов (Горшков, 1947, 1949).

В настоящее время в литературе появились сведения, опротестовывающие подобное поголовное отрицание тектонических причин землетрясений, отмечающихся во внутренних районах Русской платформы (Андреев, 1956).

Устанавливается, что помимо перечисленных выше причин, ряд землетрясений, несомненно, имеет тектоническую природу. В последние годы телесейсмической сетью зарегистрированы землетрясения силой до 6—7 баллов, очаги которых находятся на глубине 15—25 км, причем землетрясения эти ощущались на довольно значительных площадях. (Указанные на карте пункты не всегда являются эпицентрами зарегистрированных землетрясений, но могут находиться поблизости) (см. рис. 4.10 — *вставка моя. — Ю. Щ.*).

С. С. Андреев, на опубликованные данные которого мы ссылаемся, проведя соответствующее сопоставление примерного расположения землетрясений во внутренних районах Русской платформы с крупными структурными элементами, пришел к выводу, что устанавливаемая сейсмическая активность является следствием дифференцированных движений блоков фундамента по разломам, разграничивающим области поднятий и опусканий (Андреев, 1956).

На рис. 4.10 приведены данные о сейсмической активности Европейской части СССР, сопоставленные со структурно-тектоническим расчленением и расположением ряда магнитных полосовых максимумов.

Опуская уже приводившиеся пояснения о трех сейсмически активных зонах — Альпийской, Уральской и Фенноскандинавской, остановимся лишь на внутренних районах Русской платформы.

1. Более сейсмичной является восточная половина этой территории, к которой приурочено большее число зарегистрированных землетрясений.

2. Большинство пунктов сотрясений приурочено к крупным положительным структурным элементам (выступам — антеклизам), причем, как их сводовым, так и периферийным частям: к Воронежскому массиву, особенно его северной части, в меньшей степени, эти явления установлены на Белорусско-Литовском массиве, Токмовском и Татарском выступах, а также на некоторых предполагаемых выступах, как Кулой-Пинежском и Сысольско-Верхнекамском и др. Особого внимания заслуживает землетрясение в пределах последнего выступа *(1939 года),* а также землетрясение к северу от Тамбова

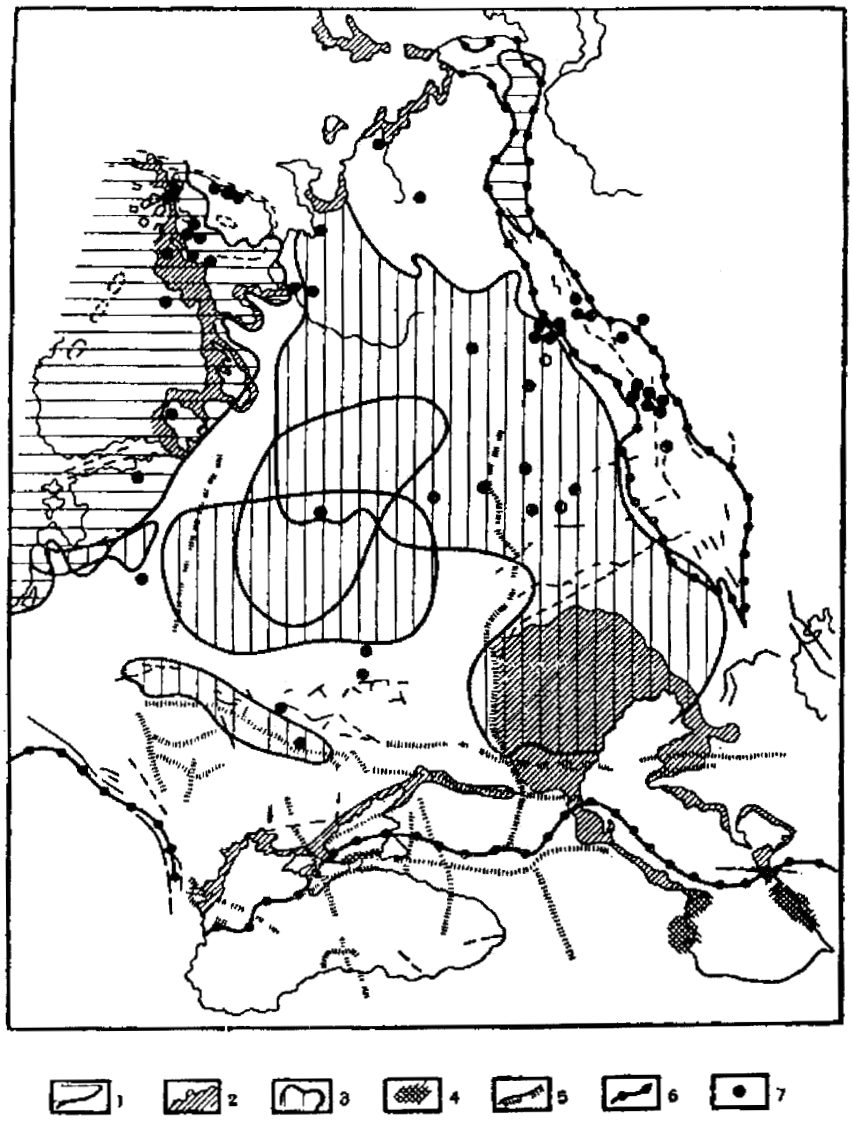


Рис. 4.11. Схема распространения компонентов современных движений европейской территории СССР (по Н. И. Николаеву):

1 — зона проявления голоценовых гляциоизостатических движений, связанных с верхнечетвертичным движением; 2 — зона возможных проявлений эндогенных процессов; 3 — зона возможных движений, связанных с голоценовыми породами разного возраста (без орогенных областей); 4 — зоны возможных движений, связанных с пластичным перемещением глинистых пород; 5 — установленные и предполагаемые разрывные нарушения разных типов и флексуры; 6 — границы крупных геоструктурных областей, отражающих проявление разных типов неотектонических движений; 7 — очаги некоторых землетрясений

(*1954 года*), зарегистрированные телесейсмической сетью, очаги которых находились на глубине 15—25 км. Предполагается, что часть землетрясений, считающихся оползневыми, например, в пределах зоны Саратовских поднятий или в Хвалынской части Жигулевско-Пугачевского выступа, в своей основе, возможно, имеет также тектонические причины.

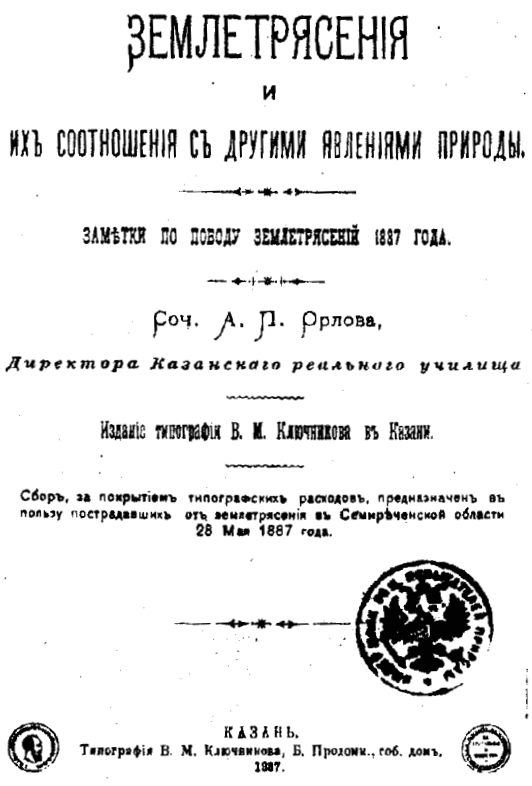
3. Весьма существенно, что подавляющая часть пунктов землетрясений приурочена непосредственно или явно тяготеет к зонам магнитных максимумов и рассматривается как отражение разломных дислокаций в фундаменте. В ряде случаев установлено, что подобные зоны соответствуют также участкам молодых (четвертичного времени) поднятий.

4. Часть землетрясений, зарегистрированных во внутренних районах Русской платформы, имеет неглубокие очаги. Для другой их части, очаги явно приурочены к базальтовому слою (например, для отмечавшихся землетрясений, зарегистрированных телесейсмической сетью).

5. Во внутренних частях крупных впадин не зарегистрировано землетрясений.

Приведенные данные во многих случаях свидетельствуют о тесной связи сейсмической активности внутренних районов Русской платформы со специфическими формами ее тектонического развития — расколами и разломами фундамента и с движениями по ним его отдельных блоков. Принимая во внимание обсуждавшиеся в предыдущих главах соотношения между элементами геомагнитного и гравитационного аномальных полей, структурой фундамента и строением глубинных частей земной коры, а также рассмотренные данные о сейсмической активности различных районов Русской платформы, выясняется несомненная взаимосвязь всех перечисленных явлений и намечаются определенные возможности их совместного истолкования» *(Э. Э. Фотиади. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. Изд. Гостоптехиздат, 1958. С. 213—219).*

Историю становления сейсмологических наблюдений на территории Европейской России можно проиллюстрировать некоторыми фотографиями и документами (рис. 4.12—4.18).



ЗЕМЛЕТРЯСЕНІЯ

и

ИХЪ СООТНОШЕНІЯ СЪ ДРУГИМИ ЯВЛЕНІЯМИ ПРИРОДЫ.

ЗАМѢТКИ ПО ПОВОДУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНІЙ 1887 ГОДА.

Проч. А. П. Орлова,

Директора Казанскаго реальнаго училища

Изданіе типографіи В. М. Ключникова въ Казани.

Сборъ, за покрытіемъ типографскихъ расходовъ, предназначенъ въ пользу пострадавшихъ отъ землетрясенія въ Семирѣченской области 28 Мая 1887 года.

КАЗАНЬ.
Типографія В. М. Ключникова, Б. Проломн., соб. домъ.
1887.

Рис. 4.12. На фотоснимке — Алексей Петрович Орлов (1840—1889). Состоял учителем гимназии в Перми, Сарагуле, Иркутске, затем директором Казанского реального училища (1873—1887 гг.). Автор, совместно с И. В. Мушкетовым, каталога России (издания 1883 г.). Изобрел сейсмограф. Фотография А. П. Орлова и текст из фототеки Г. П. Горшкова. Титульный лист книги А. П. Орлова «Землетрясения и их соотношения с другими явлениями природы», 1887 г.

РУКОВОДСТВА И НАУЧНЫЕ ПОСОБИЯ ДЛЯ ВЫСШЕЙ ШКОЛЫ

И. В. МУШКЕТОВ

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Том I

ОБЩИЕ СВОЙСТВА И СОСТАВ ЗЕМЛИ

ВУЛКАНИЗМ. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ. ТЕКТОНИКА

ИЗДАНИЕ 3-е

с 650 рис. в тексте

ПЕРЕРАБОТАЛ И ДОПОЛНИЛ

Д. И. МУШКЕТОВ

Проф. Горного Института и Института Инженеров Путей Сообщения

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД
1924

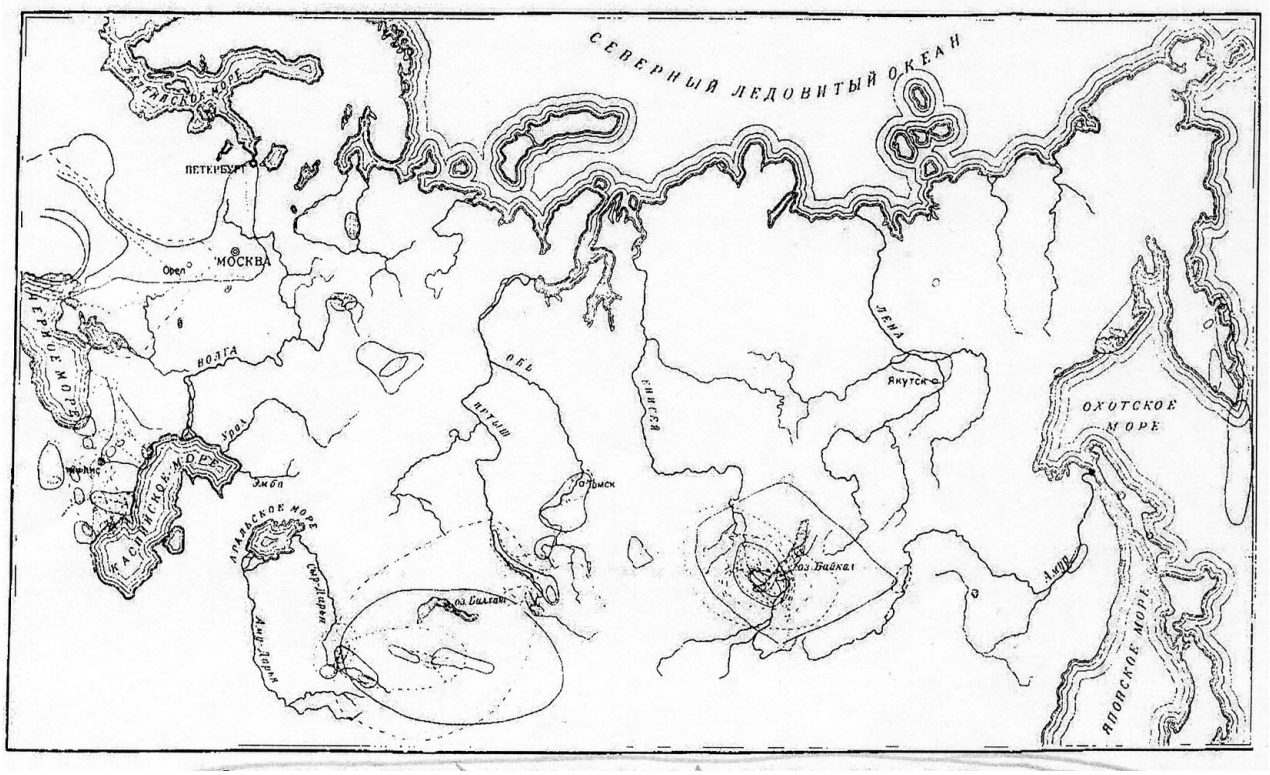


Рис. 4.13. На фотоснимке — Иван Васильевич Мушкетов (1850—1902). На рисунке — титульный лист одного из изданий самой известной его книги «Физическая геология». Первая схематическая карта распространения землетрясений в России (по карте А. П. Орлова 1880 г. и И. В. Мушкетова — 1890 г.)

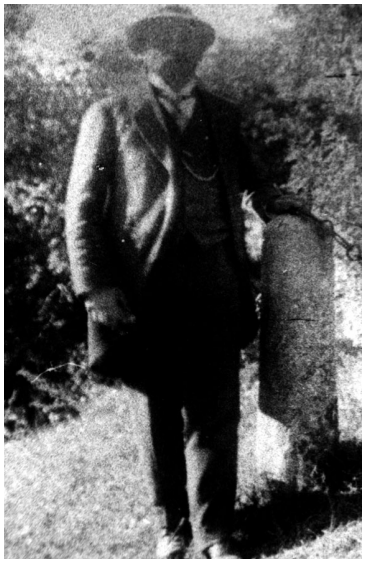
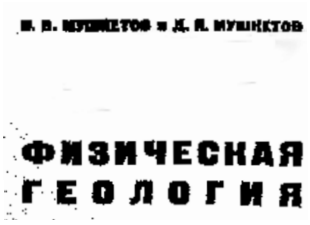


Рис. 4.14. На фотоснимках: академик Борис Борисович Голицын, Иван Иванович Вилип, профессор, заведующий кафедрой университета в Тарту, Эстония, затем С.-Петербург, Пулково. На правом фотоснимке: слева направо — К. А. Днепровская, В. С. Мошкова, Н. А. Линден, А. Я. Левицкая, И. К. Бобр, И. И. Вилип. Фотографии и подписи к ним — из фототеки Г. П. Горшкова

Рис. 4.15. Сейсмическая станция «Пулково». Здание сооружено в 1953—1956 гг. Бюст академика Б. Б. Голицына, скульптор Н. Кочуков (Ленинград), установлен в 1965 году. На здании мемориальная доска с текстом Е. Ф. Саваренского: «Здесь, на сейсмической станции „Пулково“, с 1906 по 1916 г. работал ее основатель, выдающийся русский физик, один из основоположников сейсмологии, академик Борис Борисович Голицын». У дверей стоит В. В. Кочетов, с июня 1984 г. он старший геофизик и заведующий станцией; до него много лет заведовала станцией А. П. Лазарева, мать В. В. Кочетова. Фото А. А. Михайлова, 1973 г. (Фотоснимок и подпись к нему — из фототеки Г. П. Горшкова)



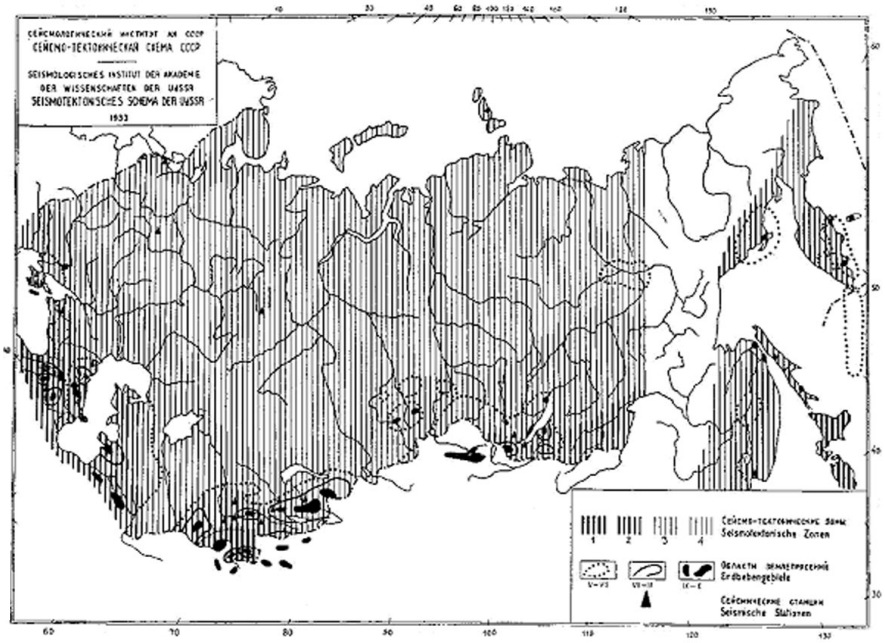
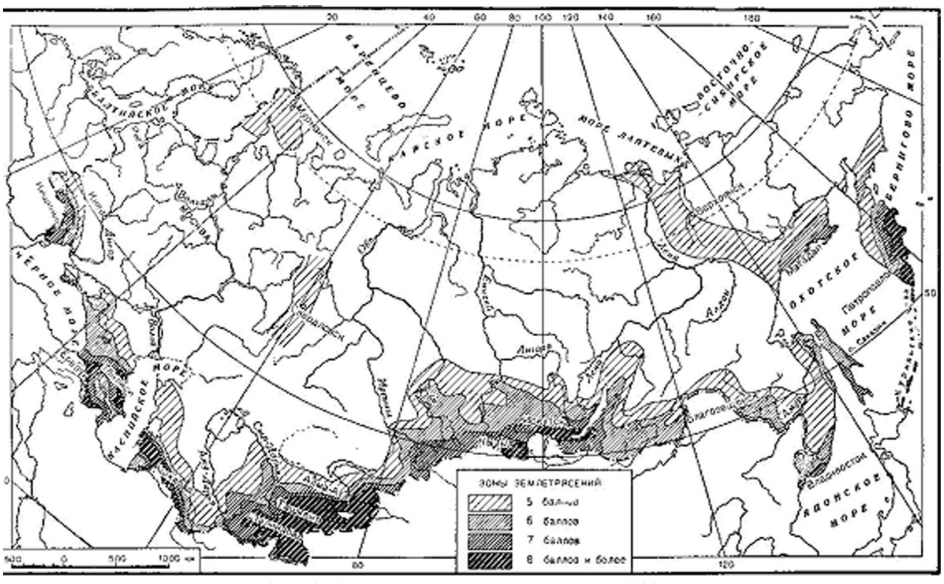


Рис. 4.16. На фотоснимке — Дмитрий Иванович Мушкетов (1882—1938). На рисунке показан титульный лист последнего издания книги «Физическая геология», дополненного Д. И. Мушкетовым. Справа — первая сейсмо-тектоническая карта территории СССР, составленная Д. И. Мушкетовым в 1933 г.



Сейсмическое районирование территории СССР

Рис. 4.17. На фотоснимке — Георгий Петрович Горшков (1909—1984), сотрудник, ученик и последователь Д. И. Мушкетова. На рисунке показаны: обложка первой сводки «Землетрясения на территории Советского Союза», 1949 г. и первая карта сейсмического районирования территории СССР

Рис. 4.18. Первые заведующие сейсмической станцией «Пулково» – К. А. Днепровская (1889–1943) и А. П. Лазарева (1917–1999) и сейсмической станцией «Свердловск» – З. Г. Вейс-Ксенофонтова (1888–1961) и И. К. Силина (1933 г.р.). Первый заведующий сейсмической станцией «Апатиты» Г. Д. Панасенко (1921–1998). Первый заведующий сейсмической станцией «Москва» Е. Ф. Саваренский (1911–1980) и первый директор Центральной сейсмической обсерватории «Обнинск» И. И. Попов (1905–1984). Все фотоснимки из фототеки Г. П. Горшкова

4.4. «ЖИВАЯ» ТЕКТОНИКА ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ – ОСНОВА ДЛЯ МОНИТОРИНГА ИЗМЕНЯЮЩЕЙСЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Обсуждаемые проблемы относятся в значительной мере к категории «новых из старых» аналогичного содержания. Известны и нерешенные вопросы.

1. Насколько представительно разновозрастные структуры верхней коры, более или менее доступные прямым наблюдениям и прикладному использованию (назовем их условно приповерхностными), отражают структуры более глубоких слоев литосферы и происходящие в них процессы, которые мы изучаем на основании анализа физических полей, проявлений сейсмичности и магматических образований?

2. Насколько консервативны структуры разных глубинных уровней литосферы, чтобы их можно было соотнести с верхнекоровыми образованиями докембрия, палеозоя, мезозоя или кайнозоя и с их помощью объяснять природу тех и других и создавать сценарии (прогноз) будущих процессов и явлений? Говоря иначе, сохраняются ли в глубинных слоях литосферы реликты древних структур? И если сохраняются, то в какой мере? Или из-за пластичности и текучести этих слоев в них представлены только молодые структуры, а вся история литосферы сохранена лишь в верхнекоровом, собственно геологическом слое?

Однозначного ответа на эти вопросы нет. Обычны сопоставления разновозрастных геологических формаций (возраста от архейского до четвертичного) с глубинными структурами и их свойствами. Допускается, что структуры глубинных слоев литосферы достаточно консервативны и удерживаются в течение всей истории формирования коры, несмотря на смену весьма

различных эндогенных режимов и геодинамических условий. Достаточно указать на крупнейшее различие условий докембрия (когда были образованы формации, ставшие основанием платформы) и фанерозоя (с господством собственно платформенных условий). Но так ли это?

Однако многочисленные факты свидетельствуют о неоднократных крупных перестройках структурного плана платформы. Очевидно, что эти перестройки не ограничивались верхнекоровым слоем (10—15 км). Они затрагивали, а точнее — они были инициированы процессами и вещественно-структурными преобразованиями в более глубоких частях земной коры и верхней мантии. Известно, что структура глубинных слоев современных (неотектонических) горных областей является молодой и в большей мере их литосфера отвечает позднекайнозойскому горообразованию (например, Тянь-Шань, Алтай, Саяны и др.). Имеются основания распространить этот вывод и на платформенные области. В этом отношении достаточно показателен свод Балтийского щита, а именно, его неоднократные крупномасштабные погружения под нагрузкой ледниковых покровов с последующим подъемом при снятии этой нагрузки, которые происходили в течение сравнительно короткого четвертичного периода. Столь значительные колебания земной коры связаны с интенсивным перераспределением глубинного вещества на уровнях астеносферы и более высоких слоев верхней мантии и нижней — средней коры. Таким образом, структуры последних (по крайней мере, рельеф некоторых глубинных границ и толщина слоев) могут быть совсем молодыми. Это означает, что кора платформы, по крайней мере в ее низах, молодая, а возраст коры в целом для разных регионов платформы может быть различным и более молодым, чем было принято считать ранее. Из вышесказанного следует, что рассматриваемая проблема требует дальнейшего внимательного рассмотрения, чтобы повысить надежность структурно-геодинамических и палеотектонических реконструкций.

Серьезные проблемы связаны с изучением малых или, точнее, отдельных платформенных структур. Знания об их природе и современной подвижности представляют не только научный, но и значительный практический интерес, потому что в их пределах могут располагаться и ансамбли локальных нефтегазоносных форм (Русская платформа) и месторождения-гиганты (Западная и Восточная Сибирь). Месторождения твердых полезных ископаемых (например, алмазоносные структуры Севера Европейской и Сибирской России) также вписываются в контуры такого рода структур. В ряде случаев они тектонически подвижны и сейсмически активны. Энергия землетрясений не столь велика, как в горных регионах, но ее проявления и в платформенных регионах часто весьма нежелательны. Хотя и слабая, но непрерывная подвижность среды порождает устойчивую проницаемость структур для газов и флюидов, в том числе углеводородов. В местах глубокого захоронения радиоактивных и других опасных промышленных отходов в локальных отработанных структурах может происходить расконсервация казалось бы геологически надежных изолированных структур (хранилищ). Поэтому современные геодинамические процессы могут сопровождаться нежелательными экологическими и техногенными последствиями. В связи с этим большую актуальность имеет задача пространственной локализации объемов геологической среды, где на фоне даже слабой тектонической активности имеются условия для концентрации дополнительных напряжений и их разрядки в виде аномальных деформаций или разрушений среды, других нежелательных явлений.

Развивается идея наших знаменитых предшественников (см. раздел выше) о структурно-геодинамической связи платформы со смежными горно-складчатыми областями. Такая динамическая система «ороген — платформа» позволяет правильно понимать и более обстоятельно изучать структурные особенности разнородных элементов среды, закономерности их пространственного положения и напряженно-деформированного состояния. Например, давние сейсмические события в Западной Сибири (гг. Камень-на-Оби, Кузнецк и др.) трудно объяснимы традиционными сейсмотектоническими гипотезами. Недавние землетрясения в Алтае-Саянской области и сейсмический отклик среды на них в Кузнецком периорогене — тому подтверждение. Концентрация горнорудных и других промышленных объектов в регионе диктует необходимость проведения детальных глубинных исследований для оценки потенциальной сейсмической и других геологических опасностей, влекущих негативные экологические и техногенные проявления.

Изучение активных разломов занимает ведущее место в проблеме строения и живой тектоники земной коры. Следует обратить внимание на необходимость настороженного отношения к изобильной информации о разломах на платформах. Во многих случаях в доказательной части таких построений находится либо «идея-фикс», либо использована информация

исключительно о линеаментах, либо тектоническая (разрывная) интерпретация прямолинейных и относительно высокоградиентных элементов рельефа, либо только кинематические модели, реже — построения на эволюционной геологической основе. Впрочем, сказанное относится к новейшей и современной геодинамике в целом. Детальные неотектонические решения еще редки и требуют серьезной подготовки, в том числе и знаний по стратиграфии молодых отложений.

В проблемных направлениях важное значение имеет изучение активных экзогенных факторов, которые вместе с эндогенными процессами (пусть весьма медленными и внешне неприметными) создают предпосылки для масштабных и локальных процессов карстообразования (например, Пермское Предуралье) или же оползневых проявлений (например, на юге и востоке Европейской России). Не следует ни переоценивать, ни недооценивать роль разнородных активных процессов на платформе, однако очевидно, что в первую очередь они развиваются в зонах с «живой» тектоникой. Ярким примером структур такого типа в геологии принято считать, например, Жигулевские и другие дислокации Поволжья, начало изучения которых положено А. П. Карпинским, А. П. Павловым, Е. В. Милановским еще в 80-е годы XIX в.

Из других актуальных вопросов живой тектоники платформ, остающихся для дальнейшего изучения и обсуждения, отметим следующие:

1. Взаимодействие осадочного чехла и фундамента (бытующие представления и новые решения).

2. Взаимодействие новейших структур осадочного чехла и фундамента с глубинными структурами (неоднородностями) земной коры на ее разных глубинных срезах.

3. Степень участия древних образований в последующих тектонических событиях фанерозоя, новейшего (позднекайнозойского) времени и современности.

4. Характер проявления новейших структурных форм в древних образованиях, в том числе погребенных под осадочным чехлом.

5. Глубинность и природа неотектонических структур разных рангов. Неотектонические структуры, возможно, имеют различную глубину в зависимости от условий и механизмов деформаций коры в целом или отдельных ее слоев, от типа формирующихся структур чехла и фундамента.

6. Глубинные процессы в литосфере могут вызвать:

• хрупко-пластические деформации в верхней коре и соответствующие кинематические типы структур;

• вязко-пластические деформации в средней и нижней коре как необходимое условие для формирования структур фундамента и осадочного чехла;

• подкоровые течения вещества в результате региональных глубинных процессов и деформаций литосферы, в том числе в условиях динамического воздействия на платформу со стороны альпийского орогена;

• аномальный глубинный тепловой поток — как одна из возможных причин формирования глубоких впадин, в особенности по окраинам платформы, а также зон разуплотнения и течения в фундаменте.

7. Структурно-динамическая дисгармония и тектоническая расслоенность земной коры и верхней мантии — самое яркое доказательство тектонической активности тектоносферы, т. е. той части коры и верхней мантии, где в течение геологического времени и ныне разыгрываются различные геодинамические сценарии. С уверенностью можно говорить о разноэтажной тектонике литосферы вообще, изучаемой Восточно-Европейской платформенной области — в частности. В коре такая расслоенность и разноэтажность установлены по результатам бурения глубоких и сверхглубоких скважин. Для верхней мантии наиболее интересен глубинный срез 70—100 км с аномальными процессами (разогрев, плавление), провоцирующими внутрикоровые процессы в холодной коре. Пример — низкоскоростная неоднородность в подкоровой литосфере юго-западной части Восточно-Европейской платформы, протягивающейся в диагональном (ЮЗ-СВ) направлении от румынских Восточных Карпат далеко вглубь платформы.

8. Вероятнее всего, в строении земной коры и верхней мантии наиболее четко выражены структуры новейшего этапа развития. Морфологические элементы геологической среды четвертичного возраста (т. е. самые молодые) еще не успели «выразиться» в строении коры и верхней мантии.

9. Механизм передачи тектонических усилий в глубинных структурах коры платформы от орогенов реализуется, в том числе, и по структурным направлениям субмеридионального направления (от Кавказа, по сравнению с диагональным направлением от Карпат).

Осталось еще много других вопросов:

• Почему структуры новейшей и современной платформенной тектоники не хуже (порой — лучше) узнаются в контурах глубинных структур земной коры и верхней мантии, нежели в геологической ситуации на дневной поверхности?

• В чем заключаются особенности проявления молодой тектоники Восточно-Европейской платформы по сравнению с другими платформами Северной Евразии?

• Гляциотектоника и какова возможная связь с эндогенной геодинамикой.

• Каковы проявления молодой тектоники в геофизических полях?

Решение перечисленных вопросов, наряду с выяснением проблем динамической геологии, приблизит нас к реализации задач прикладной геологии и геофизики. Некоторые из важных вопросов можно задать сейчас же, но уже для другой цели:

• Какова роль альпийской тектоники в обновлении фанерозойской нефти в пределах Восточно-Европейской платформы?

• Каков механизм динамического влияния глубинных структур и процессов на условия миграции и перераспределение флюидных и углеводородных залежей? Какова при этом роль новейшей и современной живой тектоники?

• Каким образом ледниковые процессы и образования могли влиять на условия сохранения или деструкции нефтяных залежей в осадочном чехле и твердых полезных ископаемых в коре?

• Какова роль активных тектонических процессов в воспроизводстве месторождений?

4.5. ИССЛЕДОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ГЛУБИННОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ДИНАМИКИ ЛИТОСФЕРЫ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ЗАДАЧАМ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ПРИРОДНЫМИ ПРОЦЕССАМИ

Перечисленные проблемы и вопросы нуждаются в иллюстрациях, которые покажут, как выглядит геологическая среда в глубинных срезах тектоносферы Восточно-Европейской платформы и каково ее динамическое состояние, наконец, каковы физические параметры среды, подтверждающие правомерность высказанных соображений разной степени достоверности. И главное — каким образом следует учитывать реальные разноглубинные неоднородности среды при размещении сети наблюдений или же при регистрации геолого-геофизических явлений в условиях стационарных наблюдений? Положительный опыт таких исследований по учету глубинных неоднородностей среды в задаче минимизации ошибок при определении места ядерных взрывов накоплен, в том числе при совместных работах с американскими специалистами. Попытаемся пополнить этот опыт новыми решениями. Сделаем это сначала для платформы в целом.

4.5.1. Общие особенности строения коры и мантии

Европейская Россия, именуемая в геологической литературе Восточно-Европейской платформой, чрезвычайно гетерогенна по глубинному строению. Поднятия кристаллического высокоскоростного фундамента — Балтийский щит (Кольский полуостров), Тиманский кряж, Уральские горы — чередуются с впадинами — Мезенской, Печорской, Московской, Предуральской, заполненными относительно (кристаллических пород) рыхлыми осадочными образованиями с низкими значениями упругих волн.

Такая же скоростная неоднородность, как и в верхних 5—10 км, прослеживается и на больших глубинах, вплоть до поверхности Мохоровичича (40—50 км) и даже глубже — в пределах верхней мантии.

Кроме того, структура Восточно-Европейской платформы осложнена многочисленными разломами, которые также могут осложнять волновые поля, влиять (наряду с осадочным чехлом) на показатели анизотропии (структурной) сейсмических волн, на их затухание и путь.

Не будет лишним напомнить, что европейская часть России в тектоническом отношении очень подвижна, в том числе и на современном этапе геологического развития. Об этом свидетельствуют землетрясения исторического прошлого и современные сотрясения.

Сейсмическая информация получена в процессе проведения региональных работ с использованием больших и промышленных взрывов — химических и ядерных (в мирных целях). Скоростные разрезы в геофизических исследованиях обычно четко привязаны на местности в системе геофизических координат и для наших задач обладают достаточной представительностью и детальностью.

Все материалы, изложенные в авторской редакции, содержат опубликованные в специальной литературе данные. Последние хранятся на бумажных и твердых (электронных) носителях, периодически дополняются и уточняются.

Разноэтажная глубинная тектоника Восточно-Европейской платформы. Генезис современных тектонических процессов не может быть понят в отрыве от изучения геодинамической ситуации в литосфере и верхней мантии. Все большее признание получают представления о значительной глубине геодинамических процессов, приводящих к деформированию жесткой литосферы и сопровождающихся сильными землетрясениями.

Отправными для этой части работы стали замечательные идеи В. В. Белоусова (1962):

- Процессы, вызывающие волнообразные колебательные движения и в геосинклиналях, и на платформах. Происходят на разных глубинах в недрах Земли, и их суммирование осуществляется, когда два процесса — геосинклинальный и платформенный — развиваются друг над другом, в двух этажах.
- В процессе развития колебательных движений земной коры наблюдаются некоторые особенности их, указывающие на существование взаимной зависимости между рядом расположенными геосинклиналями и платформами.
- Основная делимость земной коры является причиной механической неоднородности земной коры. Проблема первичных разломов настоятельно требует изучения на основе тщательного регионального и исторического анализа.
- Более глубокие процессы происходят и под платформами, и под геосинклиналями, но в последних прибавляются движения, связанные с более близким к поверхности источником, более активным и контрастным. Эти более интенсивные движения затмевают более спокойные и более глубинные движения, сквозь которые последние только «просвечиваются».

Эта точка зрения позволяет приблизиться к пониманию внутреннего механизма перехода от геосинклинальных условий к платформенным. Он состоит в отмирании процессов верхнего этажа, при продолжении процесса нижнего этажа. Поскольку маскирующее влияние первых снимается, получают возможность непосредственно сказываться более глубинные, приводящие к более спокойным и плавным движениям земной коры (В. В. Белоусов, 1962).

Невозможно перечислить всех геологов, в той или иной степени коснувшихся этой проблемы, однако необходимо назвать тех, кто был у истоков проблемы, — это А. П. Карпинский (1893, 1894, 1919), А. П. Павлов (1897), Э. Арган (1925), Д. И. Мушкетов (1935), С. Н. Бубнов (1935), М. М. Тетяев (1938), А. Д. Архангельский (1940), Н. С. Шатский (1948), В. Е. Хаин (1954) и другие исследователи.

Из исследователей другого поколения геологов наиболее близок к обсуждаемой нами проблеме А. В. Чекунов (1984, 1986). По его мнению, неоднородность строения, состава и физического состояния тектоносферы является ее важнейшей особенностью. По существу, тектоносфера представляет собой область проявления и суперпозиции самых различных по природе, масштабу, скорости действия физических и химических процессов, нацело состоит из создаваемых ими неоднородностей. Это множество, однако, внутренне управляемо, и в нем существует порядок, генетическая взаимосвязь и иерархическая соподчиненность.

Структура и свойства среды распределены в тектоносфере по латерали и в вертикальном разрезе. Тектоносфера, таким образом, расслоена и делима. Создается геологической историей система иерархически соподчиненных элементов среды — от крупных (сотни километров) до микронеоднородностей (первые сотни метров), слагающих различные глубинные этажи.

Каждый из этажей, ярусов, слоев и т. д. по-разному реагирует (откликается) на любые тектонические напряжения, трансформируется. Речь идет о *разноэтажной тектонике как принципе строения тектоносферы.*

Предлагается трехэтажная модель строения и динамики верхней мантии Восточно-Европейской платформы: нижний этаж с глубиной до 500 км; средний — до глубин 100—250 км; верхний — 50—80 км.

Восточно-Европейская платформа, как единая структура первого рода, прослеживается до глубины примерно *500 км.* В верхней мантии она представляет уже ансамбль крупномасштабных (сотни, до тысячи и более километров) неоднородностей, пока еще не прямо соответствующих тектоническим аналогам в коре. Наконец, в земной коре находим отчетливые связи геологических структур с их глубинными аналогами.

Нижний этаж тектоносферы Восточно-Европейской платформы. Сведения о среде до глубины в сотни километров представлены не полно и содержатся в обобщенных работах С. Д. Коган (1980, 1981), Л. П. Винника и В. З. Рябого (1980), М. Града (1993, 1997), В. Гейко (1992, 1997).

Согласно С. Д. Коган [1980, 1981], на схеме крупномасштабных неоднородностей верхней мантии (рис. 4.19) Восточно-Европейская платформа (как и другие древние платформы северного полушария) отмечается небольшими значениями скорости продольных волн. На схеме аномалий времен пробега волны Р относительно среднемирового годографа положительные величины поправок характерны для районов, где время пробега меньше средних. Значения региональных поправок отражают отличие реальной скорости продольной волны в слое коры и верхней мантии мощностью порядка 400—500 км от среднего значения, соответствующего принятому годографу. Было сделано несколько замечательных выводов:

1. Поскольку пространственное распределение аномалий времен пробега отражает крупномасштабную горизонтальную неоднородность строения мантии до глубины в среднем порядка 400—500 км, то тесная корреляция с поверхностной тектоникой может рассматриваться как одно из доказательств того, что определяющую роль в тектонических движениях играют процессы, проходящие не в коре, а на больших глубинах, в верхней мантии [Коган, 1980, 1981].

2. Указанные интервалы глубин могут служить косвенным показателем глубин, до которых Восточно-Европейская платформа существует как самостоятельная глубинная

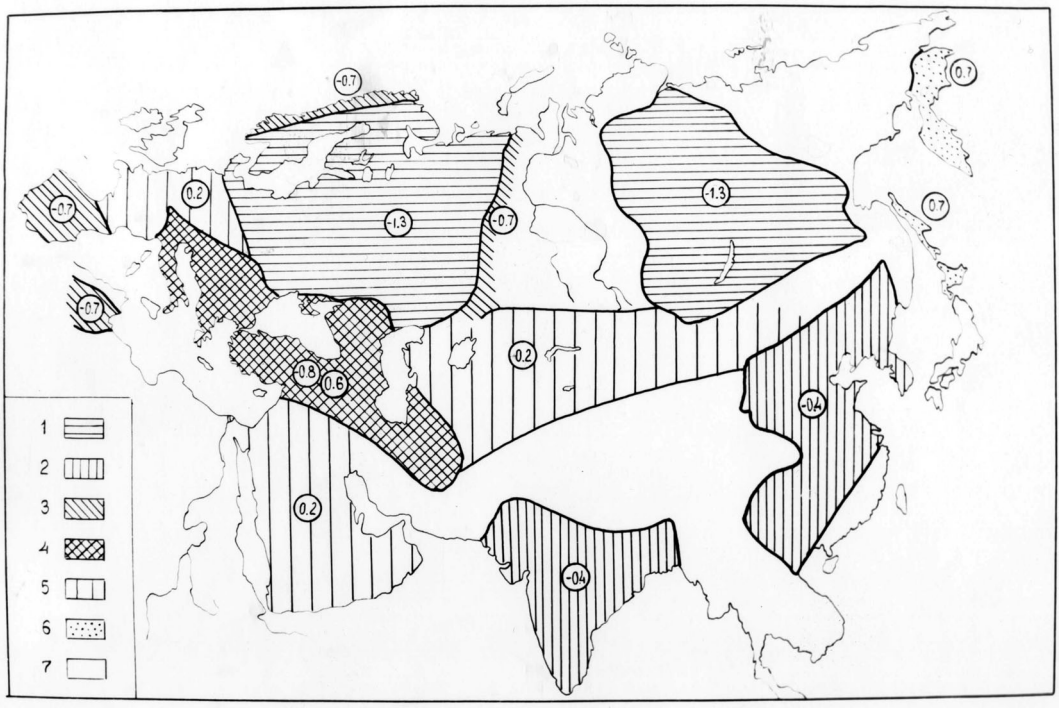


Рис. 4.19. Глобальная схема крупномасштабной неоднородности строения верхней мантии, построенная с учетом современной тектонической активности района и аномалий времен пробега волны Р относительно среднемирового годографа [Коган, 1980]:

1 — минус 1,3 с; 2 — минус 0,4 с; 3 — минус 0,7 с; 4 — минус 0,8 с; 5 — плюс 0,2 с; 6 — плюс 0,7 с; 7 — наблюдений мало или не было

структура (неоднородность) первого рода, обладающая отчетливо выраженными анизотропными свойствами.

3. Крупномасштабная горизонтальная неоднородность строения верхней мантии проявляется в вариациях параметров различных геофизических полей. Обусловлена она сложным взаимодействием температурных, минералогических, химических и других факторов. Среди них неравномерный разогрев верхней мантии является, по-видимому, одним из основных.

4. Несмотря на то, что величины аномалий времен пробега в регионах Западной, Центральной и Восточной Европы с разным тектоническим устройством различны, наименьшие времена пробега для всех районов отмечены в субмеридиональном направлении. Причиной азимутальной зависимости времени пробега волны P может быть анизотропия упругих свойств верхней мантии. Тип анизотропии сохраняется по всей глубине коры и верхней мантии примерно до 400 км.

Аномалии горизонтальных скоростных неоднородностей, определяемые по данным взрывной сейсмологии на профилях через Восточно-Европейскую платформу, позволили уже в 80-х годах прошлого века построить скоростной разрез верхней мантии до глубины 800 км [Винник и др., 1978]. На глубинах 400—410 км и 630—640 км выделены две наиболее резкие границы увеличения скорости.

Перепад значений скорости на этих границах соизмерим со скачком скорости упругих волн на границе Мохоровичича; на них образуются преломленные, отраженные и обменные волны типа PS.

Новую региональную 3-D, P-скоростную модель мантии для обширной области Европы и сопредельных регионов предложили В. С. Гейко и др. [1992]. Ее анализ показал:

=верхняя и нижняя мантия разделены глобальной границей на глубине 550—680 км. Верхняя оболочка (тектоносфера) значительно неоднородна по латерали; напротив, нижняя (глубже 750—800 км) — близка к радиально-симметричной и инвариантна даже по отношению к крупнейшим геоструктурам Европы;

=возраст и тип геоструктуры отражаются в показателях мощности тектоносферы и в ее строении. Структуры первого порядка (плиты) имеют «корни», пронизывающие тектоносферу целиком, в то время как структуры более высокого порядка контрастны, проявляются только в верхней части тектоносферы;

=все геоструктуры, кроме современных активных, имеют четко выраженную поверхность в верхней мантии на глубинах 390—450 км;

=по латерали наиболее четко очерчена Восточно-Европейская платформа. Ее разграничение с прилегающими структурами прослеживается практически по всей толще тектоносферы. Менее крупные тектонические элементы обычно четко выделяются в верхней части мантии и менее рельефно — в нижней. На глубинах 250—350 км, где обычно наблюдается вертикальная инверсия свойств, поле скоростей носит индифферентный характер. Таким образом, «корни» структур принизывают тектоносферу на всю ее мощность.

Видим, что выводы С. Д. Коган и В. С. Гейко весьма сходны и взаимно дополняют «портрет» скоростного строения тектоносферы Восточно-Европейской платформы.

Осредненная одномерная сейсмическая модель верхней мантии платформы, построенная в основном по записям ядерных взрывов [Град, 1997], выглядит следующим образом: четко фиксируются границы «400 км» и «700 км». Глубина первой из них составляет 400—430 км, а второй — 660—680 км. Скорость P-волны на границе «400 км» возрастает от 8,45—8,75 км/с, а на границе «70 км» — от 9,9—10,4 км/с до 10,7—10,9 км/с. Сравнение моделей верхней мантии свидетельствует о том, что в целом скорость продольных волн (рис. 4.20—4.23) под Восточно-Европейской платформой значительно ниже, чем под Сибирской.

Средний этаж тектоносферы — наиболее интересные слои (этажи), в которых отчетливо проявляется влияние мантийных объектов и процессов на внутрикоровые и приповерхностные геологические образования. До этих глубин (150—200 км), как нам представляется, в литосфере региона может сохраниться «память» о геологических событиях прошлого. Об этом свидетельствует, прежде всего, тот факт, что сейсмические неоднородности соизмеримы с известными тектоническими структурами, иногда полностью совпадают с ними по форме. Достоверность и точность построений для указанных глубин и обилие многомерных скоростных

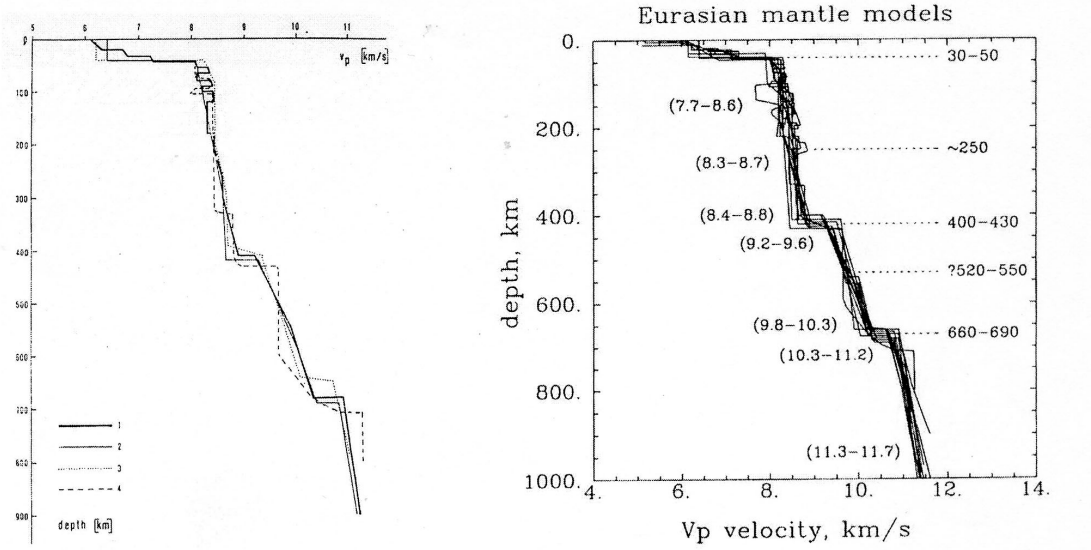


Рис. 4.20. Скоростные разрезы верхней мантии Европы и Евразии [Град, 1992; Grad, 1987]

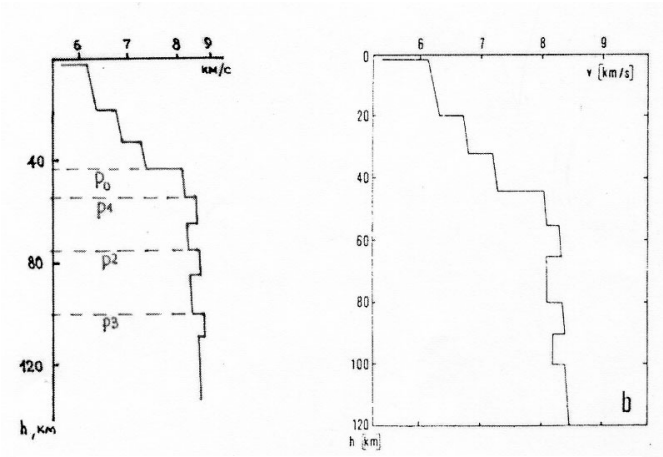


Рис. 4.21. Скоростные разрезы верхов мантии Европы [Grad, 1987]

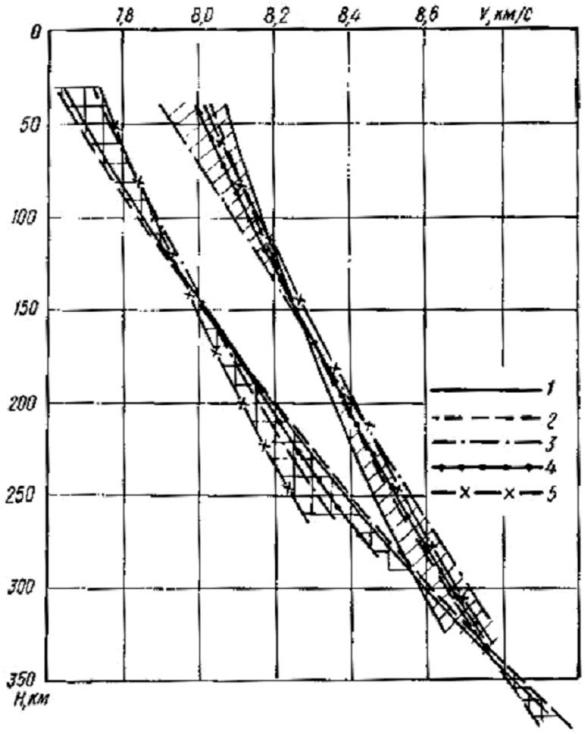


Рис. 4.22. Зависимость скорости распространения упругих волн от глубины [Гейко, 1980]. Левое семейство кривых отвечает Западной Европе, правое — Восточно-Европейской платформе

моделей позволила специалистам разного направления — геологам, сейсмологам, геохимикам и другим — использовать такие построения для решения практических задач, в том числе геодинамических. Не были в стороне и мы (Глубинное строение.., 1984, 1987, 1989, 1995, 2003). Общие выводы заключаются в следующем:

1. В верхней мантии Северной Евразии до глубин не менее 200—250 км по материалам глубинных сейсмических исследований выявлены горизонтальные скоростные неоднородности, линейные размеры которых изменяются от десятков-первых сотен до тысяч километров. Скоростное строение верхней мантии обычно изменяется при переходе от одной геологической структуры к другой.

2. В результате совместного анализа материалов глубинных сейсмических исследований, магнитотеллурических зондирований, а также данных геотермии и петрологии в диапазоне глубин, примерно равном 100—250 км, повсеместно выделяются слои с пониженной вязкостью, физические свойства которых существенно изменяются в горизонтальном направлении. Такие слои с относительным понижением скорости сейсмических

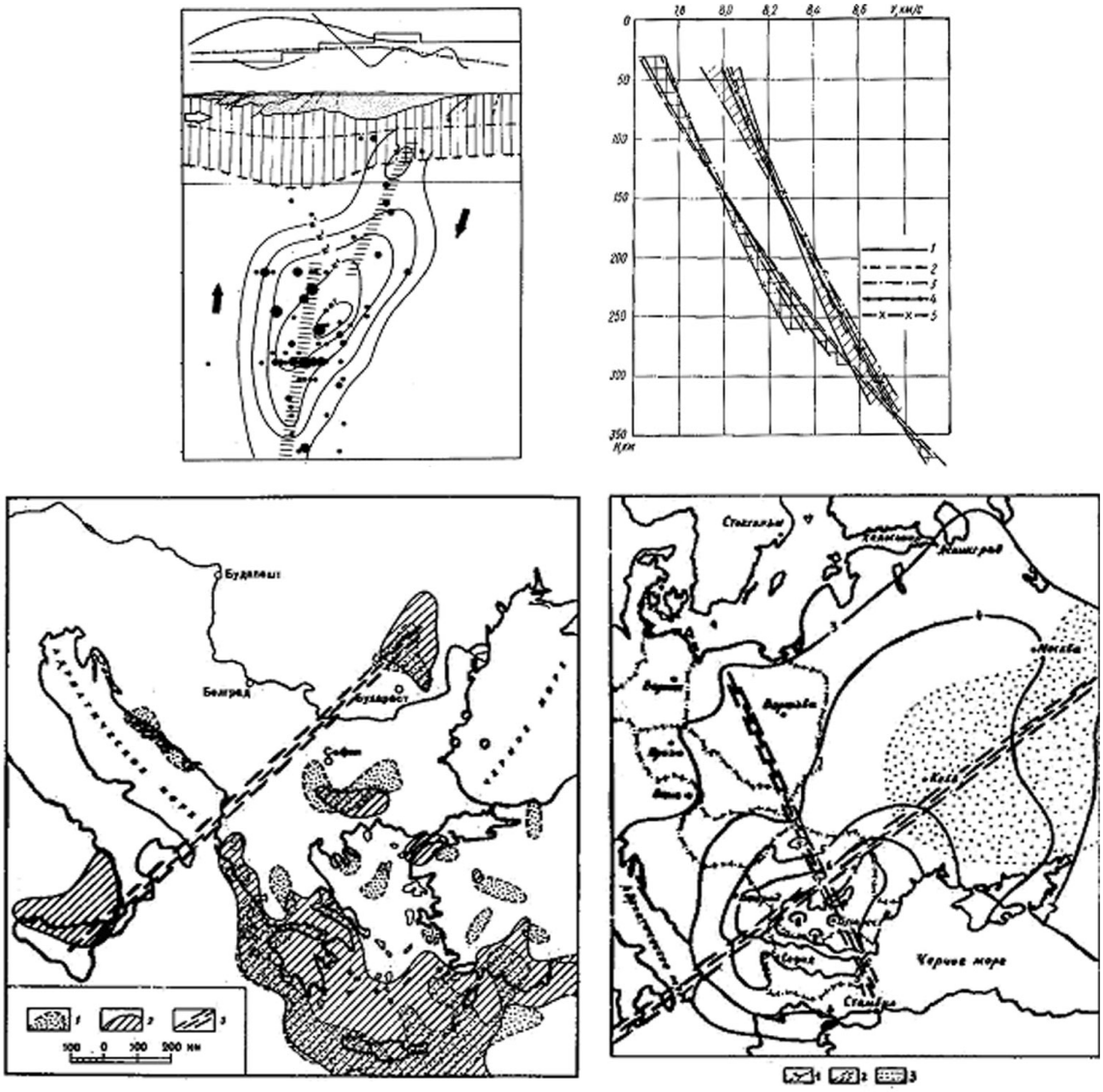


Рис. 4.23. Район глубоких землетрясений Вранча (румынские Восточные Карпаты) — источник информации о строении верхней мантии и о скоростных разрезах Западной и Восточной Европы. Слева вверху: энергетическая модель в изолиниях удельной сейсмической энергии в единицах $10^{n} \cdot 10^{-12}$ эрг/см^3 · с; справа вверху: скоростные разрезы верхней мантии Западной и Восточной Европы [Гейко, 1980]. Слева внизу: схема мощности сейсмогенного слоя: 1 — 40 км; 2 — до 100—200 км и более; 3 — зона Скутари-Печ — Вранча, разделяющая области с различной мощностью и сейсмической активностью литосферы; справа внизу: схема изосейст Карпатского землетрясения 4 марта 1977 г.: 1 — изосейсты разной интенсивности; 2 — осевые зоны областей аномальных сотрясений; 3 — области положительных глубинных (мантийных) гравитационных аномалий

волн — самое яркое выражение расслоенности верхней мантии и как следствие активных тектонических преобразований на этих глубинах. Обилие таких слоев, выявленных в разрезе верхней мантии, ставит много вопросов о том, что же принимать за астеносферу. К примеру — «астеносферные» слои под Сибирской платформой, под Балтийским щитом (Фенноскандией) или под Восточно-Европейской платформой (рис. 4.24—4.26).

3. Горизонтальные неоднородности физических свойств «астеносферного» слоя верхней мантии могут быть объяснены в основном изменением термодинамических условий. Под древними платформами астеносфера может находиться в твердом кристаллическом состоянии и поэтому по-разному «диагностируется», скажем, глубинными геоэлектрическими и сейсмическими методами. Тем не менее на современных сейсмических разрезах верхней мантии исследователи все же выделяют границу астеносферы (рис. 4.27—4.28).

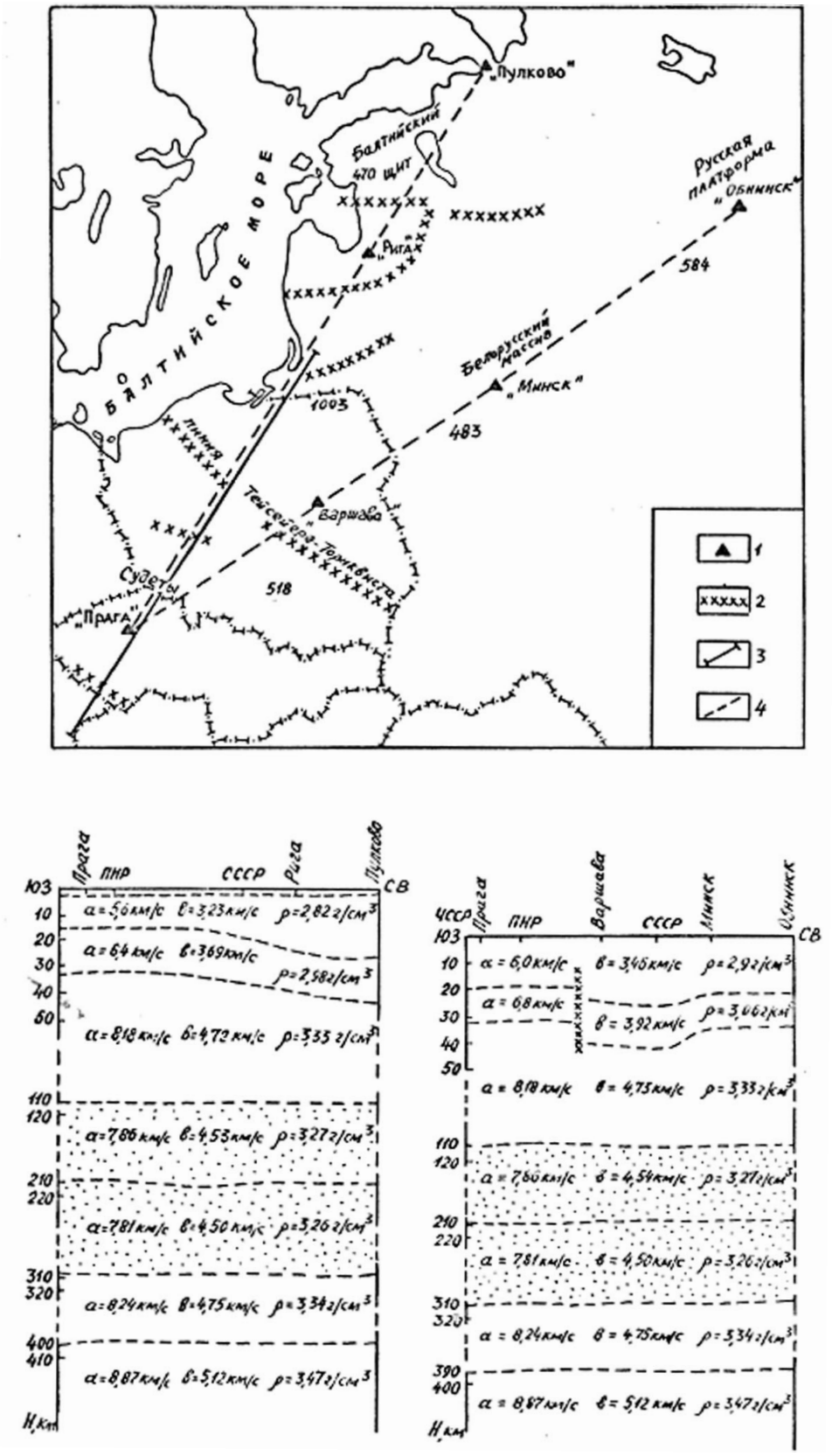


Рис. 4.24. Обобщенные скоростные разрезы земной коры и верхней мантии по поверхностным волнам на трассах Пулково — Рига — Прага (слева) и Обнинск — Минск — Варшава — Прага по данным Т. А. Проскуряковой и др. (1981)

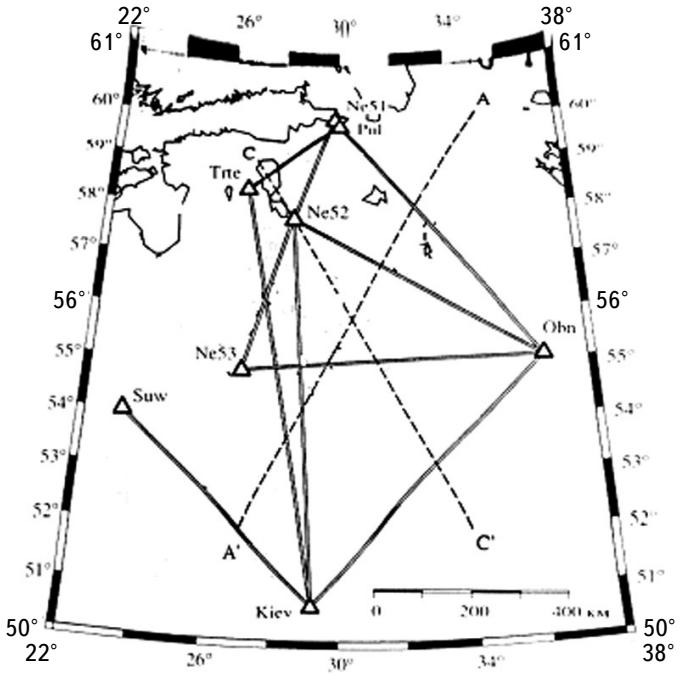
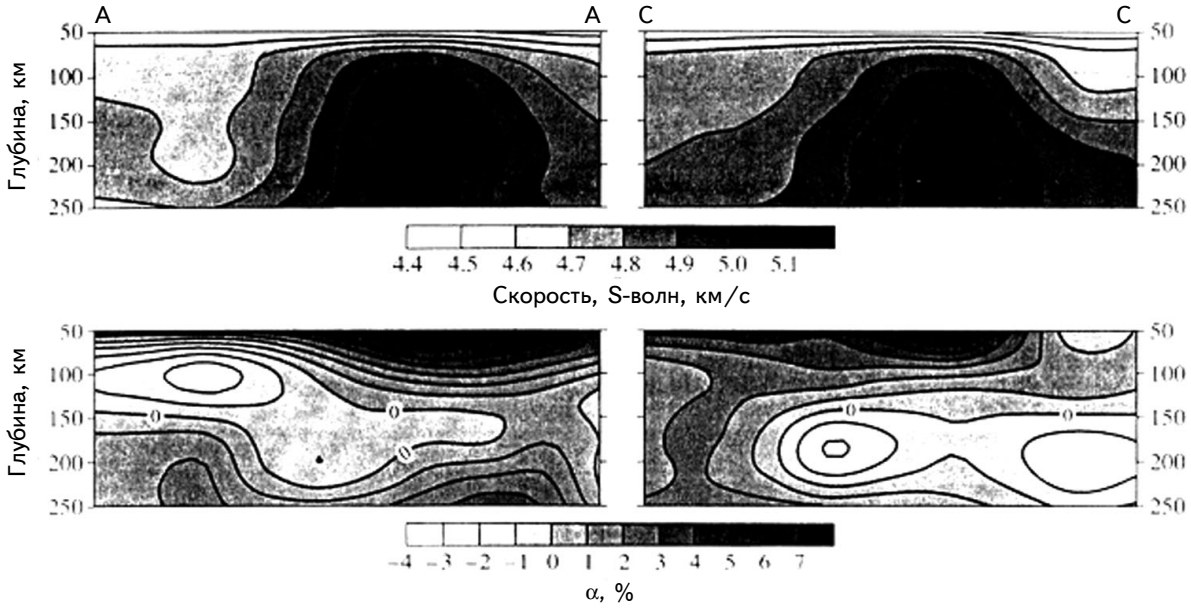


Рис. 4.25. Трассы между станциями, вдоль которых определялись фазовые скорости. AA′ и CC′ — направления, вдоль которых строились вертикальные разрезы, и распределение скорости и параметра анизотропии вдоль профилей AA′ и CC′ [Фарафонова, Яновская, 2003]



4. Отмечена тесная корреляция скоростных и плотностных аномалий верхов мантии, изученная еще в 70—80-е годы прошлого столетия (Борисов, 1967; Беляевский, 1975; Рябой, 1975). Поздние исследования (Глубинное строение.., 1987; Атлас.., 1989; Соллогуб, 1990 и др.) не только подтвердили такую связь скоростных и «вещественных» неоднородностей, но поставили множество вопросов о природе и глубине плотностных и магнитных аномалий (Ю. А. Тараканов, Н. Ш. Камбаров, 1987 и др.; Р. Т. Васильев и др., 1987; Пашкевич и др., 1996 и др.).

Результаты совместной интерпретации глубинных аномалий силы тяжести и данных сейсмических исследований позволили выяснить особенности распределения некоторых скоростных и плотностных параметров в пределах Восточно-Европейской платформы. Четко выделяются области, различающиеся значениями $g_{гл}$, V_{M+150} и σ_{M+150}, причем эти различия, вероятно, прослеживаются до глубины не менее 150—200 км. Таким зонам присущи значения $g_{гл}$ от минус 50—200 мГал до плюс 50—150 мГал, V_{M+150} от 7,7 до 8,35 км/с; σ_{M+150} от 3,2 до 3,4 г/см^3. В характере размещения этих зон наблюдается определенная закономерность.

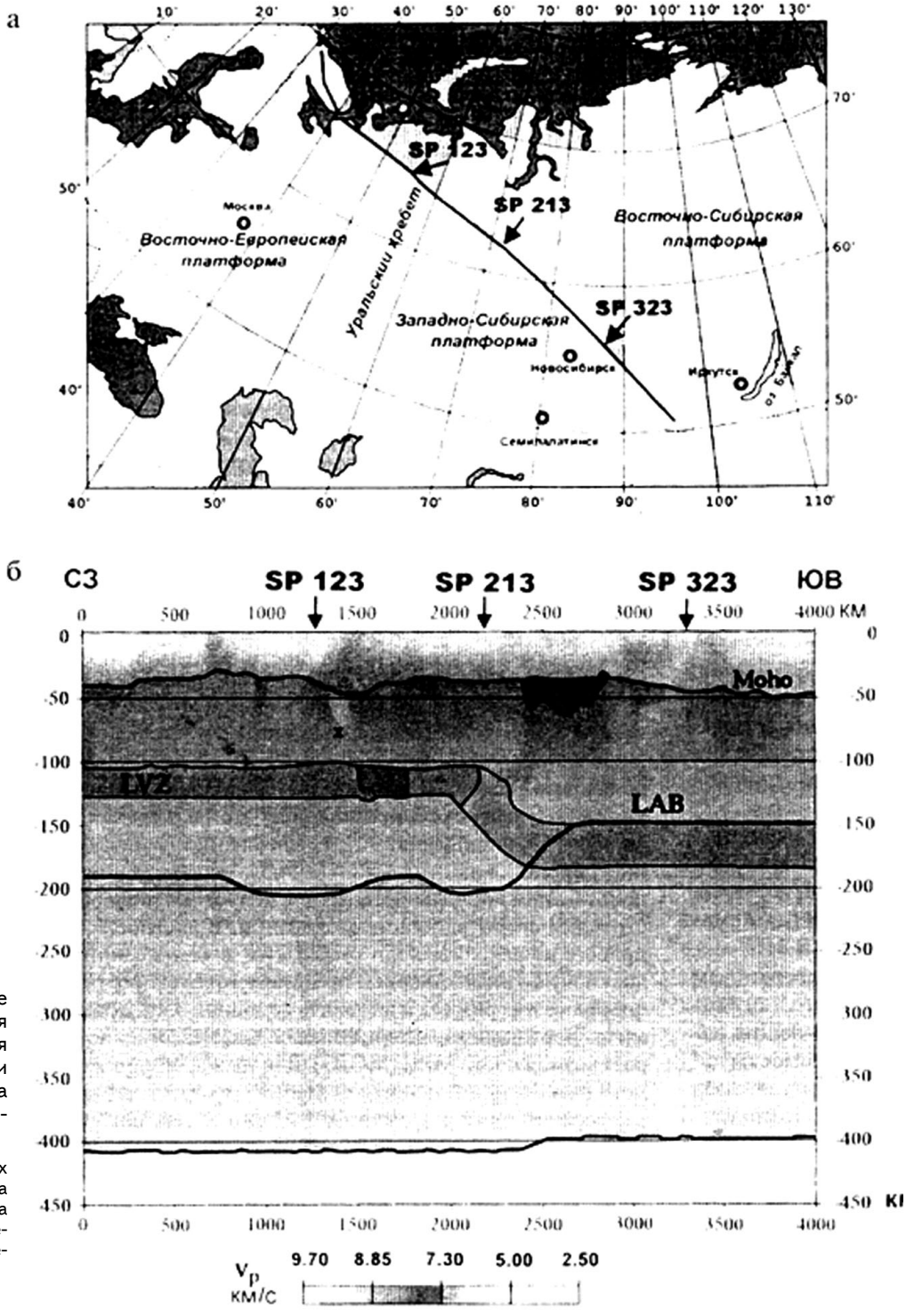


Рис. 4.26. Положение сейсмического профиля «Кварц» (а) и скоростная модель земной коры и верхней мантии (б) на глубину 450 км [Солодилов, 2003]:

SP — пункты взрыва ядерных зарядов; Moho — граница земной коры; LVZ — зона низких скоростей в литосфере; LAB — граница литосферы и астеносферы

Южные части платформы характеризуются уплотнением вещества верхней мантии с повышенными значениями глубинных аномалий силы тяжести (исключены коровые плотностные неоднородности). В контуры этих аномалий вошли разнородные тектонические элементы, а также части прилегающих, внеплатформенных областей (окраинные моря).

На севере платформы Кольскому полуострову соответствует отрицательная аномалия глубинных аномалий силы тяжести. Урал проявился в поле узких разобщенных меридионального направления положительных аномалий гравитационного поля в его глубокой составляющей (рис. 4.27).

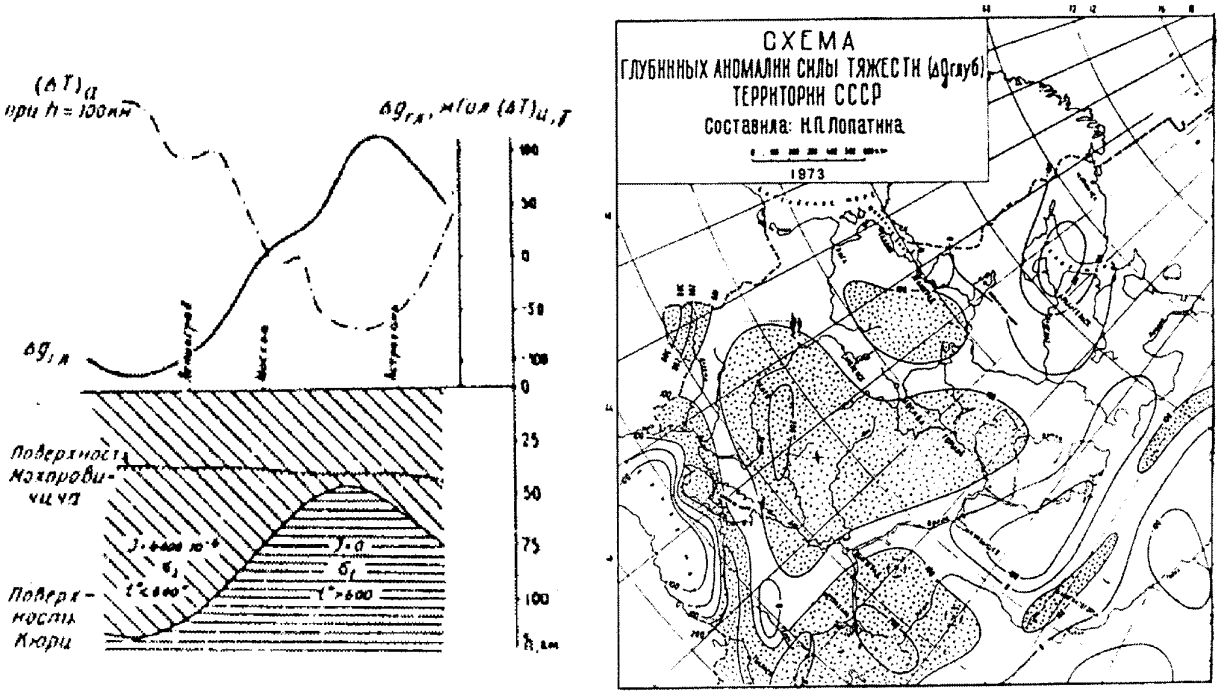


Рис. 4.27. Физические поля верхней мантии Восточно-Европейской платформы (А. А. Борисов, 1967)

Справа: глубинные (мантийные) аномалии силы тяжести, крапом обозначены положительные аномалии. Слева: сопоставление высотных магнитных аномалий, остаточных (мантийных) гравитационных аномалий, глубин поверхностей Мохоровичича и Кюри. J — интенсивность намагничения, σ — плотность, t — температура

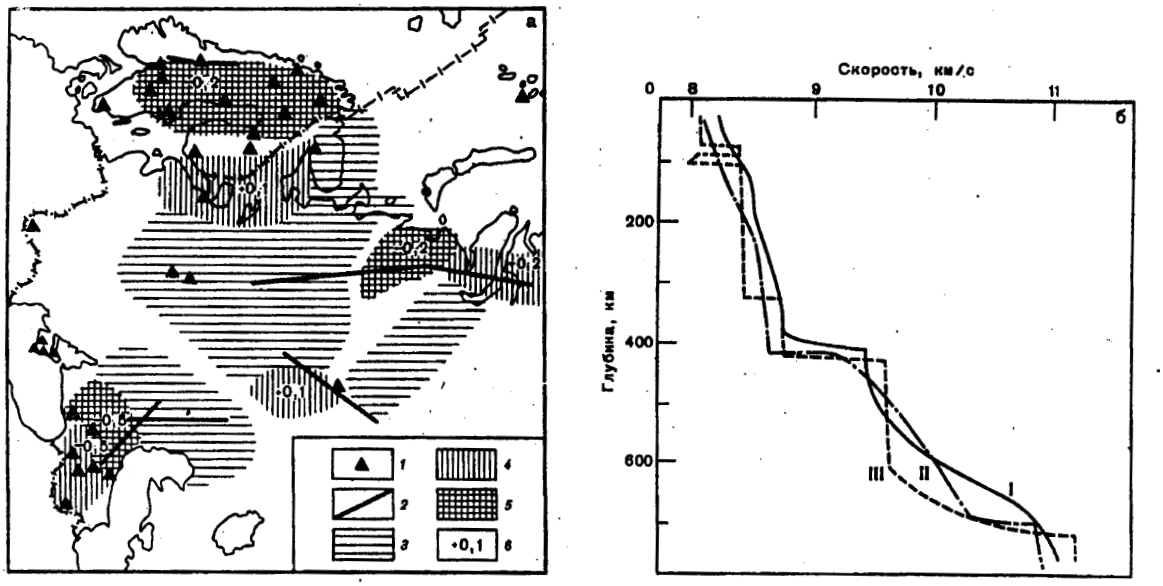


Рис. 4.28. Система наблюдений и схема аномалий скорости (а) и скоростные разрезы (б) [Беляевский и др., 1980]:

1 — стационарные сейсмические станции; 2 — профили ГСЗ; 3 — районы, для которых отклонения времени пробега волны P_n не превышает плюс-минус 1 с; 4 — аномалии скорости на глубинах до 200 км от поверхности Земли; 5 — то же, на глубинах до 100 км; 6 — значения аномалий скорости сейсмических волн, км/с

Полученные результаты картографирования аномалий, совмещенные с имеющимися данными о распространении изосейст мантийных землетрясений, позволяют сделать вывод о направленном излучении сейсмической энергии в сторону высокоплотностных мантийных неоднородностей. Такой же эффект перехлестывания контуров изосейст на асейсмичные регионы Северной Америки был изучен Дж. Вуллардом (1972). Распространение энергии не обнаруживает корреляции с сейсмичностью. Изосейсты имеют тенденцию вытягиваться в

направлениях, определяемых максимальными величинами мантийной скорости. В нашем случае, на Восточно-Европейской платформе этому эффекту (анизотропии) способствует описанное выше положение мантийных неоднородностей с высокими значениями плотности вещества на больших глубинах (рис. 4.29).

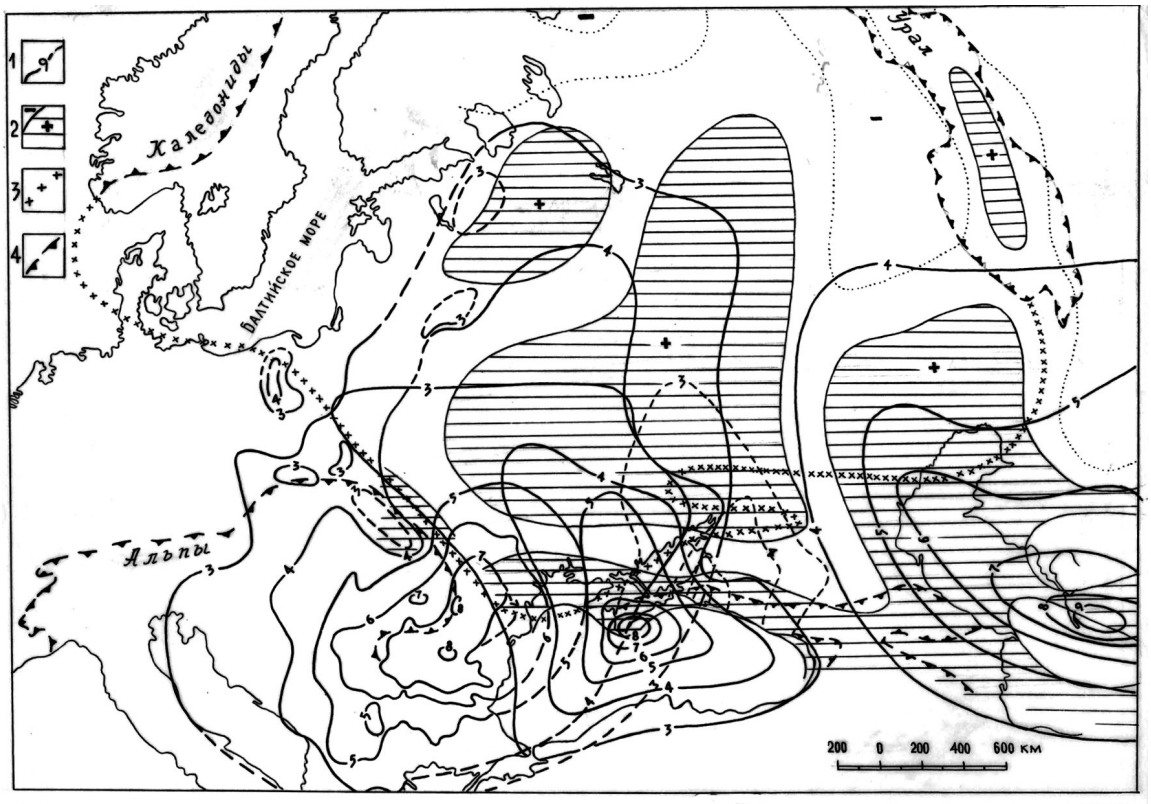


Рис. 4.29. «Перехлестывание» изосейст мантийных землетрясений из орогенов на платформенные области — свидетельство сильной структурно-динамической и вещественной анизотропии и гетерогенности верхней мантии платформы. Горизонтальной штриховкой выделены положительные глубинные (мантийные) аномалии силы тяжести

Эти замечательные примеры отечественных глубинных условий распределения сейсмической энергии позволяют считать Восточно-Европейскую платформу прекрасным полигоном для моделирования условий регистрации эффекта удаленных сейсмических событий, в том числе на телесейсмических расстояниях.

Верхний этаж тектоносферы. *Вариации скоростного строения верхов верхней мантии до глубин 80—100 км в большей степени обусловлены неоднородностями вещественного состава слагающих ее горных пород. Не исключена важная роль термодинамических условий, обеспечивающих частичное плавление и формирующих очаги аномальной мантии в среде относительно холодной среды (по сравнению с более глубокими горизонтами мантии).*

Эта часть (слой) верхней мантии можно рассматривать как связывающий кору и верхнюю мантию. Здесь зарождаются и разыгрываются многие тектонические процессы, преобразующие, в первую очередь, нижние горизонты земной коры. Эти процессы остаются в «памяти» о среде в показателях физических полей, в первую очередь, сейсмических.

Изменение скорости Р-волн в *подкоровой литосфере, на верхушке мантии (lid)* показано на рис. 4.28. Видно, что скорость сейсмических волн в слое ниже поверхности (границы) Мохоровичича изменяется в широких пределах — от 7,7 км/с до 8,4—8,6 км/с с преобладанием значений 8,2—8,4 км/с. Мощность указанного слоя также не остается постоянной и варьирует от 20—30 до 60—70 и более километров. Все это создает сложную гетерогенную картину изменения описываемого параметра среды верхней мантии, свидетельствующую, вероятно, о *разнообразии процессов, происходящих на контакте «кора — мантия».*

В то же время в контурах скоростных аномалий *отчетливо проявляется блоковое строение верхнего уровня мантии,* хорошо выражены крупные тектонические структуры платформ и горно-складчатых сооружений, можно уловить и более мелкие тектонические элементы. Иными словами, *можно считать, что корни крупных тектонических неоднородностей распространяются на глубину, по крайней мере, первых сотен километров* (вспомним выводы, сделанные С. Д. Коган, см. выше).

В целом *более высокоскоростным выражен слой «lid»* (относительно нижележащего первого волновода в мантии). Локальные высокоскоростные аномалии в их пределах расположены, как правило, в отрицательных структурах (Прикаспийской, Московской синеклизах и др.). В то же время щиты на платформах характеризуются умеренными (около 8,2 км/с) значениями скорости в слое «lid»; более высокие значения скорости отмечены под Украинским щитом.

В южном направлении отмечается общее усложнение слоя: увеличиваются раздробленность и количество слоев с пониженной скоростью. Это, по-видимому, связано с активными глубинными процессами в южном альпийском поясе складчатых структур. Динамическое влияние последних на окраины прилежащих платформ оставило свои заметные следы в тектонической памяти литосферы. Мощность подкорового слоя литосферы, как правило, увеличивается также в сторону геологически более молодых регионов.

Таким образом, представленная *информация о скорости (реже о мощности) подкоровой части литосферы свидетельствует о важной роли переходной зоны между корой и «астеносферой», где, вероятно, преобразуется энергия глубинных процессов, видоизменяющая низы коры.*

4.5.2. Геотермический режим и геодинамика платформенных структур

На рисунках (рис. 4.30—4.31) из работы Д. С. Чепмена и др. [1982] показаны мировые геотермические аномалии Европейского континента, где нами подчеркнуты направления термических фронтов этих аномалий, обращенных в сторону платформенных областей, а в нашей работе [Юдахин и др., 2003] показаны также пути подтекания аномальной мантии под окраины Восточно-Европейской платформы (рис. 4.31). Пространственная приуроченность областей быстрых погружений на платформах к окраинам смежных океанических бассейнов, складчатых и горных поясов, вероятно, объясняется следующим образом. Ловушки большой протяженности на подошве литосферы возникли на Урале, в среднеевропейских герцинидах и в Атлантике после образования рифтовых зон и начала спрединга. Когда протяженная ловушка захватывает в какой-то области новые порции аномальной мантии с низкой вязкостью, то аномальная мантия растекается вдоль ловушки на расстояние в тысячи километров за время порядка 1 млн лет. По мере заполнения протяженной ловушки аномальная мантия начинает подтекать из ловушки в поперечном направлении вдоль подошвы литосферы под соседние стабильные области, вытесняя там холодную мантию из литосферы и создавая новую ловушку. Окраинные области платформы, как видно из рисунка, это местоположение окраинно-платформенных впадин с мощным осадочным чехлом и с заметной нефтегазоносностью. Термические модели некоторых из таких впадин представлены М. Д. Хуторским с соавторами (2001, 2004, 2005).

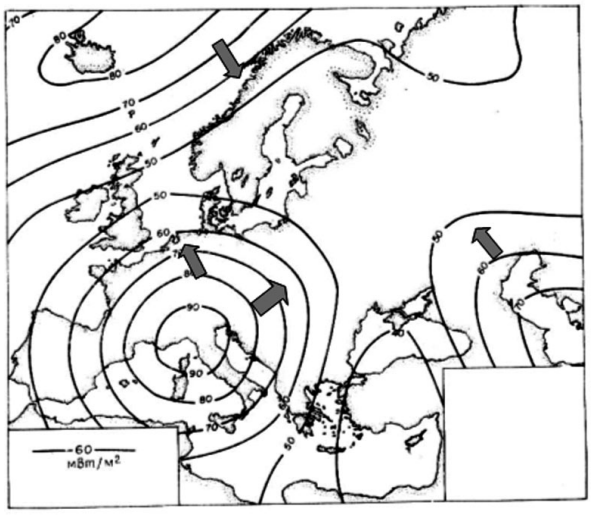


Рис. 4.30. Карта мирового теплового потока для Европейского региона [Чепмен и др., 1982]. Построена по результатам сферического гармонического анализа до 18-го порядка. Стрелками намечены направления воздействия термического фронта на платформенные области (дополнение Ю. К. Щукина)

Для объяснения внутриплитных деформаций можно использовать построения Н. Н. Христофоровой [2001]. Анализируя карты теплового потока (рис. 4.32), она обращает внимание на неслучайную, флуктуационную неоднородность

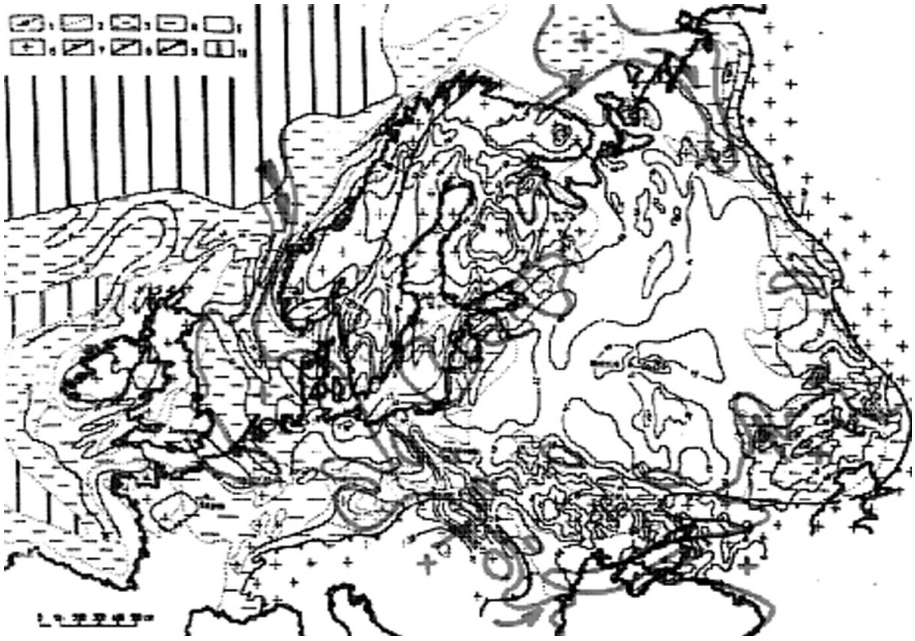


Рис. 4.31. Схема рельефа поверхности Мохоровичича Западной и Восточной Европы (по 1994 г.) и расположение геотермических аномалий (М. А. Беэр, Ю. К. Щукин, 1999)

Жирными линиями обозначены контуры геотермических аномалий (более 40—60 мВт/м^2), а стрелками — пути подтекания аномальной мантии под окраины Восточно-Европейской платформы

q-поля, на его закономерное, периодическое распределение. Подчеркивается ячеистый характер поля, где крупные тепловые максимумы определенной формы неразрывно связаны с участками низких значений. Поэтому вводится понятие-термин «ячейка теплового потока», или «тепловая ячейка» — часть региона, включающая положительную аномалию теплового потока с окружающими ее по периферии зонами минимумов. При этом *предполагается, что тепловые ячейки, фиксируемые на поверхности, являются следствием конвективных течений в верхней мантии.*

Крупная ярко выраженная аномалия в центре Русской платформы (рис. 4.33) может быть выделена как тепловая ячейка, соответствующая конвективной ячейке в мантии.

Тепловой поток в пределах ячейки меняется от 29 до 74 мВт/м^2, средний поток равен 54 мВт/м^2. Ни ошибки в определении q, ни какие-либо другие факторы (например, влияние на тепловой режим рельефа) не объясняют наблюденных вариаций этого параметра.

Центр ячейки расположен в пределах северо-западного борта Прикаспийской впадины, как раз в одной из областей подтекания под платформу аномальной мантии. Область q — максимума и минимумов включает разнородные структурно-тектонические элементы — своды и депрессии разного возраста, а не приурочена к одному из них.

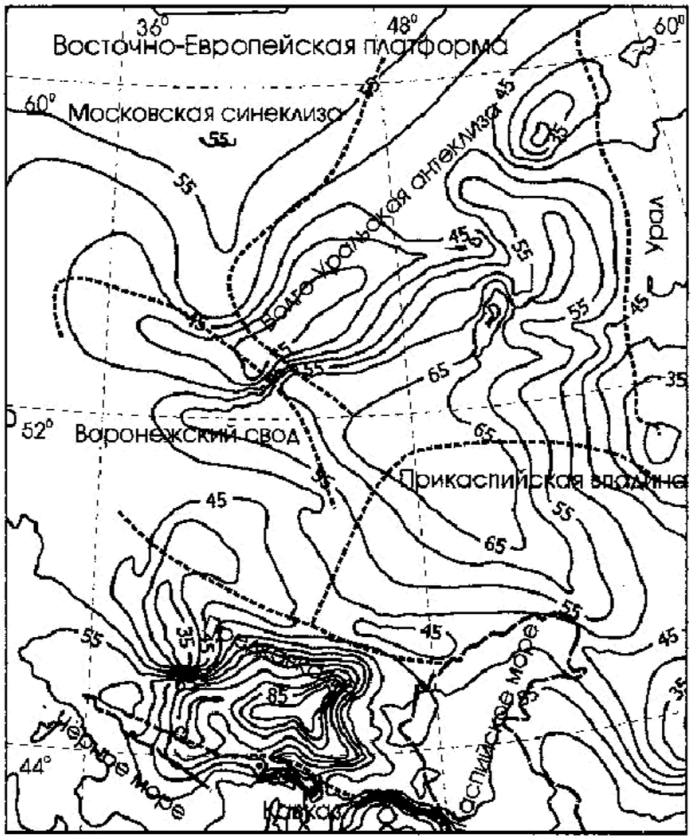


Рис. 4.32. Карта глубинного теплового потока, мВт/м^2 [Христофорова, 2001]

Линиями показаны границы основных структурно-тектонических элементов. Согласно принятой гипотезе, распределение потока тепла, идущего из недр, отражает структуру конвективных течений в пластичной мантии. Для определения q и построения карты использованы измерения температуры в более 1200 скважинах с установившимся тепловым режимом

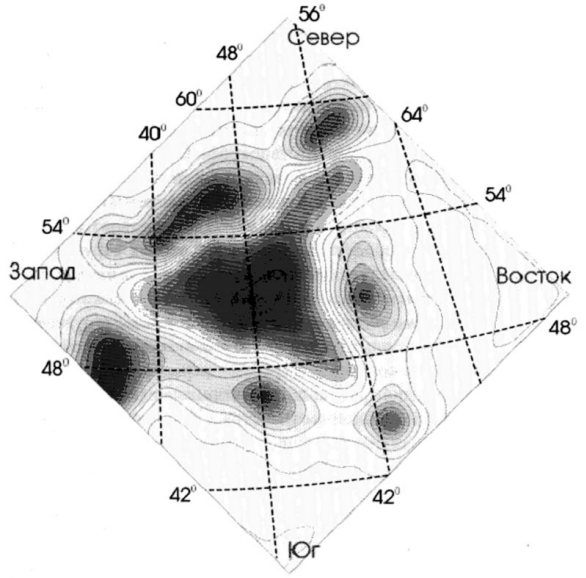


Рис. 4.33. Русская ячейка [Христофорова, 2001]. Распределение температуры на кровле конвективного слоя (подошва литосферы), показывающее возможную конфигурацию течений в мантии. Расчет проведен по данным теплового потока. Показаны значения параметра t (от −5 до + 5), где T (°C) = 1400 + 100t

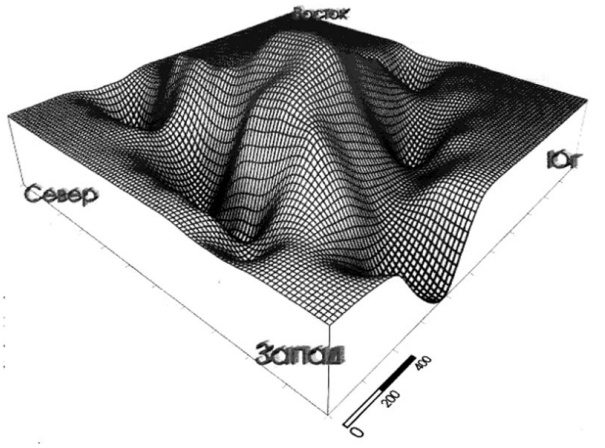


Рис. 4.34. Трехмерное изображение структуры конвективных течений мантии, рассчитанных по тепловому потоку Русской ячейки [Христофорова, 2001]

Это полигональная ячейка, периметр которой близок к шестиугольнику. Ее форма напоминает два треугольника, вложенных друг в друга. Большой треугольник имеет радиус примерно 750 км, малый — примерно 500 км. Ближние минимумы вытянуты параллельно сторонам воображаемого треугольника и похожи на валики, дальние минимумы имеют более округлую форму. Особенностью является изолированность каждого минимума — не наблюдается единой низкотемпературной аномалии валикового типа, которая окружала бы зону высоких q (рис. 4.34).

В области *максимума* выделяются три «языка» причудливой формы, свидетельствующие о разветвлении потока. *Его размер r ~ 300 км. Средняя толщина конвективного слоя, определяемая величиной R, равна 625 км, а глубина нижней ячейки около 700 км соответственно* (рис. 4.34).

Для поля q характерно наличие полос максимальной напряженности, расположенных в переходной зоне от максимума к минимумам. Температурное поле имеет иной характер, превалирующее действие приповерхностных факторов — широтного рельефа, фильтрационных вод и др. — приводит к равномерному распределению изолиний и к неидентичности его с полем q.

Для подтверждения гипотезы о существовании конвективной ячейки в верхней мантии Н. Н. Христофоровой [2001] решалась задача для стационарной трехмерной теплопроводности в литосфере. В качестве нижнего граничного условия выбиралось распределение температуры на глубине 80 км, соответствующее конвективной ячейке: T = 1400 °C, T_{max} = 1900 °C, T_{min} = 900 °C.

При сравнении рассчитанных температур с экспериментально измеренными установлено, что наилучшее совпадение с наименьшей погрешностью наблюдается, если нижнее граничное условие задано в виде поля температур, соответствующего *конвективной ячейке в верхней мантии с обособленными экстремумами размытой формы* (рис. 4.33—4.34). В этом случае средняя квадратичная погрешность при сравнении температур на глубинах 1000—3000 м не превышает 4 °C, т. е. 8%.

4.6. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Объемная сейсмическая модель разноэтажной тектоники Восточно-Европейской платформы представлена тремя срезами коры — верхним, промежуточным и нижним слоями, рельефом границы М и изменением средней коровой и граничной ниже М скоростей. Для целей практического использования полученных результатов о глубинной структуре Восточно-Европейской платформы созданы карты делимости коры и ее подошвы на блоки с оценкой обобщающих и аномальных упругих свойств среды каждого блока (рис. 4.35—4.36).

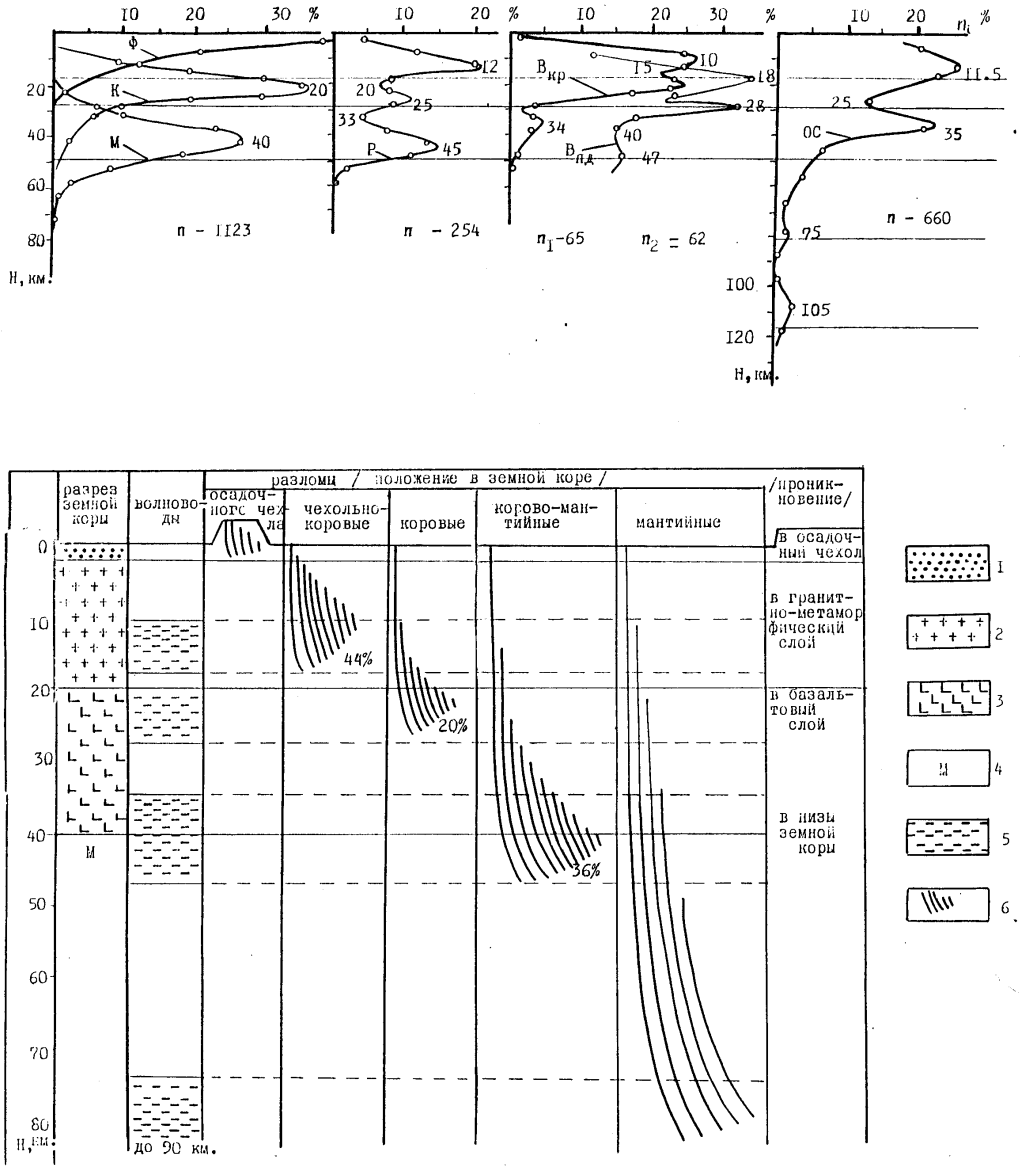


Рис. 4.35. Положение разломов в земной коре и верхней мантии (нижний рисунок) и соотношение разломов с положением волноводов и величиной сейсмической энергии в коре и верхней мантии [Глубинное строение.., 1987]:

1 — осадочный слой; 2 — гранитно-метаморфический; 3 — базальтовый слой земной коры; 4 — верхняя мантия; 5 — волноводы; 6 — классы разломов по глубине. Цифрами показана выборка и процентное содержание разломов

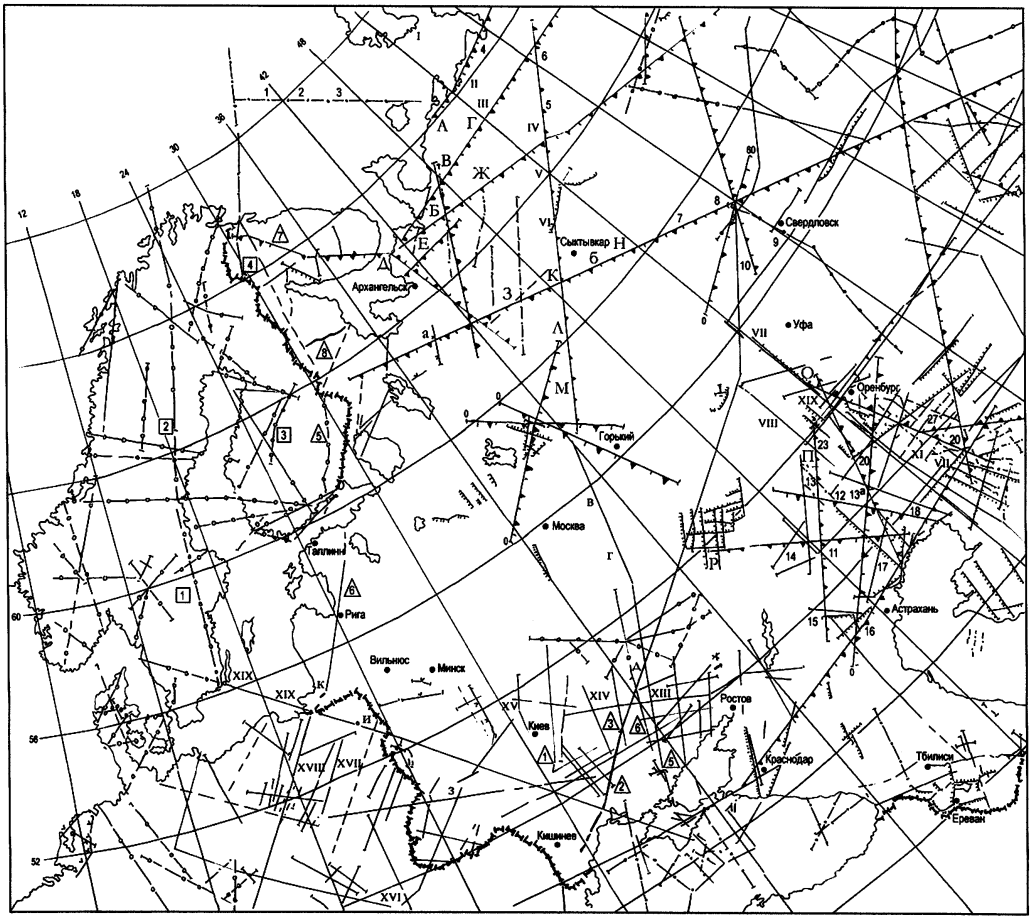
Вверху: слева — гистограмма положения границы Ф — фундамента, К — условной границы Конрада, М — Мохоровичича; в средней части рисунка — положение волноводов в коре и распределение глубин до их кровли и подошвы; справа — кривые распределения в разрезе коры и мантии сейсмической энергии

Данные схемы составляют количественную и качественную основу объемной модели земной коры Восточно-Европейской платформы. Анализ этих материалов позволяет перейти к оценке правдоподобности этой модели, ее геологической интерпретации.

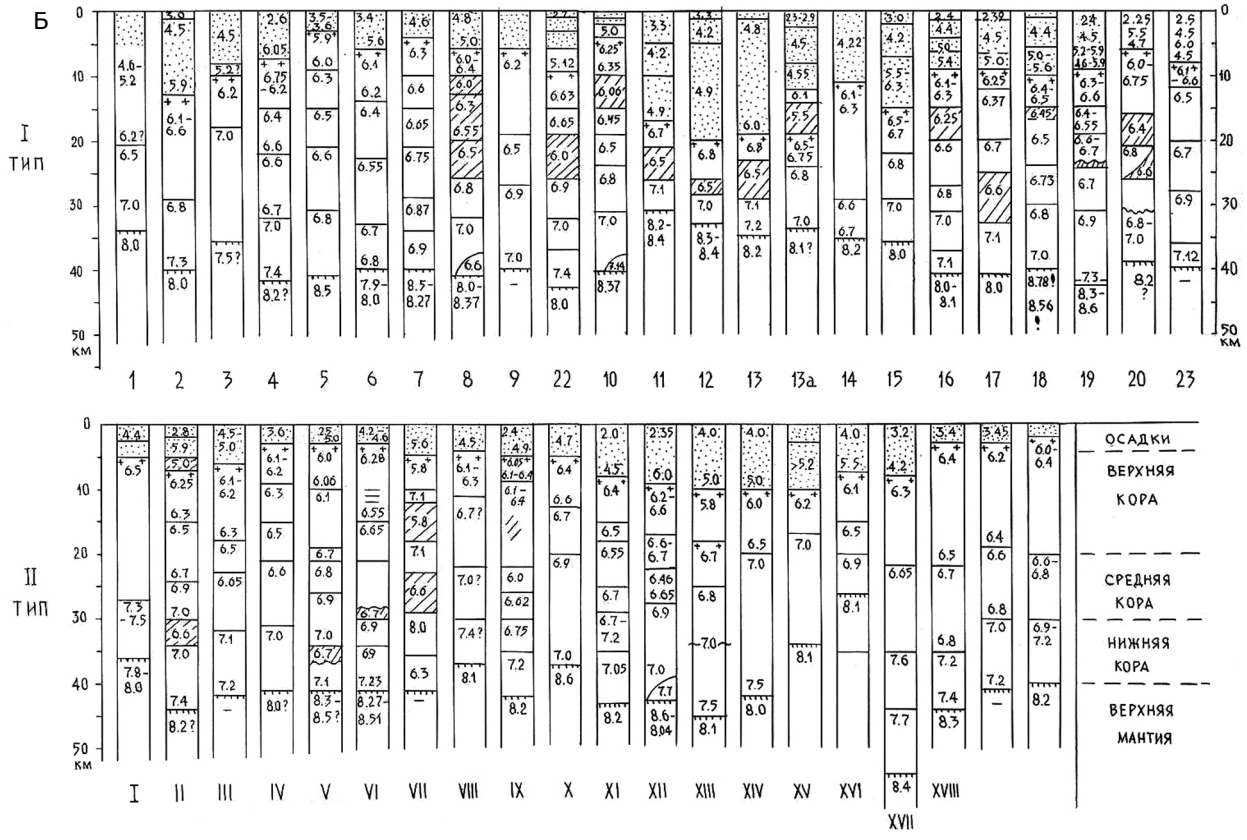
4.6.1. Особенности строения земной коры

Анализ представленного материала дает возможность оценить особенности строения каждого из выделенных трех слоев земной коры и всей коры в целом и выявить их региональные свойства. Сначала о делимости верхнего слоя коры.

А


Архангельск
Сыктывкар
Свердловск
Уфа
Оренбург
Горький
Москва
Таллинн
Рига
Вильнюс
Минск
Киев
Ростов
Краснодар
Тбилиси
Ереван
Кишинев
Астрахань

Б


I ТИП
II ТИП
км
1 2 3 4 5 6 7 8 9 22 10 11 12 13 13а 14 15 16 17 18 19 20 23
I II III IV V VI VII VIII IX X XI XII XIII XIV XV XVI XVII XVIII
ОСАДКИ
ВЕРХНЯЯ КОРА
СРЕДНЯЯ КОРА
НИЖНЯЯ КОРА
ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ

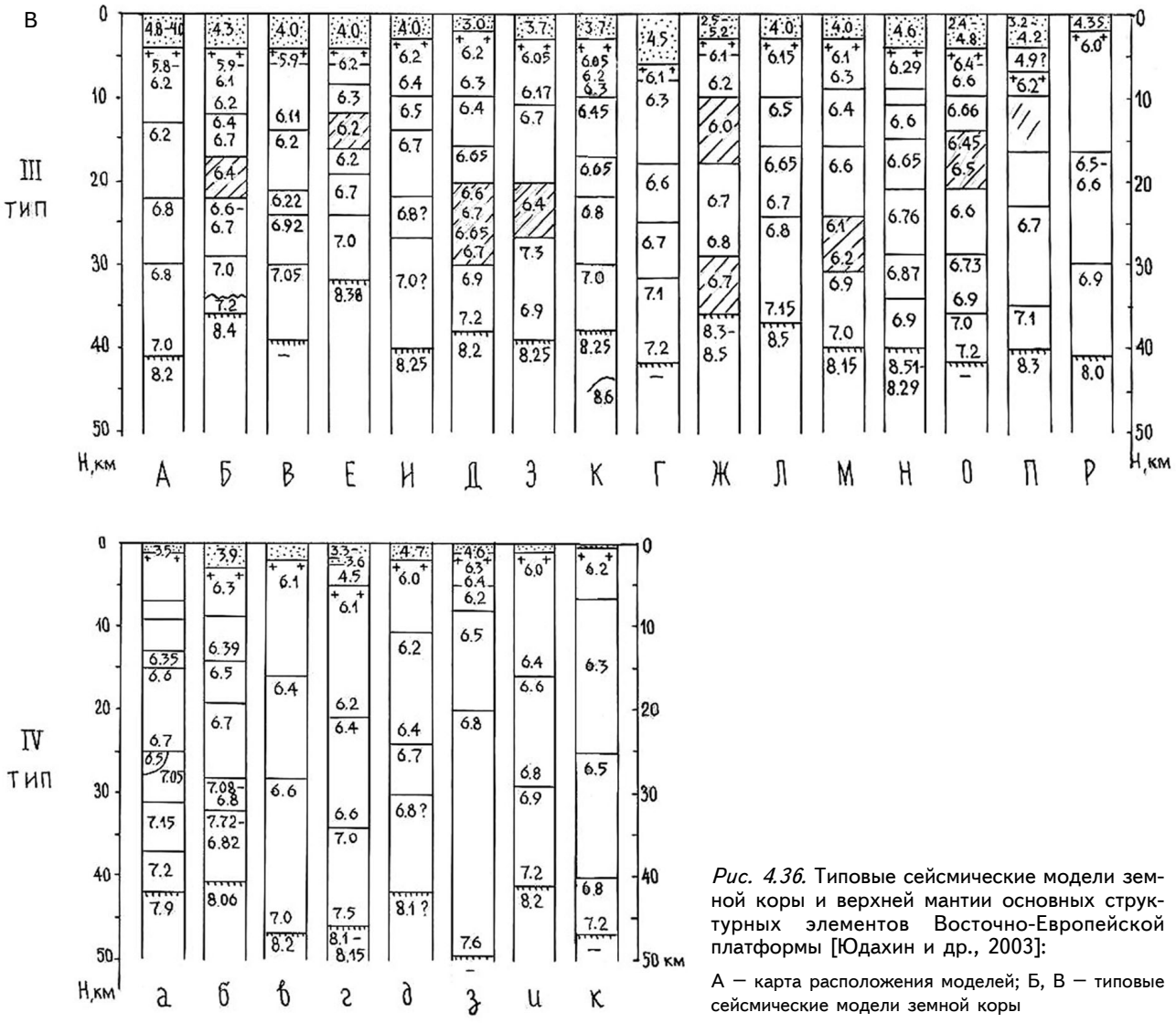


Рис. 4.36. Типовые сейсмические модели земной коры и верхней мантии основных структурных элементов Восточно-Европейской платформы [Юдахин и др., 2003]:

А — карта расположения моделей; Б, В — типовые сейсмические модели земной коры

1. Прежде всего, можно отметить сильнейшую раздробленность слоя, которая позволила установить блоковую структуру платформы. Блоки весьма заметно отличаются друг от друга по обобщенным упругим признакам. Они выделены на карте. Особенно «раздробленными» оказались щиты — Украинский и Балтийский.

2. Блоки имеют различный размер и конфигурацию; они различаются наличием в них локальных сейсмических аномалий.

3. Среди аномалий следует отметить резкое увеличение или уменьшение мощности или скорости в слое, наличие локальных внедрений (чаще всего с повышенными скоростями).

4. Особенно интересны с точки зрения поисков полезных ископаемых участки «сочленения» нескольких отдельных блоков, которые можно связывать с зонами повышенной трещиноватости и, следовательно, повышенной проницаемости. Эти зоны распространены в основном в северо-западных, северных и северо-восточных областях рассматриваемого региона.

5. Не менее интересны несколько зон предельно малых значений скоростей верхнего слоя (5,4 км/с) — две такие зоны расположены в Западных Карпатах и на Северном Урале, еще одна — на северном побережье Финского залива. Такие зоны также, вероятно, связаны с местами повышенной проницаемости и перспективны для поисков полезных ископаемых.

6. Распространенность локальных высокоскоростных внедрений выше на севере и северо-востоке региона. Относительно низкоскоростные локальные неоднородности характерны для южных районов платформы и южных участков Балтийского щита.

7. Блоковую делимость верхнего слоя подчеркивает сеть контактных зон. Картина расположения контактов весьма сложная. Длина и простирание этих зон очень разные. Существует одна протяженная зона («магистральная»), которая прошла через всю платформу от западнокарпатского низкоскоростного «источника» в северо-восточном направлении до Тимано-Печорской провинции, где заканчивается в аномальной зоне повышенной трещиноватости. Этот контакт отделяет северо-западную область платформы с преобладающим северо-восточным простиранием контактов. Юго-западная часть платформы характеризуется северо-западным простиранием контактов. В центральных регионах платформы направление контактных зон близко к субмеридиональному.

8. Свойства контактных зон не остаются одинаковыми на своем протяжении, на отдельных участках контактной зоны существует резкий перепад по параметру мощности слоя, на других — по параметру скорости; на большей части длины контакта перепад изученных сейсмических параметров не столь резок.

9. Контактные зоны имеют ширину примерно 20—50 км.

10. Помимо рассмотренных неоднородностей верхнего слоя существуют также непротяженные участки («трещины») внутри блока, заполненные, вероятно, породами с пониженными или повышенными значениями скоростей относительно средних оценок скоростных параметров слоя.

11. Представленная структура верхнего слоя свидетельствует о преобладании вертикальной делимости этого слоя и отсутствии региональной горизонтальной слоистости верхней коры. Отдельные близгоризонтальные границы, устанавливаемые при работах КМПВ, ГСЗ или ОГТ, вероятно, связаны с наличием в каком-либо блоке аномального по скорости включения, от сторон которого в силу существования на них резких скоростных контрастов образуются сейсмические волны, обычно отраженные или дифрагированные.

12. Выделенные вертикальные контакты прослежены на всю мощность верхнего слоя. Положение большей части из них близко к вертикальному. Однако построенные по многим профилям ГСЗ временные разрезы в аномалиях времен первых коровых Р-волн позволяют установить их строение более детально и получить картину весьма сложной их геометрии.

Сказанное иллюстрирует региональные сейсмические свойства верхнего слоя, непосредственно подстилающего осадочный чехол земной коры, с которым, вероятно, имеется сильная взаимосвязь. Верхний слой имеет большое значение геологической и комплексной интерпретации геолого-геофизических данных, он вскрыт бурением во многих районах Восточно-Европейской платформы. Поэтому анализу его сейсмических параметров уделено наибольшее внимание.

Анализ строения верхнего, промежуточного и нижнего слоев земной коры Восточно-Европейской платформы позволил создать вариант объемной модели среды и сделать следующие выводы:

1. Блоковая структура коры сохраняется на всех ее уровнях и в коре в целом. Количество блоков по обобщенным параметрам несколько меньше и размеры их соответственно больше, чем в отдельных слоях.

2. Конфигурация блоков внутри слоев также несколько различна, но на многих участках платформы отмечается совпадение границ блоков или по всем уровням, или по каким-то двум из них.

3. Контрастность сейсмических параметров на контактах различна на разных уровнях.

4. Простирание контактных зон в коре в целом, так же, как и в верхнем слое, имеет преимущественно три направления: с юго-запада на северо-восток в районе Балтики; с юго-востока на северо-запад в южных областях; более уверенно в коре проявились субмеридиональные направления в центральных районах платформы.

5. Надежно на всех уровнях и по комплексным упругим параметрам отразилась контактная зона, обрамляющая Прикаспийскую впадину.

6. Практически полностью отсутствуют субширотные простирания контактных зон, а также «магистральные» контакты.

7. Для коры в целом отмечается весьма изменчивая вертикальная скоростная структура.

8. Широкое распространение внутри коры имеют слои с пониженными скоростями (волноводы); их количество больше в северных районах платформы (Балтийский щит, Тимано-Печорская провинция); в южных и восточных районах они распространены локально. Наиболь-

шее количество волноводов в промежуточном слое; к востоку волноводы проявились в большей степени в нижнем слое.

9. Не меньшую распространенность в коре имеют «внедрения» неоднородностей с повышенными сейсмическими скоростями (>7,2 км/с). Эти слои распространены в нижней части консолидированной коры, часто непосредственно над границей М.

10. Достаточно высокоскоростные (до 6,7—6,8 км/с) слои имеют место в средней части коры (это противоречит общепринятому мнению о развитии в средней коре волноводов).

11. В поле представленного материала границы Восточно-Европейской платформы выражены слабо; положение границ платформы определяется в основном по структуре кровли консолидированной коры (поверхности фундамента).

Таким образом, представленная объемная сейсмическая модель консолидированной коры Восточно-Европейской платформы является по сути первой версией построений для столь обширного региона. Она сосредоточила в себе основные количественные параметры трех слоев коры и ее обобщенные свойства, а также выявила наиболее четкие аномальные объекты, которые безусловно имеют важное практическое значение, поскольку именно эти аномалии служат индикаторами процессов, происходивших или происходящих в коре того или иного района изучаемой платформы. Понятно, что все изложенные особенности строения и динамики среды, хотя и в разной степени, будут влиять на условия приема и регистрации наблюдаемых физических полей.

4.6.2. Строение подошвы земной коры — границы Мохоровичича

Важнейшим разделом в консолидированной толще земной коры является ее подошва — граница Мохоровичича (граница М). Сейсмический материал позволяет достаточно детально изучить свойства этого уровня коры. Для него были построены схемы рельефа границы М, параметр средней скорости в земной коре в настоящем анализе также рассматривается как свойство границы М, поскольку он определяет общую «скоростную» нагрузку вышележащей толщи на кровлю мантии. Анализ перечисленных параметров границы М позволяет составить для Восточно-Европейской платформы схему районирования подошвы коры. Рассмотрение схемы дает возможность установить ряд особенностей структуры границы М.

1. В первую очередь следует отметить, что подошва коры имеет, как коровые слои и вся консолидированная толща, отчетливое блоковое строение. «Раздробленность» границы М высокая — в пределах Восточно-Европейской платформы выделено около 70 блоков разного размера, конфигурации и упругих свойств, разделенные контактными зонами.

2. Ряд контактов объединяются в единые протяженные («магистральные») зоны, субмеридионального и субширотного простирания, разделяющие изученную платформу на 14 крупных блоков.

3. Наиболее «раздробленными» представляются районы Балтийского щита и южные области платформы, включая Прикаспийскую впадину; здесь выделено несколько «центров» повышенной трещиноватости (районов сочленения нескольких блоков).

4. Так же, как и на коровых контактах, свойства мантийных контактов изменяются по простиранию: выделяются зоны резкого изменения глубины залегания границы М или ее скоростных характеристик. Такие участки, как представляется, скорее всего находятся в напряженном состоянии (зоны сжатия?); наоборот, участки с заметным изменением сейсмических свойств на границе М могут отвечать «ослабленным» зонам.

5. Латеральная изменчивость сейсмических свойств на подошве коры очень значительна — чередование блоков с различными, нередко контрастными свойствами оказывается произвольным; вероятно, именно эта «произвольность» формирует поле напряжений, контролирующее те процессы, которые происходят или происходили в коре.

6. Изменчивость глубины границы М, как хорошо известно, имеет закономерную обратную связь с положением поверхности консолидированной коры. Это свойство практически повсеместно выполняется на территории изученной платформы, за исключением некоторых локальных участков. Например, в Тимано-Печорской впадине отмечается согласное положение поверхности фундамента и границы М.

7. Введенный в интерпретацию параметр «резкости» (Км) границы М, вероятно, служит показателем современного геодинамического состояния среды на подошве коры: значения

Км 0,9 означают «активное» состояние в данной зоне; значения Км 0,8 — «пассивное». Увеличение значений Км, связанное или с уменьшением скорости ниже М, или с увеличением скорости в слое над границей М, однозначно свидетельствует об активизации процессов в данном блоке. Наоборот, низкие значения Км получаются при условии резкого скачка скорости на подошве коры, что скорее всего создает более «прочные» условия здесь. Наибольшее количество участков с «активной» мантией расположено в южных районах Восточно-Европейской платформы, в пределах Воронежского массива и Балтийского щита. На всей остальной площади такие участки имеют локальное распространение.

Таким образом, детальный анализ сейсмических параметров подошвы коры показывает, что на данном уровне располагается очень активная область, которая безусловно оказывает сильное влияние на свойства консолидированной коры. Тем не менее выявить характер взаимосвязи между корой и верхней частью мантии не представляется легкой задачей. Многие свойства коровой и мантийной частей литосферы не совпадают: различное строение контактных зон — для мантии характерны протяженные («магистральные») контакты, трещиноватость коровых слоев более мелкая и хаотичная; только часть мантийных контактов (да и то на отдельных участках) совпадает с коровыми контактами. Различны простирания контактных зон — для мантии характерны субмеридиональные и субширотные простирания; в коре выделены три разных простирания — ЮЗ-СВ в Балтии, СЗ-ЮВ — на юге; субмеридиональные — в центре и на востоке, четкий оконтуренный по коровым свойствам блок Прикаспийской впадины в мантийных параметрах не проявился. В то же время, например, сильная «раздробленность» южной части Восточно-Европейской платформы, в частности, Украинского щита проявилась на всех уровнях коры и ее подошвы. Можно также отметить, что вблизи зон сочленения нескольких коровых блоков располагаются участки «активной» мантии, а в среднем слое в прилегающих блоках широко развит волновод. Все эти примеры безусловно свидетельствуют о влиянии свойств границы М на особенности строения консолидированной коры.

Изложенное позволяет наметить возможные причины возникновения аномальных свойств коры, в том числе в зонах, переходных (транзитных) от орогенов к платформам, или в зонах динамического взаимодействия крупных тектонических областей с разными эндогенными режимами.

4.6.3. Гетерогенность и подвижность верхней коры Восточно-Европейской платформы по геолого-геофизическим данным

Делается попытка увязать идеи разных лет о расслоенности самой верхней части консолидированной коры и фундамента. Опорным стало введенное Э. Э. Фотиади (1958) представление о фронте воздействия внутрикоровых основных масс.

Еще ранее А. Д. Серова (1956) для подобных построений плотностных неоднородностей верхов фундамента использовала сведения о глубине залегания гравитационно-активной поверхности Фишера-Люстиха, находящейся внутри кристаллического фундамента, но не имеющей повсеместного распространения. В дальнейшем Н. В. Подобой и А. Д. Серовой (1962) были подробно изучены плотностные неоднородности верхов кристаллического фундамента и построена карта для восточных регионов платформы, с расчетами глубин возмущающих масс в верхней коре. Е. Ф. Козлова и В. А. Патрушева (1972), ссылаясь и на своих предшественников, показали, что большую часть амплитуды интенсивности аномалий силы тяжести создает так называемый «гравитационно-активный» слой, слагающий верхнюю часть консолидированной коры мощностью в среднем 10—15 км. Была построена карта аномалиеобразующих масс в «гравитационно-активном» слое земной коры для центральных и западных регионов платформы. Позднее Е. Ф. Козловой были построены карты изопахит и изогипс кровли «гравитационно-активного» слоя для большей части Восточно-Европейской платформы (рис. 4.37—4.39).

Все упомянутые исследователи отмечали совпадение глубин поверхности гравитирующих масс с положением первой сейсмической границы в кристаллической коре. В данном случае важна сама идея, а не точность совпадения «гетерогенностей» (неоднородностей) среды разной природы.

Это обстоятельство подсказало мысль совместить полученные ранее построения с более поздними представлениями и построениями для горизонта (границы) «А» Н. К. Булина (1973),

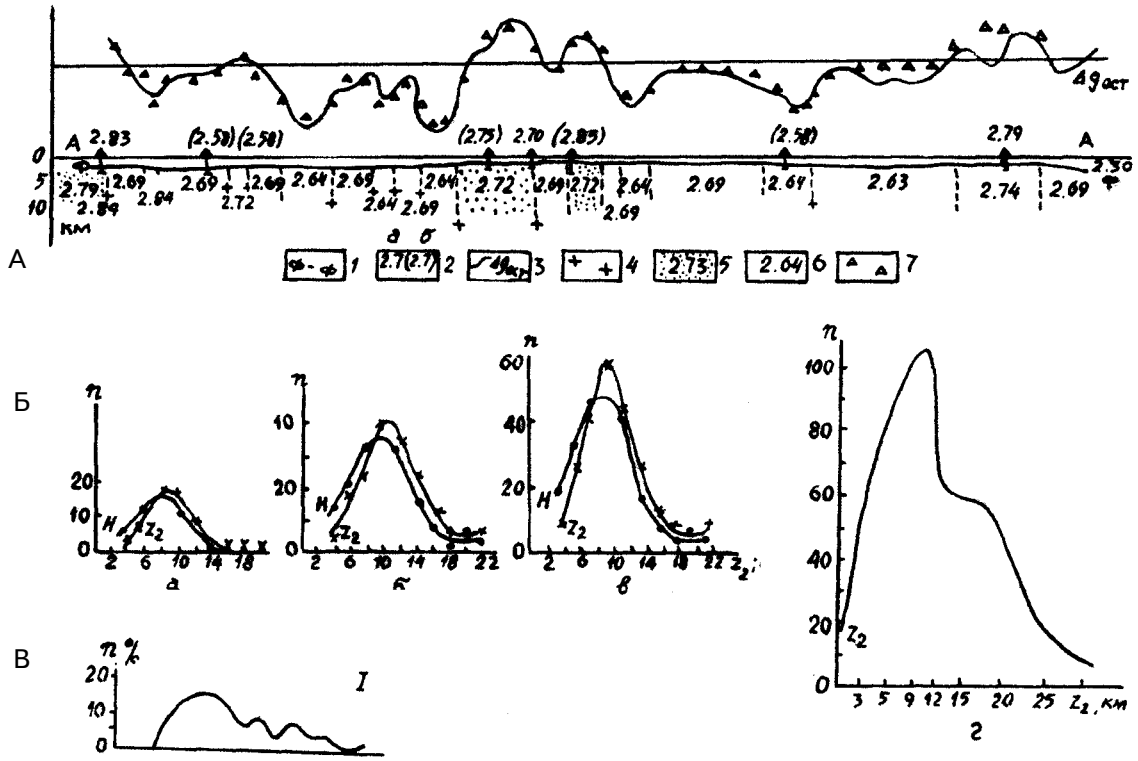


Рис. 4.37. Характеристики физических полей, иллюстрирующие гетерогенность верхов верхнего слоя земной коры

А. Расчетный профиль по гравиметрическим данным:
1 — поверхность фундамента; 2 — плотность пород по данным бурения: а — измеренная, б — вычисленная; 3 — кривая остаточных аномалий силы тяжести $\Delta g_{ост}$; 4 — рассчитанная глубина залегания нижней кромки аномальной массы; 5 — аномальные массы с плотностью 2,70 г/см^3 и более; 6 — заданное значение плотности среды; 7 — вычисленная аномалия силы тяжести.
Б. Кривые распределения глубин залегания нижних кромок аномалиеобразующих масс z_2 и мощности «гравитационно-активного» слоя земной коры H:
а — Курземский, Новгородский, Торжокский и Смоленский блоки, N = 59; б — Литовский и Эстонско-Белорусский блоки, Валдайская зона, N = 171; в — западные районы в целом, N = 230; г — северные и центральные районы, N = 445.
В. Вариационные кривые распределения вертикальных размеров намагниченных тел, соответствующих мощности магнитоактивной толщи верхов коры [Булина, 1974]:
I — в северо-западной части Русской платформы, N = 122; II — в восточной части Сибирской платформы, N = 72; III — в южной части Сибирской платформы, N = 109.
Г. Температурные аномалии, измеренные в условиях восстановленного режима в сверхглубокой Ново-Елховской скважине N20009 (по данным Н. Н. Христофоровой и др., 2000)
Аномалии такой формы соответствуют разуплотненным зонам и свидетельствуют о постоянно действующих процессах конвективного тепломассопереноса в этой части гранито-гнейсового слоя земной коры и характерны для газовых залежей. Бурение в скважине выявило сильно раздробленные породы и каверны в данном интервале глубин, а также повышенные газопоказания. Измерения температуры во времени свидетельствуют о наличии постоянной вертикальной миграции газа с больших глубин

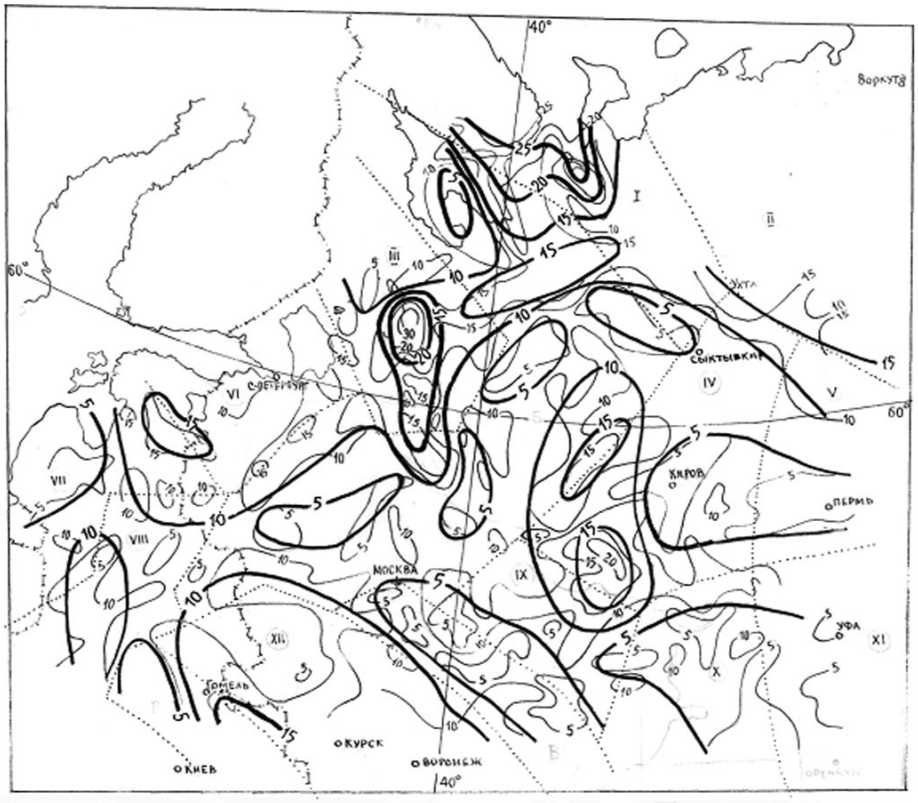


Рис. 4.38. Схема глубины (в км) «гравитационно-активного» слоя земной коры Восточно-Европейской платформы (составила Е. Ф. Козлова)

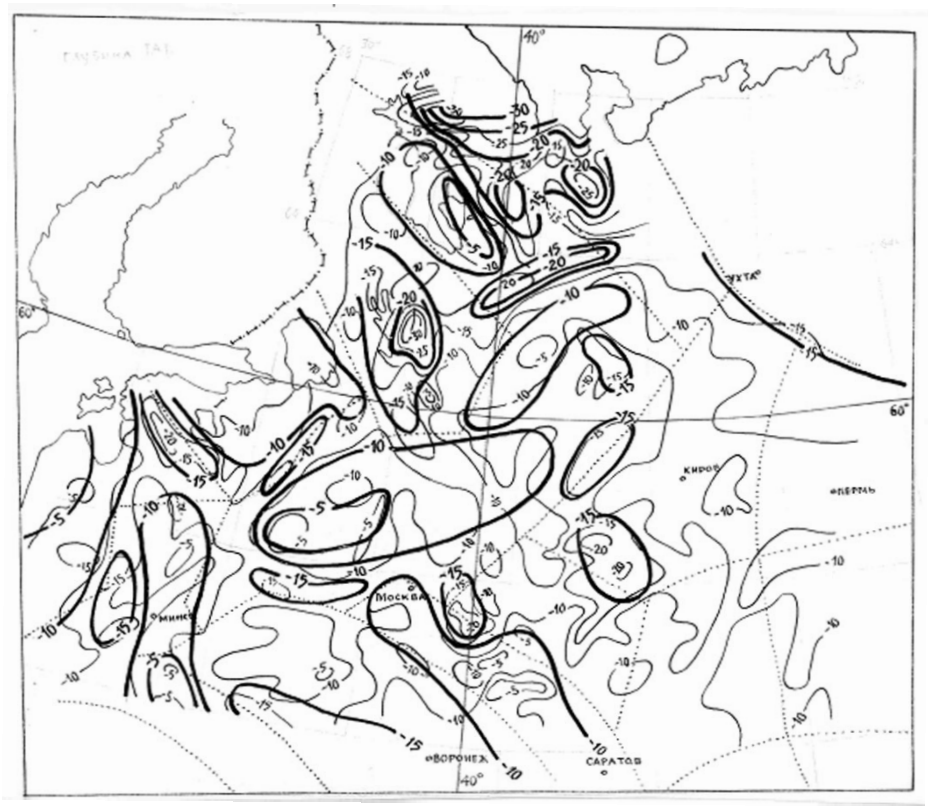


Рис. 4.39. Схема мощности (в км) «гравитационно-активного» слоя земной коры Восточно-Европейской платформы (составила Е. Ф. Козлова)

для горизонтальной неоднородности коры по результатам расчета нижних кромок намагниченных тел Л. В. Булиной [1974] (рис. 4.37, В). Недавно (Булина, 2005) было высказано предположение о том, что горизонтальные смещения геоблоков должны были привести к появлению на их нижней границе субгоризонтальных зон скалывания. Такое предположение, высказанное еще А. В. Пейве, можно использовать для объяснения, в частности, данных о пространственном распределении нижних кромок намагниченных тел. Принадлежность этих тел определенным уровням глубин может быть объяснена гипотезой о существовании субгоризонтальных зон сколов земной коре. Если допустить, что вдоль таких зон происходили хотя бы небольшие относительные перемещения отдельных слоев земной коры, естественно предположить, что намагниченные объекты здесь будут разорваны, а их части смещены относительно друг друга. Наибольший аномальный эффект создадут тела, оставшиеся наверху, а их нижние границы в отдельных блоках земной коры должны находиться вблизи зон тангенциальных сколов. Объяснима и сравнительно небольшая глубина ограничения нижних кромок тел, неплохо коррелируемая с положением сейсмических границ на небольшой глубине, имеющих, возможно, динамическую природу (Булина, 2005). Это подкрепляет и наши мысли о роли динамического фактора в формировании границ в земной коре платформы.

Появились построения Г. В. Краснопевцевой (1988, 2000) о положении в коре и параметрах первого сейсмического слоя в земной коре.

Недавно опубликованы данные Н. Н. Христофоровой с соавторами (2000) о температурных аномалиях (рис. 4.37, Г) и о зонах разуплотнения (Трофимов, 1996) в верхах кристаллического фундамента на востоке платформы (по сейсмическим данным).

Можно объяснить разработанные М. Г. Леоновым (2000, 2003) основы 3D-реидной деформации фундамента применительно к изучению неотектоники платформенных структур. Более понятными могут стать и наши представления о современной геодинамике платформы [Юдахин и др., 2003].

Мы полагаем, что совмещение этих понятий и построений позволит по-новому объяснить некоторые вопросы платформенной тектоники и геодинамики, такие как:

- складкообразование в чехле и фундаменте;
- надвиговые и сильно расслоенные тектонические структуры верхов фундамента;
- зоны дислокационного разупрочнения;
- скоростные и температурные аномалии;
- геохимическая и флюидная проницаемость фундамента, его возможная нефтенасыщенность;
- тектоническая и сейсмическая активность платформы;
- отклик платформы на удаленные эндогенные и внешние воздействия, в том числе в виде слабых землетрясений и постоянной микросейсмичности — как показателя подвижности среды.

Не привлекая больших глубин и значительных объемов среды, можно объяснить многие сейсмические явления на платформе разнохарактерными (в том числе субгоризонтальными, с небольшими смещениями) подвижками на границе «осадочный чехол — фундамент» или же внутри верхов консолидированного фундамента (первые километры) в тех «сейсмотектонических ловушках», причины которых, например, перечислены выше.

Для объяснения локальных слабых землетрясений и микросейсмичности могут оказаться важными особенности вещественного состава пород фундамента, на что обращала внимание Б. А. Ассиновская (2002, 2004). Во всех случаях, упоминаемых выше, роль разрывной сейсмотектоники может оказаться второстепенной при объяснении природы землетрясений на платформе вообще.

4.7. ГЛУБИННЫЕ ДИНАМИЧЕСКИЕ (СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ) СИСТЕМЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ КАК ГЛУБИННАЯ ОСНОВА ИЗУЧЕНИЯ СЛАБОСЕЙСМИЧНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Нами разработана новая концепция активной глубинной сейсмотектоники, основанная на идее тектонического взаимодействия орогена и платформы как единой динамической системы, развивающейся в пространстве и во времени.

Если обосновывать эти представления только данными геофизики, то, скорее всего, можно говорить о современных динамических системах литосферы (для задач сейсмотектоники этого было бы достаточно). Однако анализ геологических данных показал длительность развития динамических систем, по меньшей мере, в течение фанерозоя.

По геолого-геофизическим данным, включающим характеристики геофизических полей, особенности строения земной коры и верхней мантии, сейсмичности, тектоники, современных движений и др., в пределах Северной Евразии выделены следующие *глубинные динамические (сейсмотектонические) системы:* Средиземноморско-Европейская (с двумя подсистемами — Карпатской и Кавказско-Копетдагской), Скандинавская, Центрально-Азиатская, Байкальская, Курило-Камчатская, Верхоянско-Колымская, Арктическая (Щукин, 1993, 1994). Они представляют собой ансамбль неоднородностей с четко выраженными проявлениями нелинейности глубинных тектонических процессов (рис. 4.40—4.42).

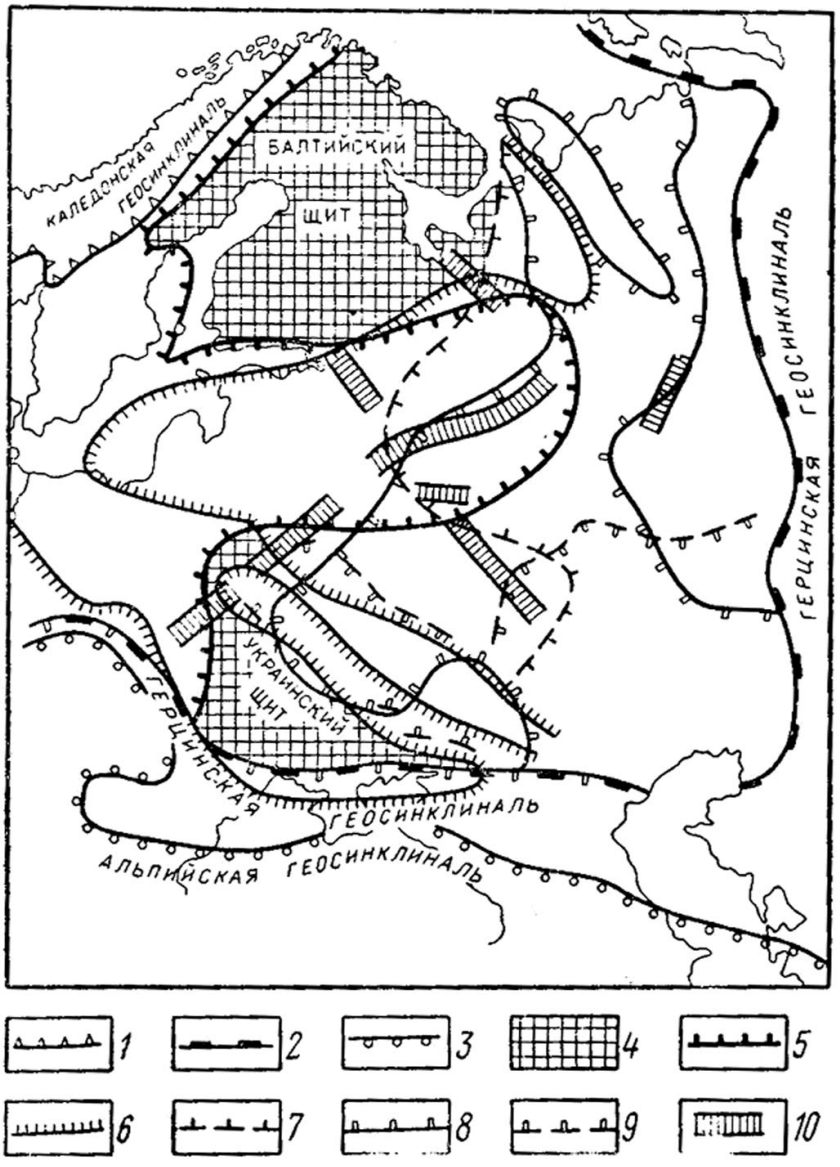


Рис. 4.40. История периферических прогибов Восточно-Европейской платформы [Белоусов, 1978]

Границы геосинклиналей: 1 — каледонской, 2 — герцинской, 3 — альпийской, 4 — щиты. Границы периферических прогибов: 5 — в каледонском цикле (поздний кембрий), 6 — в герцинском цикле (средний — поздний девон и турнейский век), 7 — в конце герцинского цикла (татарский век), 8 — в альпийском цикле (ранний мел), 9 — в альпийском цикле (поздний мел), 10 — авлакогены

Протяженность систем достигает тысяч километров, а глубина — сотен километров. Выделяемые динамические системы, а, по существу, активные объемы земной коры и верхней мантии (коро-мантийные неоднородности) определяют с геологического прошлого до настоящего времени масштаб, интенсивность и специфику проявления тектонических процессов, а также направленность и энергию современных геодинамических проявлений, включающих сейсмичность. Согласно Ю. М. Пущаровскому (1995), структурная самоорганизация динамических систем после переработок в результате предшествующих тектонических процессов происходила по индивидуальным направлениям, которые можно назвать «перекрестными» геодинамическими обстановками (путями).

Глубинные источники энергии этих систем расположены в пределах активных орогенов. Здесь же расположены очаги сильнейших очагов излучателей упругих волн. Бесспорно поэтому, что центр тяжести в доказательной части существования динамических систем приходится на орогены. Привлечение сведений по новейшей тектонике, исторической геологии и геодинамике позволяет расширить описание систем и проследить изменение их границ в течение геологического времени.

В 1983—1988 гг. удалось дать комплексное количественное описание типов сейсмогенных сред, совпадающих с типами орогенов, известных из геологии. Были описаны индивидуальные признаки их проявления. Поиски адекватных орогенам типов сред в пределах прилежащих платформ привели к неизбежности построения карт динамического влияния орогенов на платформы [Глубинное строение.., 1987; Долговременное прогнозирование.., 1988]. Эти построения и стали комплексной геофизической основой выделения, а вместе с геологическими данными — также и построения карты расположения динамических систем Северной Евразии (Щукин, 1993, 1994). Привлечение дополнительных сведений по новейшей тектонике, исторической геологии и геодинамике позволило уточнить терминологию, дать более точное описание этих систем, проследить изменение их границ в течение геологического развития. Постараемся охарактеризовать одну из систем — Средиземноморско-Европейскую, включающую Восточно-Европейскую платформу и окружающие ее горно-складчатые области.

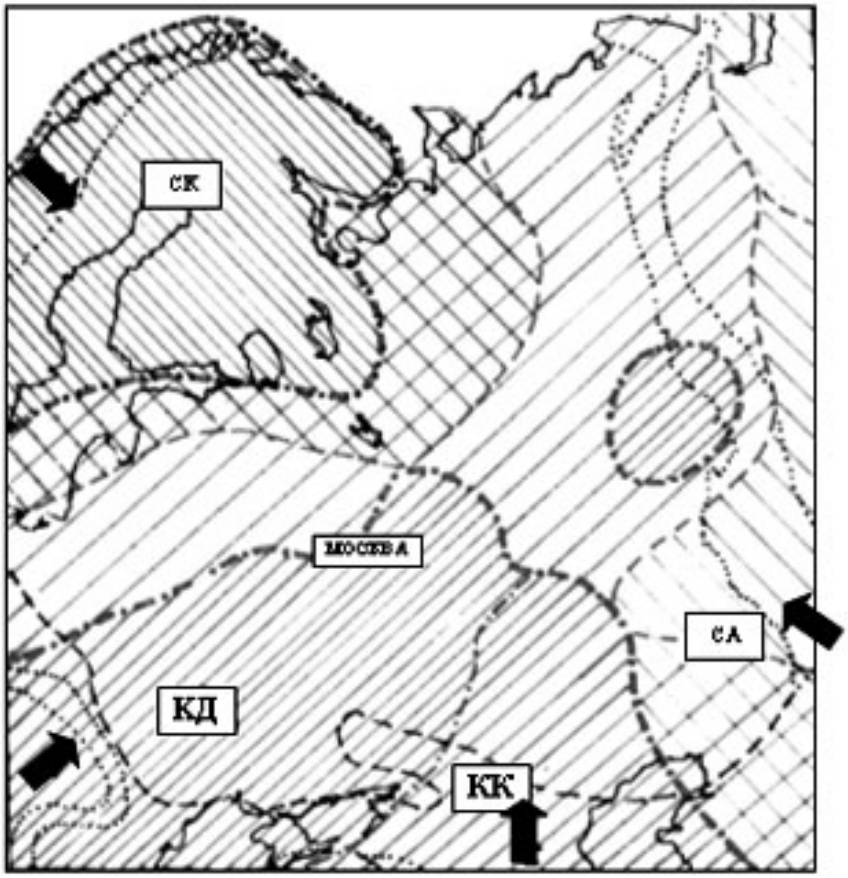


Рис. 4.41. Современные глубинные динамические (сейсмотектонические) системы Восточно-Европейской платформы:

СК — Скандинавская, КД — Карпато-Динарская и КК — Кавказско-Копетдагская подсистемы единой Средиземноморской системы. Стрелками показаны направления активного динамического воздействия на платформу

Восточно-Европейская платформа в течение фанерозоя находилась под непрерывным сильным динамическим воздействием окружающих ее орогенов (рис. 4.42). Каледонский деформационный фронт был обращен с северо-запада на юго-восток, герцинский фронт — с запада на восток (Урал), альпийские деформации — с юга на север (Кавказ) и с юго-запада на северо-восток (Карпаты) [Щукин, 1996]. Восток платформы стал местом интерференции двух эпох тектонической активности — герцинской и альпийской (Хаин, 1964), каждая из которых оставила в геологической памяти осадочного чехла, консолидированной коры и верхней мантии заметные следы.

Геологическим откликом (памятью) платформы на динамическое воздействие орогенов (складчатых областей) следует считать:

— пространственно-временные колебательные и волновые тектонические движения, синхронные в орогенах и платформах, сопровождаемые при этом также накоплением и деформацией одновозрастных осадков;

— скорость, мощность, тип осадконакопления на платформе, соответственно фазам развития геосинклинали;

— отчетливая смена ориентации морских осадочных бассейнов по отношению к активной складчатой области;

— тектонические дислоцированные зоны, переходные от орогенов (складчатых областей) к платформе;

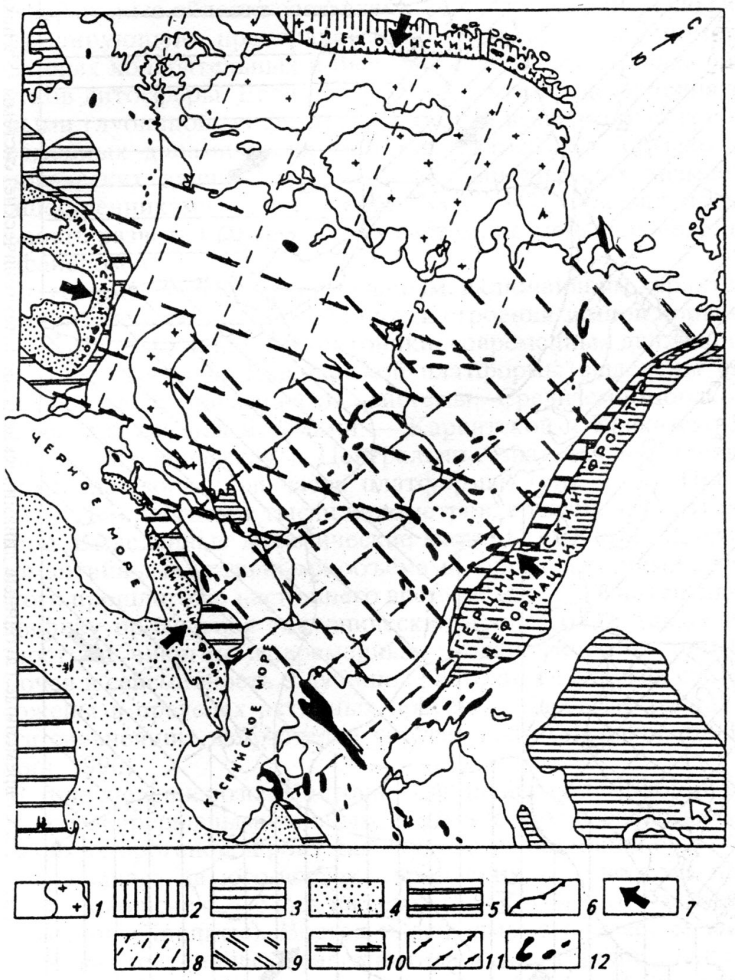


Рис. 4.42. Динамическое влияние орогенов и деформации сжатия форланда:

1 — области докембрийской складчатости и выходы ее на дневную поверхность (Балтийский и Украинский щиты); *области складчатости:* 2 — каледонской; 3 — герцинской; 4 — альпийской; 5 — предгорные прогибы; 6 — фронт деформаций сжатия форланда; 7 — преобладающие направления фронта тангенциальных деформаций; 8 — область каледонских синорогенных движений и деформаций; 9 — область динамического влияния герцинских орогенов (Урал); *области динамического влияния:* 10 — Карпатского, 11 — Кавказского; 12 — районы развития синорогенных и соскладчатых инверсионных структур сжатия в осадочном чехле (платформенная складчатость). Использована тектоническая основа Н. С. Шатского (1955 г.). Стрелками разного знака показаны направления деформации: каледонского, герцинского, альпийского тектонических циклов. Черные контуры — локальные складчатые структуры чехла платформенного типа

— интенсивная идиоморфная (прерывистая) платформенная складчатость (куполовидные поднятия, валы, плакантиклинали, инверсионные структуры осадочного чехла вдали от фронта деформаций активных складчатых областей);

— глубокие дислокации, охватывающие платформы и складчатые области;

— глубинные структурные связи и разломные дислокации платформ, синхронные эпохам тектонической активности соседних складчатых областей (орогенов);

— синорогенный платформенный магнетизм и минерагенические проявления.

Геофизическими признаками динамического взаимодействия платформы и смежных орогенов можно считать:

* крупномасштабные аномалии поля силы тяжести (единые для разнородных тектонических элементов), отождествляемые с плотностными неоднородностями верхней мантии на глубине около 100—150 км;

* единые для орогена и платформы протяженные скоростные неоднородности, определяющие структуру аномальной мантии на глубинах до 100 км;

* единый или близкий структурный план мантийных неоднородностей (нормальная мантия);

* сквозные для орогенов и платформ линейные протяженные сейсмогенные структуры литосферы;

* синхронный энергетический отклик платформы на сильные землетрясения в орогенах;

* уникальное дальнодействие (ощутимость) глубоких мантийных землетрясений района Вранча (Восточные Карпаты), определяемое положением неоднородностей геофизической среды.

Некоторые сейсмологические следствия. Предлагаемый подход позволяет по-новому рассмотреть некоторые научные, практические вопросы и:

— принципиально изменяет наши представления о степени активности и сейсмической опасности слабоактивных регионов и приближает к решению проблемы внутриплитной сейсмичности;

— позволяет объяснить условия и механизмы, а также направленность передачи энергии тектонических процессов на огромные расстояния;

— объясняет причины региональной индивидуальности, выраженной азимутальности и дальнодействия прогностических признаков землетрясений;

— снимает противоречия в вопросе использования модели разломной или блоковой природы землетрясений;

— объясняет известную разнотипность глубинных условий возникновения и механизма формирования очагов землетрясений в пределах (условиях) разнотипных орогенных зон с разными режимами развития;

— дает возможность создать динамическую (глубинную сейсмотектоническую) основу для оптимального размещения локальных, региональных и глобальных сетей сейсмических станций и геофизических обсерваторий слежения за естественными (землетрясениями) и искусственными (взрывы) источниками возбуждения упругих волн, а также мониторинга окружающей среды;

— позволяет по-новому объяснить причины и обозначить контуры областей региональной экологической и техногенной опасности, а также масштабы и причины аномалий флюидного режима.

Намечаемое решение позволяет упорядочить разрозненные факты и явления (геологические, геодинамические, сейсмические и др.) в единую систему взглядов.

Естественно, что придется пересмотреть некоторые предложения и требования к проведению комплексных геолого-геофизических исследований и обработке полученных материалов. Это равным образом относится к высокосейсмичным (горно-складчатым) и слабосейсмичным (но опасным) платформенным регионам. Может измениться научный и методический подход к региональному сейсмическому районированию. Однако для доказательства нового предположения требуются значительные исследовательские работы.

Анализ геолого-геофизической информации о глубинном строении земной коры, потенциальных геофизических полях, математическая обработка данных (программа ПОИСК) позволили описать структурно-вещественное и динамическое состояние среды, вмещающей очаги слабых землетрясений на платформе [Глубинное строение.., 1987; Долговременное прогнозирование.., 1988]. Возможность получения информации о ближайших к эталонному объекту точках позволила выделить собственные области эталонов. В первом приближении — это некоторый объем среды, каждая частица которого одинаково реагирует на возмущение от события, характеризующийся более или менее сходными значениями физических полей и однородностью геологического строения. Группы собственных областей очагов землетрясений образуют девять квазисобственных областей, характеризующихся определенным глубинным строением и отвечающих за возникновение землетрясений определенного типа.

На схеме (рис. 4.43) показана глубинная геологическая делимость среды Восточно-Европейской платформы на крупные неоднородности с присущими им типами очагов землетрясений: I — Воронежская (Сарматская), II — Белорусско-Прибалтийская, III — Кольско-Карельская (Скандинавская), IV — Мезенская, V — Тиманская, VI — Печорская, VII — Среднерусская, VIII — Уральская, IX — Прикаспийская.

Полученные результаты анализа оказались неожиданными в том смысле, что на фоне сравнительно однородной по строению и активности территории платформы удалось выделить элементы среды с индивидуальными признаками их проявления. И хотя выделенные элементы совпадают с главными тектоническими единицами платформы (здесь вроде бы нет ничего удивительного), однако то, что эти элементы среды четко выражены в показателях геофизических и структурных глубинных аномалий, интересно и заманчиво для задач глубинной сейсмотектоники. Поэтому схема (см. рис. 4.43) была названа — сейсмотектоническая организация (делимость) Восточно-Европейской платформы. Полученный результат может служить частью легенды карты сейсмогенных структур платформы, касающейся внутриплатформенной локальной сейсмичности, связанной с процессами в земной коре региона. Однако разгадка сейсмичности лежит в сложном взаимодействии автономной (собственно платформенной) и наведенной (орогенной) сейсмичности. Использование только одного из двух названных явлений может привести к неправильным (заниженным) оценкам сейсмической опасности Восточно-Европейской платформы.

Выводы

Принципиально новое положение о том, что Восточно-Европейская платформа является *не тектонически пассивной, а достаточно подвижной, особенно в ее окраинных частях, структурой,* существенно изменило подход к методике и практике мониторинга геологической среды платформенных регионов. При этом мы исходим из следующих фактов и предположений:

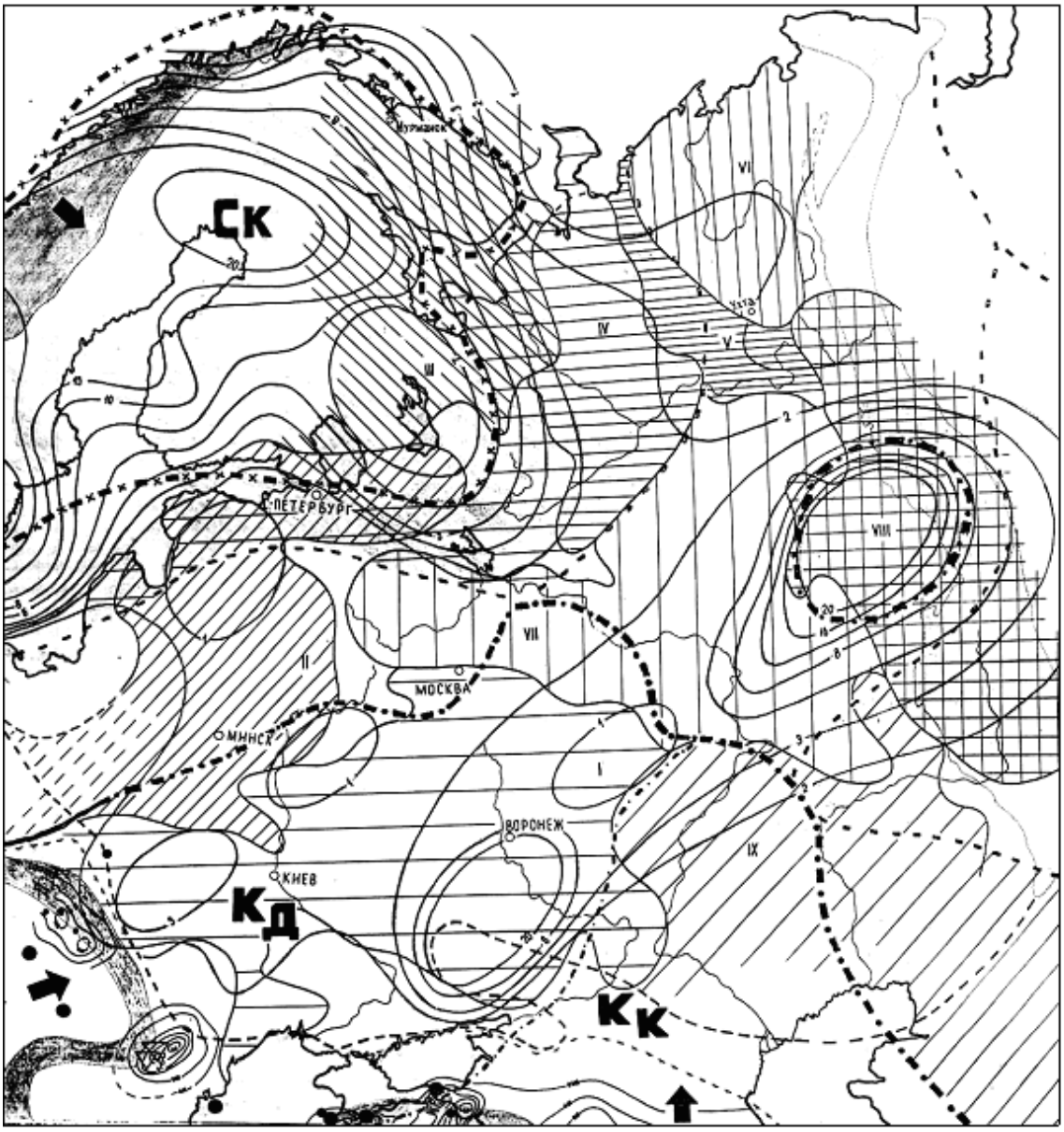


Рис. 4.43. Глубинная сейсмотектоническая делимость (организация) Восточно-Европейской платформы (см. также рис. 4.23 и 4.24, а также пояснения в тексте)

Тонкие изолинии со значениями плотности (числа) очагов слабых землетрясений за исторический период наблюдений. Штриховкой выделены области очагов землетрясений сходной природы в среде с однотипным строением. Цифрами обозначены сейсмотектонические неоднородности: I — Воронежская (Сарматская), II — Белорусско-Прибалтийская, III — Кольско-Карельская (Скандинавская), IV — Мезенская, V — Тиманская, VI — Печорская, VII — Среднерусская, VIII — Уральская, IX — Прикаспийская

1. Геологические события прошлого и современные геодинамические процессы охватывают огромные пространства одновременно (в геологическом масштабе времени) или почти одновременно (в реальном времени).

2. Это объясняется тем, что в геологических процессах участвуют крупномасштабные неоднородности активных объемов литосферы до глубины 200—300 и более километров.

3. При этом в каждом структурном этаже земной коры и верхней мантии [такие] геологические и геофизические процессы проходят в обстановке, характерной для того или иного глубинного раздела (уровня, слоя). Это легко заметить даже из обычного сопоставления (явно не соответствующих) разноглубинных процессов и явлений, контуров пространственно-временных аномалий физических полей.

4. Одновременное существование в разных этажах коры и мантии «собственных» ансамблей неоднородностей среды является одним из замечательных элементов среды. Другим же важным ее свойством следует считать пространственно-временную неустойчивость, динамичность физического состояния среды, ее «подстраивание» под изменяющуюся геологическую историю Земли в целом, конкретного региона в частности.

5. В геологической среде не существует изолированных (региональных или локальных) структурных неоднородностей, аномалий физических полей, процессов и явлений. Все они взаимосвязаны и взаимообусловлены динамически взаимодействующими системами глубинных геосфер, по-разному откликающимися на эндогенные и внешние воздействия.

6. Эти положения должны учитываться при размещении наблюдательной сети и интерпретации полученных результатов.

Заключение

Итак, сделана попытка описать лишь некоторые признаки структурно-тектонического и напряженно-деформированного состояния среды в пределах Восточно-Европейской платформы. Это позволяет приблизиться к правильному истолкованию региональных геолого-геофизических и сейсмологических данных, обратить внимание на нелинейные геофизические и геологические процессы в земной коре и верхней мантии, на возможность использования нетрадиционных подходов к прогнозу опасных природных явлений.

Еще нужен углубленный анализ всей имеющейся информации, доказательство сильных структурно-динамических связей разновозрастных и разноранговых неоднородностей литосферы.

В новой проблеме сейсмичности слабоактивных регионов Восточно-Европейской и других платформ возникли новые задачи:

- выявление активно развивающихся платформенных тектонических структур и определение источников локальной сейсмичности;
- определение степени динамического влияния активных орогенов на подвижность и сейсмичность зон, переходных от платформ к орогену (периорогены);
- изучение и мониторинг техногенной сейсмичности в зонах интенсивной разработки и добычи полезных ископаемых (нефть, газ, рудные, уголь и др.).

Впервые ясно определились взаимозависимые цели и задачи изучения современных геодинамических процессов, сейсмичности, геоэкологии и техногенеза в плане изучения как региональных, так и локальных объектов. Важность и трудность этой проблемы нельзя недооценивать. Обозначились новые конкретные темы для совместных экспериментальных решений при исследовании платформ:

— сейсмичность и активность, механизм формирования малых структурных форм;

— наведенная сейсмичность, методы исследования и оценки опасности;

— динамические геологические и геофизические поля в зонах разломов и активных контактов;

— региональные и локальные поля тектонических напряжений в зонах взаимодействующих активных неоднородностей;

— сейсмичность как индикатор скрытых минерагенических проявлений.

Главная трудность при решении этих задач состоит в том, что все перечисленные природные явления приходится изучать на уровне геодинамического фона (шума), для регистрации которого необходимо создавать новое поколение аппаратуры и оригинальные разноуровневые системы комплексных наблюдений. Стратегию таких измерений диктует геологический объект во всем многообразии его проявления — трехмерный в пространстве и развивающийся во времени. Сказанное в полной мере относится не только к Восточно-Европейской платформе, глубинная геолого-геофизическая основа и современное геодинамичесое состояние которой были описаны выше, но ко всем структурам литосферы Северной Евразии сходного тектонического развития.

Литература

Атлас карт глубинного строения земной коры и верхней мантии территории СССР. М.: ВНИИГеофизика, 1989. 64 с.

Арган Э. Тектоника Азии. ОНТИ НКТП СССР, 1935. 192 с.

Беляевский А. А. и др. Некоторые особенности строения и динамики земной коры и верхней мантии территории СССР // XXVI сессия МГК. Докл. сов. геологов. Геодинамика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980. С. 5—19.

Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.

Булина Л. В. Горизонтальная неоднородность консолидированной земной коры // Строение континентальной земной коры на территории СССР. Л.: Недра, ЛО, 1974. С. 31—48.

Булина Л. В. Геологическая информативность данных и магнитной неоднородности верхней части земной коры // Геофизик. 2004. 5. С. 54—58.

Винник Л. П., Рябой В. З. и др. Скорости Р-волн в верхней мантии Восточно-Европейской платформы // ДАН СССР. 1978. Т. 242, № 1.

Гейко В. В. Скорости Р-волн в верхней мантии Европы по данным глубокофокусных землетрясений Вранча // Докл. АН УССР, сер. Б, геол., геохим. и биол. науки. 1980. № 10. С. 6—10.

Гейко В. С., Цветкова Т. А., Ливанова Н. П. и др. Трехмерное распределение скоростей Р-волн в мантии Центральной и Северной Европы // Сейсмотомография 92: Междунар. науч.-техн. совещ. по геотомографии (тез. докл.). Апатиты, 1992. С. 46—47.

Глубинное строение слабосейсмичных регионов СССР. М.: Наука, 1987. 238 с.

Град М. Строение мантии Евразии по записи ядерных взрывов // Структура верхней мантии: Тез. докл. М., 1997. 16 с.

Долговременное прогнозирование сейсмической опасности по комплексу геолого-геофизических данных. М.: Наука, 1988. 108 с.

Коган С. Д. О временах пробега продольных волн в условиях горизонтально неоднородной верхней мантии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. № 6. С. 3—13.

Коган С. Д. Об особенностях строения верхней мантии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 5. С. 3—17.

Краснопевцева Г. В., Щукин Ю. К. Тектоническая делимость земной коры // Геофизик. 1996. 4. С. 19—24.

Краснопевцева Г. В., Щукин Ю. К. Объемная глубинная модель земной коры Восточно-Европейской платформы по данным региональных сейсмических исследований // Региональная геология и металлогения. № 10. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 73—84.

Лопатина Н. П., Рябой В. З. Скоростные неоднородности верхней мантии и глубинные аномалии силы тяжести территории СССР // Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М.: Наука, 1974.

Солодилов Л. Н. Центр ГЕОН им. В. В. Федынского — 35 лет научных исследований и производственных работ // Разведка и охрана недр. 2003. № 2. С. 2—9.

Тетяев М. М. Геотектоника СССР. М.; Л.: ГОНТИ НКТП СССР, 1938. 298 с.

Фарафонова Ю. Г., Яновская Т. Б. Строение верхней мантии западной части Восточно-Европейской платформы по скоростям поверхностных волн // Физика Земли. 2003. № 8. С. 3—10.

Фредерикс Г., Емельянцев Т. Распространение альпийских движений в СССР // Зап. Всерос. минералогич. об-ва. 2-я серия, ч. 65, вып. 1. 1936. С. 75—80.

Чепмен Д. С., Поллак Г. Н., Чермак В. Глобальный тепловой поток и тепловое поле Европы // Тепловое поле Европы. М.: Мир, 1982. С. 54—64.

Штауб Р. Механизм движений земной коры. Л.; М.: ГОНТИ, 1938. 372 с.

Щукин Ю. К. Глубинная сейсмотектоника Северной Евразии // Недра Поволжья и Прикаспия. Спец. выпуск 13. 1996. С. 39—66.

Юдахин Ф. Н., Щукин Ю. К., Макаров В. И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург, 2003. 299 с.

Христофорова Н. Н. Конвективные ячейки в мантии и тепловой поток // Георесурсы. 2001. № 1 (5). С. 20—27.

Argand Emile La Tectonique de l'Asia. Congress Geologique International. Treizieme Session. Belgique. 1922.

Staub Rudolf Der Bewegungsmechanismus der Erde. Berlin, 1935.

Grad M. Seismic models of the Earth's crust and upper mantle of East European Platform // Acta Geophysica Polonica. 1987. Vol. XXXV, N 2. P. 121—155.

ЧАСТЬ II

ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О РЕГИОНАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

ГЛАВА 1

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Современные тектонические движения земной коры Фенноскандии определяются тремя главными моментами: горизонтальным сжатием со стороны раздвигающегося Срединно-Атлантического рифта; вертикальным унаследованным сводообразным изостатическим поднятием щита в целом; остаточным постгляциоизостатическим поднятием.

1.1. РЕЗУЛЬТАТЫ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

Начало регулярным инструментальным сейсмическим наблюдениям на Кольском полуострове положено в 1956 г., когда создана первая в регионе сейсмическая станция «Апатиты», а в составе Полярного геофизического института Кольского филиала АН СССР организована лаборатория сейсмологии под руководством к. ф.-м. н. Г. Д. Панасенко. В 1975 г. лаборатория передана в Геологический институт КФ АН СССР, а в 1991 г. на ее основе возник Кольский региональный сейсмологический центр (КРСЦ) Российской академии наук. В 2004 г. КРСЦ реорганизован в Кольский филиал Геофизической службы РАН. Основной задачей КФ ГС РАН является проведение сейсмического и акустического мониторинга Северо-Запада России и прилегающих территорий, а также архипелага Шпицберген. Эта работа проводится с помощью собственной сети цифровых сейсмических и инфразвуковой станций КФ ГС РАН, с привлечением данных сейсмомониторинговых систем NORSAR (Норвегия), IRIS (США) и ЛАГСМ (Латвия).

Региональная сеть сейсмомониторинга, насчитывавшая до семи отдельных трехкомпонентных станций с аналоговой системой регистрации, была сформирована усилиями КФ АН СССР уже к середине 80-х годов XX в. и охватывала территорию Мурманской и Архангельской областей, Северной Карелии и архипелага Шпицберген. В 1992 г. КРСЦ при технической помощи Норвежской сейсмологической службы создал в центре Кольского полуострова, в 17 км от г. Апатиты, сейсмическую группу «Апатиты», состоящую из девяти сейсмометров для измерения вертикальной компоненты сейсмических волн и трехкомпонентной сейсмостанции (рис. 1.1). Создание группы положило начало цифровым инструментальным наблюдениям сейсмичности на Кольском полуострове.

Все датчики сейсмической группы имеют частоту дискретизации 40 Гц, информация с них поступает в центральный пункт сбора, где оцифровывается с помощью дигитайзеров (АЦП) RD-3 и RD-6 фирмы Nanometrics. Оцифрованные данные по прямому радиоканалу из трех радиомодемов передаются в центр обработки, расположенный в Академгородке г. Апатиты. В течение двух недель данные находятся в кольцевом дисковом буфере, подвергаясь просмотру, анализу и обработке, после чего перезаписываются для постоянного хранения на компакт-диски.

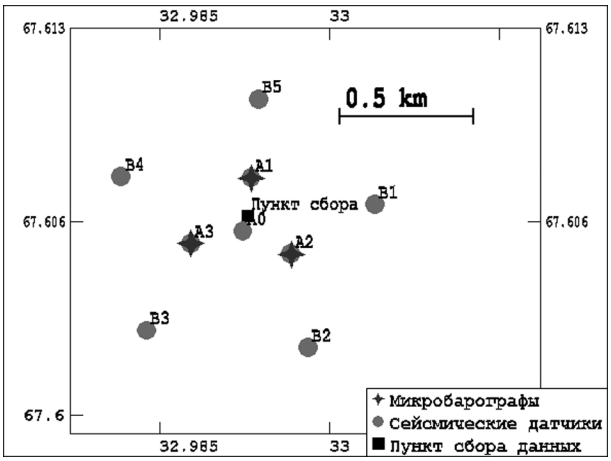


Рис. 1.1. Сейсмоинфразвуковой комплекс «Апатиты»

В 1996 г. в пределах площади размещения сейсмической группы «Апатиты» была установлена группа из трех инфразвуковых датчиков (микробарографов, рис. 1.1). Интегрированная группа получила название «Сейсмоинфразвуковой комплекс (СИЗК) „Апатиты“» [Виноградов, 2004]. Комплекс оснащен специально разработанной в КРСЦ компьютерной системой автоматического мониторинга, обеспечивающей в непрерывном режиме обнаружение (детектирование) сейсмических событий, определение их координат и времени в очаге (локация), формирование базы данных зарегистрированных событий. Введение в эксплуатацию СИЗК «Апатиты» позволило достичь существенного прогресса в дискриминации землетрясений и наземных взрывов на контролируемой территории, поскольку наличие записей инфразвуковых колебаний, генерируемых сейсмическим событием, является достаточным основанием считать такое событие наземным взрывом.

Другим важным направлением инструментальных сейсмологических исследований, проводимых КФ ГС РАН, является изучение техногенной сейсмичности в горнорудных районах Кольского полуострова и на арх. Шпицберген. Для контроля слабой сейсмичности в 2000 г. в зоне деятельности угледобывающего предприятия ФГУП «Арктикуголь» на о. Зап. Шпицберген в пос. Баренцбург были установлены трехкомпонентные цифровые сейсмические станции BRB1 и BRB2 (рис. 1.2) [Асминг, Баранов, 2005]. В 2002–2003 гг. аналогичные станции GFR и RASV были установлены в Хибинском массиве в зоне добычи апатит-нефелиновых руд, осуществляемой ОАО «Апатит» (рис. 1.3). Станции оснащены специально разработанной в КФ ГС РАН компьютерной системой автоматического мониторинга сейсмичности.

На рис. 1.4 показана расчетная чувствительность сети станций КФ ГС РАН (под чувствительностью понимается магнитуда, с которой начинается устойчивое обнаружение сейсмического события на данном расстоянии).

О различении взрывов и землетрясений в Евро-Арктическом регионе. Евро-Арктический регион характеризуется высоким уровнем горнодобывающей и другой антропогенной активности, генерирующей сейсмические волны. Большое количество взрывов разных типов (наземных, подземных, подводных), зарегистрированных КФ ГС РАН с 1992 г., представляет собой богатый материал для исследования фундаментального вопроса: как проявляется на записях сейсмических событий тип источника сигналов и какой модификации

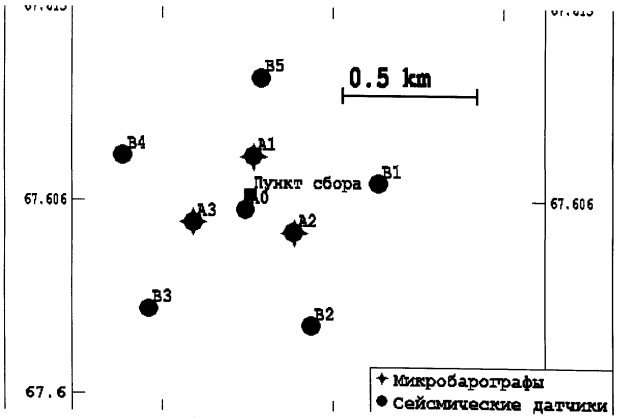


Рис. 1.2. Сейсмологические станции на Шпицбергене

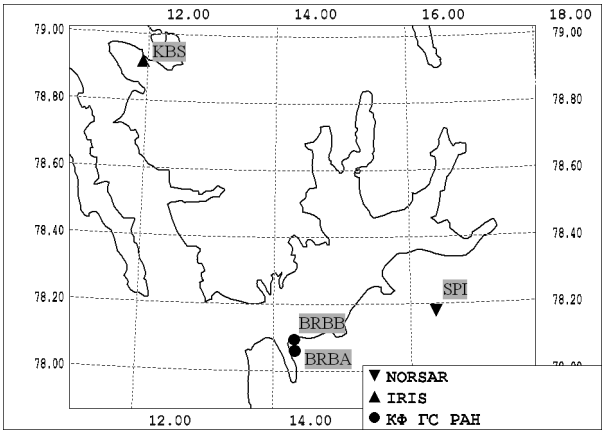


Рис. 1.3. Сеть сейсмомониторинга в Ловозерско-Хибинском горнорудном районе

подвергаются сигналы под воздействием неоднородностей геологической среды на пути распространения волн.

КФ ГС РАН на протяжении ряда лет проводит исследование вопросов дискриминации землетрясений и взрывов по следующей схеме.

• Изучение горнодобывающей активности в регионе. Выяснение режимов работы рудников, типов взрывов, особенностей записей взрывов разных типов.

• Повышение точности пространственной локации сейсмических событий (при этом в качестве косвенного критерия для квалификации события как взрыва или горного удара техногенного генезиса принималось попадание его в пространство действующих горных выработок).

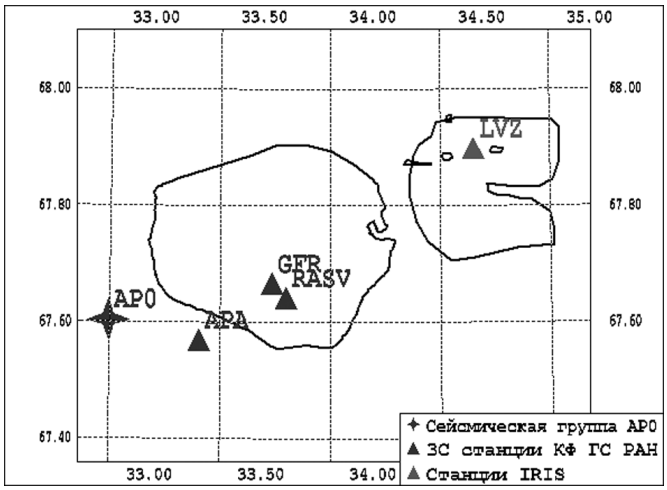


Рис. 1.4. Чувствительность сети станций КФ ГС РАН

• Проверка критерия отношения амплитуд объемных волн P и S (с учетом предположения о том, что взрывы вследствие сферической симметрии источника не генерируют S-волны).

• Изучение спектральных свойств событий разных типов, выработка спектральных критериев распознавания событий.

• Применение обобщенных огибающих (кривых, отражающих среднее поведение амплитуды и частоты сигнала) для распознавания сейсмических событий.

• Регистрация инфразвуковых импульсов от открытых взрывов.

• Различие магнитуд по объемным (Mb) и поверхностным (Ms) волнам.

• Выяснение характерных форм сейсмических сигналов.

В результате многолетних исследований КФ ГС РАН был установлен ряд работоспособных критериев, которые в настоящее время успешно используются на практике для дискриминации взрывов и землетрясений на территории Евро-Арктического региона. Отметим, что большинство рассмотренных критериев не носит абсолютного характера, и для многих сейсмических событий пока невозможно достоверно сказать, было ли событие взрывом или землетрясением только на основании сейсмических записей.

Отношение амплитуд волн S/P. Предполагается, что взрывы, из-за сферической симметрии источника, практически не порождают S-волны. Этой моделью допускается лишь слабая эмиссия, обусловленная либо неидеальной симметричностью источника, либо превращением первичных P-волн в S-волны на свободных поверхностях. Исходя из анализа базы данных КФ ГС РАН, можно утверждать, что в тех случаях, когда S/P больше 3, зарегистрированное событие с высокой вероятностью следует квалифицировать как землетрясение. При значениях S/P меньше 3 надежность дискриминации резко снижается, ибо низкая величина отношения не может служить однозначным индикатором того, что анализируемое событие — взрыв.

Разность магнитуд, рассчитанных по объемным и поверхностным волнам. Этот критерий является теоретическим для достаточно сильных событий на региональных расстояниях. Для применения критерия необходимо наличие широкополосных записей, поэтому использование метода в Евро-Арктическом регионе ограничено.

Изменение спектров во времени. Частотный состав записей сейсмических событий, особенно естественного происхождения, сильно изменчив во времени. Для целей дискриминации взрывов и землетрясений наиболее информативны спектральные диаграммы (сонограммы) записей, получаемые с помощью оконного преобразования Фурье и характеризующие изменения спектра события во времени.

Для количественной оценки степени изменчивости спектра по времени предлагается рассчитывать корреляцию между спектральными амплитудами, вычисленными для разных положений временного окна. Полученный таким образом временной ряд аппроксимируется линейной функцией $A(\tau) = a + b\tau$ (рис. 1.5). Параметр a используется как количественная мера

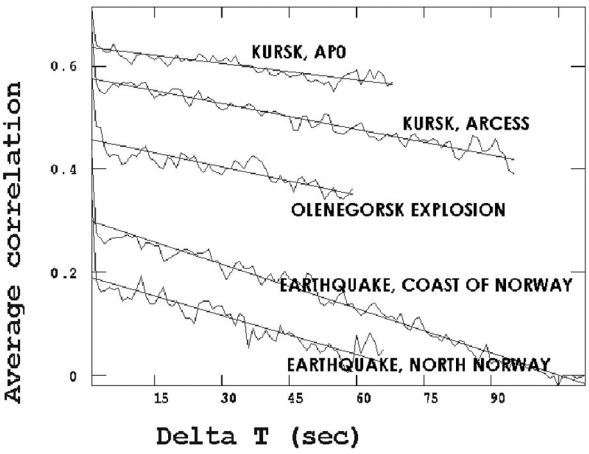


Рис. 1.5. A(τ), вычисленное для некоторых типов сейсмических событий

изменчивости спектра по времени. Приведем средние значения (<a>) и стандартные отклонения для параметра a функции A(τ), вычисленного для записей 15 подземных, 12 открытых и 20 торцевых взрывов (слабые подземные взрывы мощностью до 1 т, проводимые после массовых взрывов для зачистки бортов выработок).

Тип взрыва	<a>	σ_a
Подземные	0,41	0,05
Наземные	0,57	0,1
Торцевые	0,28	0,1

Степень изменчивости по времени сонограмм торцевых взрывов оказалась меньше, чем для массовых подземных взрывов, хотя их спектры и сонограммы очень схожи. Этот факт может быть объяснен тем, что торцевые взрывы гораздо слабее массовых, т. е. обладают меньшим отношением сигнал/шум, и, следовательно, шум начинает вносить заметный вклад, снижая корреляцию.

Анализ изменчивости спектров сейсмических событий по времени показал, что значения параметра *a* больше 0,5 с очень высокой степенью достоверности свидетельствуют о техногенном происхождении сейсмического события.

Сравнение обобщенных трасс событий. Идея заключается в построении для сейсмического события пары кривых — амплитудной трассы, которая отражает суммарное превышение сигнала над шумом для набора частотных полос, и частотной трассы — изменение средневзвешенной (веса-отношения сигнал/шум) частоты в зависимости от времени (рис. 1.6).

Для построения амплитудной трассы запись раскладывается на частотные полосы блоком полосовых фильтров; в каждой полосе вычисляется среднее во временном окне, нормированное на амплитуду шума, которая оценивается статистически. Затем построенный набор трасс усредняется и получается обобщенная трасса.

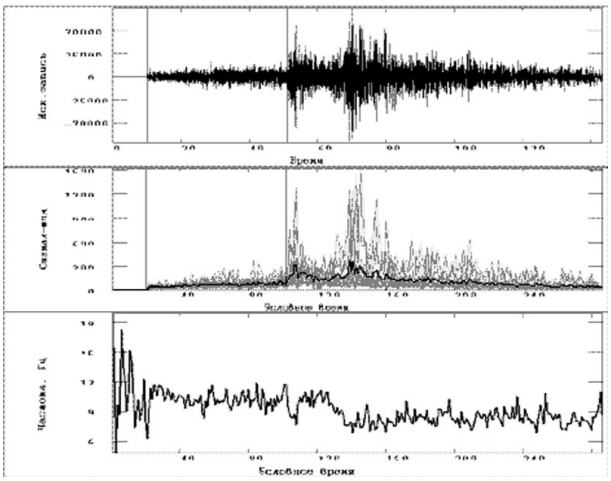


Рис. 1.6. Амплитудная и частотная трассы для землетрясения в северной Норвегии 21.01.1996 г.

Вверху — исходная запись события вертикальным датчиком Апатитской группы. Помечены вступления P- и S-волн. В центре — отношения сигнал/шум: серые кривые — отношения, для конкретных частотных полос; черная линия — среднее по всем полосам. Внизу — средневзвешенная частота. Легко видеть, что средняя частота P-волны несколько уменьшается в зависимости от времени, а частота S-волны ниже, чем P. Рассчитанные трассы приведены к условному временному шагу для облегчения сравнения с другими событиями

При построении частотной трассы для каждого положения временного окна усредняются центры полос частот с весами, равными значениям амплитудных трасс.

Поскольку амплитудная и частотная трассы содержат информацию о частотно-временном составе сигнала, то можно считать эту пару компактным представлением сейсмического события. В КФ ГС РАН были рассчитаны трассы более 5000 сейсмических событий, зарегистрированных центральным вертикальным датчиком Апатитской группы. Затем было проведено попарное сравнение событий по коэффициентам корреляции их амплитудных трасс и разности частотных трасс. Использовалась следующая мера сходства:

$$M12 = Corr(SNR1(t), SNR2(t)) - 0{,}1\langle\Delta F12\rangle,$$

где t — условное время, SNR1, SNR2 — амплитудные трассы первого и второго событий пары; средняя разность между частотными трассами первого и второго событий; 0,1 — эмпирически подобранный весовой коэффициент.

Для проверки методики нами было выбрано землетрясение, произошедшее 21.01.1996, 2:17 GMT в северной Норвегии в точке с координатами 69.93N, 25.55E с M = 3,9. Из 5000 событий наиболее похожими на него в указанном смысле оказались сейсмические события в Швеции вблизи Балтийского моря (рис. 1.7). Их трассы очень похожи, несмотря на большое расстояние между эпицентрами.

Результатом поиска наиболее похожих событий для землетрясения в Белом море 8.12.2000, 9:59 GMT, M = 2,3 оказалась целая группа землетрясений в северной Карелии и Финляндии (рис. 1.8).

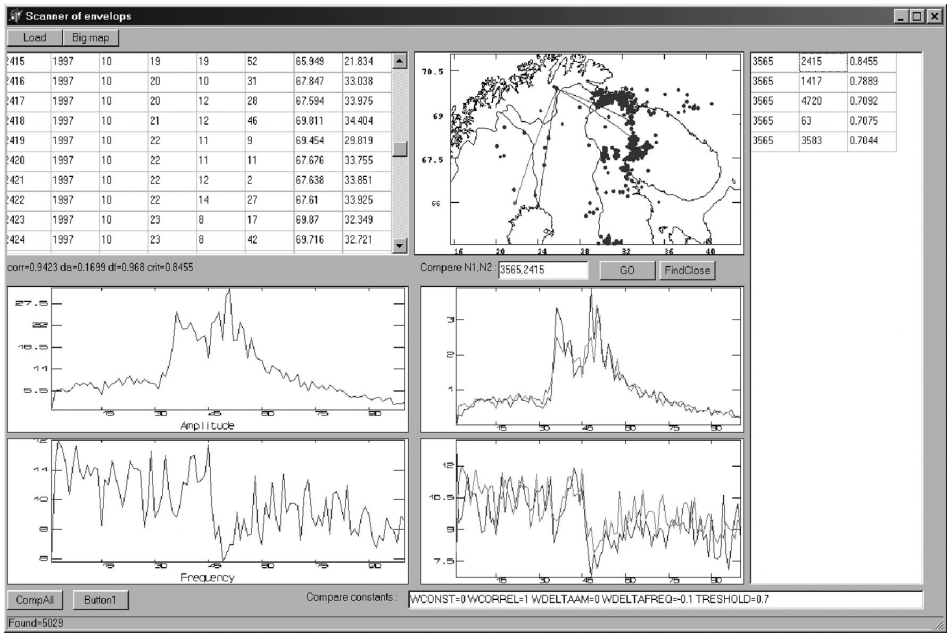


Рис. 1.7. Поиск наиболее похожих событий для землетрясения 21.01.1996 в северной Норвегии: показано сравнение трасс для исходного и наиболее похожего событий, а также карта с результатами поиска; наиболее похожим оказалось событие в Швеции, вблизи Балтийского моря

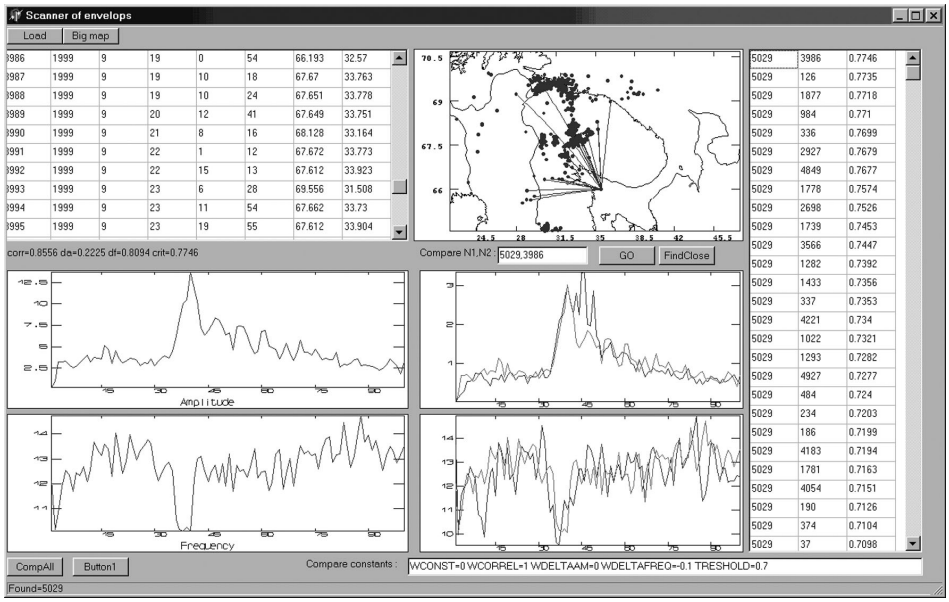


Рис. 1.8. Поиск наиболее похожих событий для землетрясения в Белом море: события-аналоги находятся довольно далеко от исходного, их почти нет в районах проведения взрывных работ, много аналогов среди землетрясений в северной Карелии и Финляндии

Наиболее похожими событиями для взрыва на руднике в районе г. Ковдора оказались взрывы в карьерах вблизи г. Оленегорска, в Хибинском массиве и дорожный взрыв в районе пос. Полярные Зори (рис. 1.9). При этом ни одного землетрясения отобрано не было.

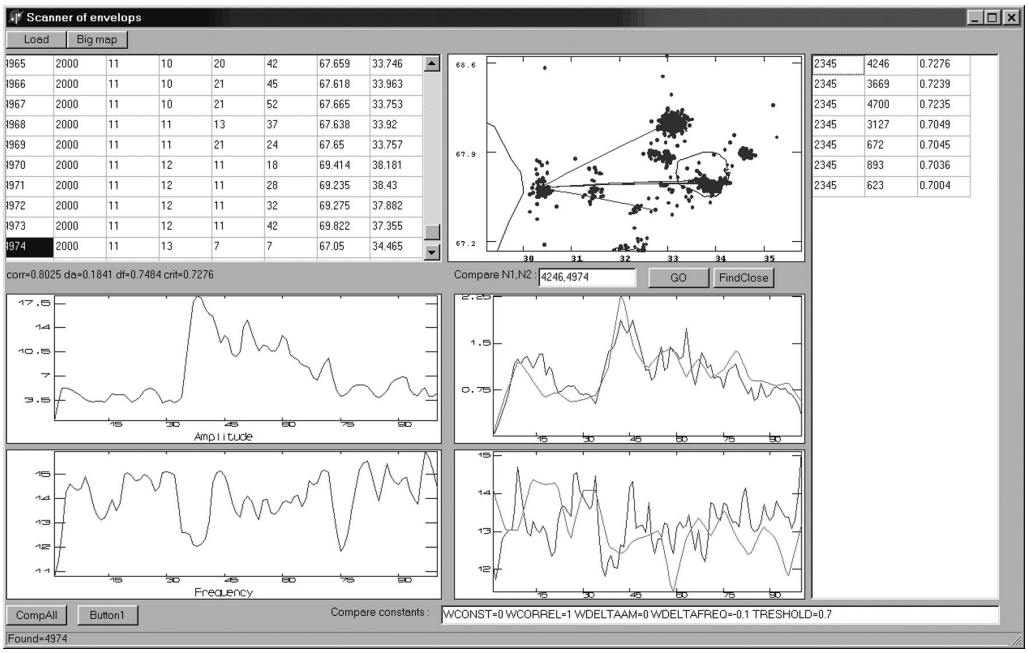


Рис. 1.9. Поиск наиболее похожих событий для взрыва в районе г. Ковдора: все найденные события-аналоги являются взрывами

Процедура поиска аналогов была повторена для множества различных типов событий, в результате чего было обнаружено, что в большинстве случаев событиями, «наиболее похожими на взрывы», оказываются также взрывы. Для событий же, которые случились вдали от «взрывных» областей, система находит события-аналоги, также находящиеся вдали от «взрывных» областей, что свидетельствует в пользу того, что исследовавшиеся события имеют естественное происхождение.

Был осуществлен аналогичный эксперимент с упомянутыми выше записями взрывов на Кировском руднике норвежской сейсмической группой ARCES (15 массовых подземных взрывов, 12 массовых открытых и 20 компактных подземных — «торцевых» — взрывов). В случае подземных взрывов каждый из них оказался наиболее похож на другие подземные, а в случае наземных — на наземные, за одним исключением. Для торцевых же взрывов наиболее похожими оказались как торцевые, так и массовые подземные взрывы.

Таким образом, данный подход позволяет различать как взрывы и землетрясения, так и взрывы разной природы. Для успешной работы этого метода требуется создание базы данных трасс сейсмических событий известной природы.

Наличие инфразвуковых сигналов может служить достоверным критерием искусственного происхождения сейсмических событий — наземных взрывов. Основными параметрами, служащими для уверенного выделения наземного взрыва, являются:

- наличие сейсмической и инфразвуковой волны, с увеличенной амплитудой на определенных частотах;
- приход инфразвуковой волны следом за сейсмической с задержкой, соответствующей скорости распространения звука ±30%;
- совпадение азимутов прихода сейсмической и инфразвуковой волны с точностью ±5%;
- значение фазовой скорости инфразвуковой волны должно быть не ниже скорости звука для метеоусловий в день регистрации.

Регистрация инфразвуковых сигналов сильно зависит от метеорологических условий в районе прохождения инфразвуковой волны. Тем не менее, как показывает опыт работы СИЗК

«Апатиты» в 2000—2005 гг., при оптимальном выборе конструкции инфразвукового комплекса и методики совместной обработки акустических и сейсмических сигналов, уверенную регистрацию реальных событий взрывного характера можно осуществлять в 90% случаев в радиусе до 300 км от СИЗК «Апатиты» [Виноградов, 2005], а при благоприятных атмосферных условиях удается зарегистрировать инфразвуковые сигналы от наземных взрывов на расстояниях до 500 км. Максимальный же радиус применения инфразвукового метода регистрации можно оценить расстоянием 1700 км, на основании записи сигнала от массового взрыва на руднике Курской магнитной аномалии 15 февраля 2006 г.

Характерная форма события. С точки зрения опытного интерпретатора многие сейсмические события одного типа похожи друг на друга. Разумеется, данный критерий субъективен и трудно поддается формализации, тем не менее при регистрации сигналов от обрушения пород на рудниках в Хибинах удалось выработать ряд индикаторов распознавания таких событий:

- слабые или почти полностью отсутствующие P- и S-волны;
- сильные поверхностные волны Рэлея, приходящие на станцию в Апатитах раньше, чем на Апатитскую сейсмическую группу;
- азимут на событие, полученный по Апатитской группе по поверхностным волнам, направлен в район Хибинских рудников;
- кажущаяся скорость поверхностных волн, по датчикам Апатитской группы, находится в диапазоне 2,5—3,5 км/с.

Сейсмогенные зоны северной части Балтийского щита. На начальном этапе изучения сейсмичности региона на основе сопоставления данных о территориальном распределении эпицентров землетрясений с геолого-геоморфологическими признаками современных движений земной коры было выделено 8 сейсмогенных зон (рис. 1.10).

Мурманская зона совпадает с зоной глубинных разломов «линии Карпинского», разграничивающей Балтийский щит и Баренцевоморскую шельфовую плиту. По геологическим данным в пределах зоны уверенно выделяются древние линеаменты, заложенные на рубеже 2,9 млрд лет и неоднократно оживлявшиеся в последующие эпохи тектонической активизации, а также густая разломная сеть, маркирующая постледниковые и современные тектонические подвижки блоков кристаллического фундамента. К зоне приурочен ряд исторических событий в районе Кольского фиорда (семибалльные землетрясения 1772, 1873 и 1967 гг.) и небольшие рои эпицентров слабых землетрясений, локализованных в «доцифровой» период сейсмомониторинга с относительно малой точностью вдоль всего Мурманского берега Кольского полуострова.

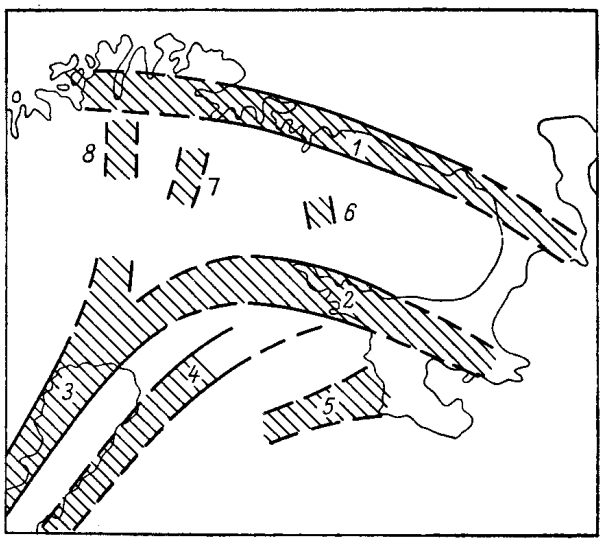


Рис. 1.10. Сейсмогенные зоны (заштрихованы) северной части Балтийского щита [Панасенко, 1969]:

1 — Мурманская; 2 — Кандалакшская; 3 — Ботническая; 4 — Куусамо-Оулуярви; 5 — Карельская; 6 — Хибинская; 7 — Инари; 8 — Карасйоки

Кандалакшская зона простирается от водораздела горной гряды Манселькя через Ковдозерскую низину, Кандалакшский залив до устья Северной Двины. К Кандалакшской зоне приурочено самое сильное землетрясение, зафиксированное в регионе 14 мая 1626 г. во всех населенных пунктах северного побережья Белого моря; экспертные оценки его магнитуды M колеблются от 5,1 до 6,5, колебания поверхности до 7,5 балла [Степанов, 2001]. В период инструментальных наблюдений здесь также отмечена серия событий с $M > 4$, вызывавших в эпицентре колебания поверхности с интенсивностью выше 5 баллов (землетрясение 2 февраля 1960 г.).

Ботническая зона охватывает северо-западное побережье Ботнического залива на участке от г. Умео (Швеция) до устья р. Кемийоки в Финляндии. На северо-востоке зона смыкается с Кандалакшской субширотной зоной. Плотность эпицентров в Ботнической зоне неравномерна, отчетливо выделяются два «узла» — в устье р. Кемийоки и вблизи г. Умео.

Зона Куусамо — Оулуярви простирается параллельно юго-восточному берегу Ботнического залива, отступая от побережья вглубь материка на 50—100 км, — от горной гряды Кайнунселькя до г. Куусамо. Возможно, на северо-востоке зона смыкается с Кандалакшской сейсмогенной зоной.

Остальные четыре «зоны», показанные на рис. 1.10, не имеют линейной формы, и было бы логичнее называть их сейсмоактивными узлами. Карельский узел выделен условно по небольшому количеству сближенных эпицентров слабых землетрясений, локализованных к тому же с малой точностью. Хибинский узел географически совпадает с Хибинским щелочным плутоном кольцевого строения и маркирующей его морфоструктурой — Хибинским горным массивом. С интенсивными блоковыми движениями внутри массива, воздымание которого над окружающей равниной продолжается в течение всего постледникового времени, связаны многочисленные слабые мелкофокусные землетрясения, в дополнение к которым в конце XX в. все более отчетливо стали проявляться техногенные события, обусловленные крупномасштабной добычей апатит-нефелиновых руд. Когда масса добытых и перемещенных за пределы горного массива руд достигла 1,5 млрд т, в центре Хибинского узла 16 апреля 1989 г. произошло землетрясение с магнитудой 4,1—4,3, при этом макросейсмический эффект в эпицентре соответствовал 7—7,5 балла по шкале МСК-64 [Сейсмичность.., 2002].

Два сейсмогенных узла на территории Северной Финляндии и Норвегии — Инари и Карасйоки — приурочены к озерным депрессиям, что дает основание предполагать, что они связаны с местными блоковыми опусканиями земной коры в приосевой части постледникового сводового поднятия.

Намеченная Г. Д. Панасенко схема сейсмогенных зон и узлов (рис. 1.10) не претерпела принципиальных изменений до настоящего времени, но географические контуры и оценки активности зон и узлов были существенно уточнены по итогам анализа базы данных, накопленных во второй половине XX в. С учетом массового перехода в 90-е годы от аналоговой к более точной цифровой аппаратуре, полученные за этот полувековой период материалы удобно рассмотреть с разбиением на две неравные по объему и качеству выборки, охватывающие данные за 1956—1990 и 1992—2004 гг. С 1992 г. при определении координат сейсмических событий использовалась уточненная скоростная модель распространения волн [Асминг, Кременецкая, 1998; Асминг и др., 2004], что позволило существенно повысить точность отображения пространственной структуры сейсмичности Евро-Арктического региона.

Выделение сейсмогенных зон по данным аналоговой регистрации за 1956—1990 гг. На рис. 1.11 показана схема распределения эпицентров землетрясений на севере Балтийского щита и в прилегающей прибрежной зоне Баренцевоморского шельфа по данным сейсмомониторинга за период 1956—1990 гг. Отчетливо проявляется линейно-узловая структура сейсмичности, особенно ярко выражено сгущение плотности событий в субширотных зонах, намеченных Г. Д. Панасенко, — Мурманской и Кандалакшской. Выделенный условно Карельский узел на этом временном интервале значительно расширил свои линейные размеры и вместил в себя более 15 событий, образующих пояс от Куусамо в Финляндии до Двинской губы Белого моря (зона 5 на рис. 1.11). Повышенной активностью характеризовались в этот период субмеридиональные и северо-восточные сейсмогенные зоны. Практически исчезла зона «покоя», разделявшая Ботническую зону и Куусамо — Оулуярви, обе эти зоны отчетливо продвинулись к северу и соединились с локальными узлами Карасйоки и Инари. Представляется правомерным выделение на пространстве между Ботническим заливом Балтийского

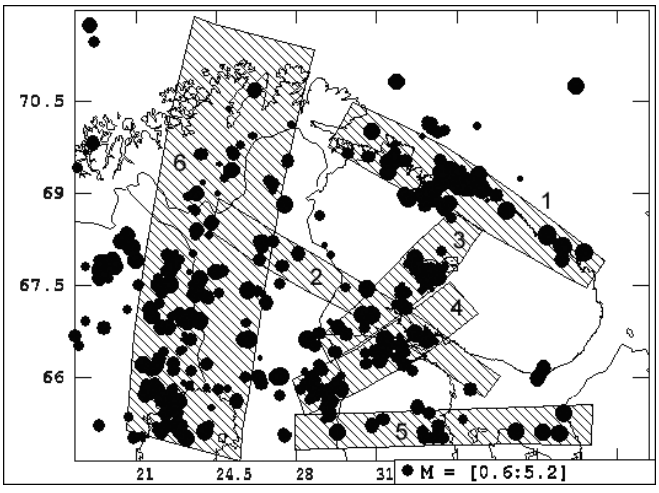


Рис. 1.11. Распределение эпицентров землетрясений в северной части Балтийского щита и прилегающей части шельфа (по итогам сейсмомониторинга за период 1956—1990 гг.)

Заштрихованные полосы — главные сейсмогенные зоны: 1 — Мурманская; 2 — Кандалакшская; 3 — Хибинско-Ловозерская; 4 — Куусамо-Порьегубская; 5 — Карельская; 6 — Ботний-Финнмаркская

моря и Порсангер-фиордом Норвежского моря единой Ботний-Финнмаркской суперзоны (6 на рис. 1.11).

В схеме Г. Д. Панасенко [1969] оставался открытым вопрос о взаимоотношениях пояса Куусамо — Оулуярви с Кандалакшской зоной. Повышенная активность этого участка во второй половине XX в. дает основания считать, что в районе г. Куусамо пояс разветвляется на два рукава: субмеридиональный протягивается к узлу Инари, образуя восточный фланг Ботний-Финнмаркской суперзоны, а северо-восточный рукав (4 на рис. 1.11, 1.12) доходит до Кандалакшской зоны и сопрягается с ней в Порьегубском узле, самом активном участке на неотектоническом этапе развития Кандалакшского грабена. Субпараллельно Куусамо-Порьегубскому рукаву пересекает Кандалакшскую зону юго-восточная ветвь Хибинско-Ловозерской зоны. До 1966 г. оснований для выделения линейного пояса сейсмичности на этом участке не было и надежно оконтуривался лишь Хибинский узел (6 на рис. 1.10). Данные за 70—90-е годы позволяют наметить узкий пояс повышенной сейсмичности от Ловозерских тундр до Пяозера (Кумского водохранилища) в Северной Карелии (3 на рис. 1.11, 1.12).

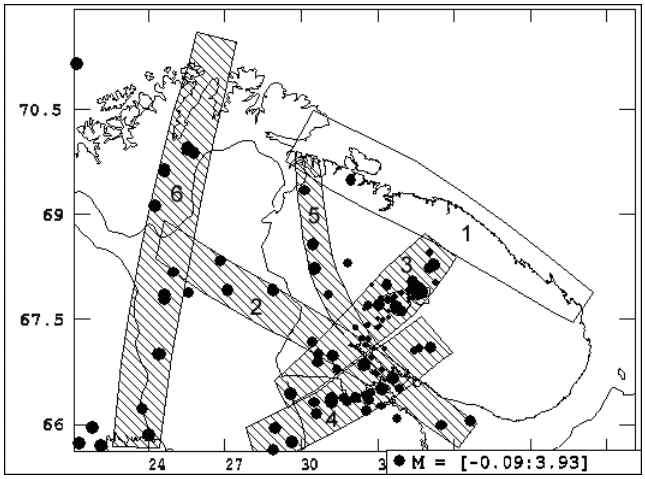


Рис. 1.12. Схема главных сейсмогенных зон северной части Балтийского щита (по данным цифрового мониторинга 1992—2004 гг.):

1 — Мурманская (пассивная на данном отрезке времени); 2 — Кандалакшская; 3 — Хибинско-Ловозерская; 4 — Куусамо-Порьегубская; 5 — Варангер-Кандалакшская; 6 — Ботний-Финнмаркская

Выделение сейсмогенных зон по данным цифровой регистрации за 1992—2004 гг. Как уже отмечалось, с переходом на цифровую регистрацию повысилась точность локации событий и существенно улучшилась дискриминация естественных и техногенных сейсмических явлений. Возможно, именно последний фактор привел к значительному снижению числа событий, классифицированных как землетрясения, поэтому плотность покрытия территории региона точками, фиксирующими эпицентры надежно установленных природных событий, сильно уменьшилась (рис. 1.12).

Наряду с уменьшением частоты проявления землетрясений обозначились определенные изменения в конфигурации сейсмогенных зон. Первое, что бросается в глаза при сопоставлении рис. 1.11 и 1.12, это почти полное отсутствие зарегистрированных землетрясений в Мурманской (1) и Карельской (5) зонах. Сохранили свои контуры и плотность насыщения событиями Кандалакшская (2), Хибинско-Ловозерская (3) и Куусамо-Порьегубская (4) зоны. «Выродилась» Ботний-Финнмаркская суперзона — всего 13 событий зарегистрированы в ее пределах в узкой полосе между кутом Ботнического залива и Порсангер-фиордом (линия Торнио-Альта, 6 на рис. 1.12). По небольшому числу событий наметилась Варангер-Кандалакшская зона (5 на рис. 1.12), рассекающая по диагонали пребывавший до этого в полном покое Лапландско-Туломский блок (белое поле, оконтуренное зонами 1, 2, 3 и 6 на рис. 1.11).

Причины изменения конфигурации и плотности насыщения природными событиями сейсмогенных зон не имеют однозначного истолкования. Видимый эффект «успокоения» зон 1, 5 и 6 в определенной степени можно было бы связать с более полной очисткой каталогов сейсмических событий от техногенных явлений после перехода на цифровую регистрацию, однако целиком списывать на этот фактор наблюдаемые вариации сейсмоактивности неправомерно. Периодические проявления относительно сильных толчков в районе Кольского фиорда в доиндустриальную эпоху (землетрясения 1772 и 1873 гг.), как и активизация в последнее десятилетие Варангер-Кандалакшской сейсмогенной зоны, свидетельствуют в пользу наличия естественных факторов, контролирующих пространственную структуру слабой сейсмичности. На это же указывают геологические данные по реконструкции палеосейсмодислокаций на Кольском полуострове, которые свидетельствуют о проявлении в последние 10 000 лет сильных землетрясений (до 7—8 баллов) в Мурманской сейсмогенной зоне в пределах двух узлов — между Кольским фиордом и Териберкой, а также в устье р. Харловки [Николаева, 2001], т. е. на тех же

участках, где видны сгущения плотности эпицентров в зоне 1 на рис. 1.11. По всей вероятности, отображенные на рис. 1.10—1.12 пространственно-временные вариации сейсмической активности на севере Балтийского щита обусловлены волновыми деформационными процессами в земной коре, обеспечивающими поддержание флюидно-динамического равновесия в реологически неоднородной литосферной оболочке, как это предполагается в Скандинавской сейсмотектонической модели Ф. Н. Юдахина [Юдахин и др., 2003].

1.2. ТЕХНОГЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В недрах Кольского полуострова находятся крупные месторождения химического, медно-никелевого, железорудного сырья, благородных и редких металлов, редкоземельных элементов. Значительны запасы нерудного сырья — вермикулита, флогопита, мусковита, пегматита, амазонита, флюорита и других. Кольская земля богата хромом, титаном, сырьем для производства строительных материалов и огнеупоров, облицовочного камня, полудрагоценных и поделочных камней. Запасы большинства разведанных здесь полезных ископаемых имеют общероссийское, а по апатит-нефелиновым, кианитовым рудам, редким металлам — и мировое значение. Характерной особенностью минерального сырья региона является его комплексный состав.

Разведка и освоение недр Кольского полуострова привели к созданию мощного горнопромышленного комплекса, в состав которого входят предприятия горно-химической промышленности, цветной и черной металлургии, промышленности строительных материалов, специализирующиеся на добыче и первичной переработке сырья до полуфабрикатов (минеральных концентратов). Ведущими горнодобывающими предприятиями региона являются: Кольская горно-металлургическая компания (в нее входят комбинаты «Североникель» и «Печенганикель»); ОАО «Апатит»; ОАО «Ковдорский ГОК»; ОАО «Олкон» (рис. 1.13). Приведем краткие характеристики этих предприятий.

ОАО «Кольская горно-металлургическая компания» является одним из крупнейших предприятий не только Мурманской области, но и Северо-Запада России. Создана в 1998 г. на базе предприятий Российского акционерного общества по производству цветных и драгоценных металлов «Норильский никель» в Мурманской области: комбинатов «Североникель» и «Печенганикель», действующих с 40-х годов. В настоящее время компания представляет собой единый горно-металлургический комплекс по добыче сульфидных медно-никелевых руд; производству электролитного никеля, электролитной меди, никелевого порошка высокого качества; кобальтового концентрата, концентратов драгоценных металлов; серной кислоты; изделий камнерезного производства и минеральных плит. Добыча руды производится на 2 подземных рудниках и 4 карьерах. Строится новый рудник «Северный-Глубокий», что позволит обеспечить собственную сырьевую базу ОАО «Кольская ГМК» до 2030 г.

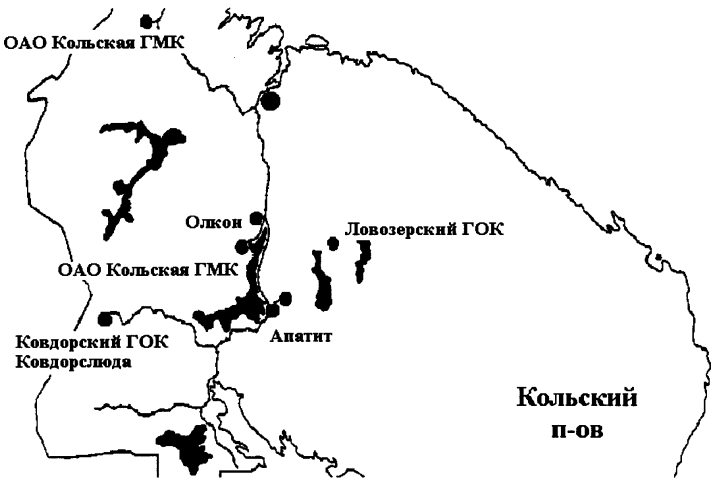


Рис. 1.13. Горнопромышленный комплекс Кольского полуострова

ОАО «Апатит» более 70 лет осуществляет разработку Хибинских месторождений апатит-нефелиновых руд, производит их добычу и обогащение с получением апатитового и нефелинового концентратов, это один из крупнейших мировых производителей фосфатного сырья. ОАО «Апатит» представляет собой современный горно-химический комплекс. Добыча руды осуществляется на 2 подземных рудниках и 2 карьерах. В соответствии с планами предприятия в середине ноября 2002 г. на Объединенном Кировском руднике был введен в эксплуатацию новый Горизонт +172 метра с комплексом

подземного дробления. Он позволит на 3 млн т нарастить добычу апатит-нефелиновой руды, гарантирует сохранение объемов производства апатитового концентрата на уровне 8,5 млн т до 2015 г. и создает основу для устойчивой работы ОАО «Апатит» до 2050 г.

ОАО «Ковдорский ГОК» функционирует на базе запасов железных руд Ковдорского месторождения. Предприятие осуществляет комплексную переработку минерального сырья с использованием малоотходных технологий и выпуском трех товарных концентратов: железорудного, апатитового и бадделеитового. «Ковдорский ГОК» был введен в действие в 1962 г. как горно-обогатительное предприятие, производящее железорудный концентрат. К середине 70-х годов были созданы необходимые мощности и технология, началось производство апатитового и бадделеитового (циркониевого) концентратов из хвостов (отходов) мокрой магнитной сепарации железорудного передела. Современный «Ковдорский ГОК» — это высокоэффективное с точки зрения комплексности отработки месторождений предприятие, оснащенное современной техникой и оборудованием.

ОАО «Олкон». На базе месторождений железной руды в районе станции Оленья построен Оленегорский горно-обогатительный комбинат (с января 1993 г. — ОАО «Олкон»). До 1978 г. добыча руды осуществлялась на одном «Оленегорском» карьере. В настоящее время предприятие добывает и перерабатывает железосодержащие руды пяти эксплуатируемых карьеров и одного подземного рудника. На ГОКе ведется разработка проектно-сметной документации на введение второй очереди действующего подземного рудника и создание подземного рудника на месторождении «XI-летия Октября». Начиная с 1988 г. из скальных вскрышных пород комбинатом производится выпуск высококачественного щебня, который пользуется устойчивым спросом потребителей. С января 1997 г. выпускается новая продукция — ферритовые стронциевые порошки. На предприятии проводится большая работа по техническому перевооружению производства, подготовке к переходу на комбинированный и подземный способы отработки месторождений.

Кроме перечисленных на территории Кольского полуострова работают еще два горнодобывающих предприятия, финансовое положение которых в последнее время далеко не так успешно, и фактически они стоят на грани банкротства.

ОАО «Ковдорслюда» образовано в 1995 г. на базе горно-обогатительного производственного объединения «Ковдорслюда», действующего с 1936 г. Предприятие занимается разработкой и обогащением Ковдорского комплексного месторождения слюд: флогопита и вермикулита, с 1995 г. начата опытно-промышленная разработка месторождения оливинита — сырья для производства магнезиальных огнеупоров. ОАО «Ковдорслюда» выпускает промышленную продукцию более 30 наименований, которые находят широкое применение во многих отраслях промышленности. Предприятие является единственным в России и одним из немногих в мире производителем слюдяной продукции для строительной, электротехнической, электродной, металлургической отраслей промышленности. Проект разработки Ковдорского флогопитового месторождения предусматривал годовой выпуск промышленного сырца 8000 т, однако фактический выпуск в 80-х годах не превышал 3500 т, а в настоящее время не достигает и 1000 т в год. Подземный рудник обеспечен вскрытыми и практически подготовленными работами. Этих запасов будет достаточно для обеспечения сроков существования рудника на несколько десятков лет. Главная залежь Ковдорского флогопитового рудника разрабатывалась одновременно открытым и подземным способами. Западная залежь предусмотрена к отработке в перспективе.

ЗАО «Ловозерская горно-обогатительная компания», единственное в стране горно-обогатительное предприятие по производству лопаритового концентрата, расположена на территории Ловозерского массива. Разработка месторождений велась двумя подземными рудниками. В данный момент один из рудников объявлен банкротом, и работы на нем прекращены, да и перспективы функционирования второго представляются весьма удручающими при нынешнем финансовом положении компании. В настоящее время лопарит является в России единственным видом сырья, из которого производятся редкие (тантал, ниобий) и редкоземельные металлы, использование которых открывает возможности для технического прогресса во многих отраслях промышленности. В связи с этим остается надеяться, что компания в ближайшем времени найдет возможность продолжить дальнейшую разработку месторождений.

Почти на всех перечисленных предприятиях зафиксирована техногенная сейсмичность разной степени проявления.

Увеличение объемов добычи полезных ископаемых и различного рода подземного строительства приводит к углублению горных работ, ухудшению горно-геологических условий, что обусловливает существенные трудности при управлении горным давлением. Проблема управления горным давлением на больших глубинах представляет собой в настоящее время одну из самых актуальных и сложных задач современной горной науки и практики. Сложность этой задачи возрастает на порядок в тектонически напряженных массивах, поскольку принципиально меняется понятие больших глубин, и на глубинах порядка уже 50—300 м от дневной поверхности имеют место динамические проявления горного давления. Тектонические напряжения, как установлено экспериментальными исследованиями во многих районах мира [Zoback, 1989], характерны практически для всех регионов, где имеют место горообразовательные процессы или другие проявления новейшей тектонической активности. Крупномасштабные горные работы в тектонически напряженных массивах существенно изменяют геодинамический режим в прилегающей геологической среде, что сопровождается такими грозными явлениями, как горные удары в различных выработках, а также мощными динамическими явлениями типа горно-тектонических ударов и техногенных землетрясений (ГТУ-ТЗ).

На основе анализа и результатов экспериментальных и аналитических исследований, полученных к настоящему времени, установлены закономерности, типичные практически для всех горнодобывающих предприятий, разрабатывающих удароопасные месторождения. К ним относятся:

1. Наличие взаимосвязи между объемами извлеченной и перемещенной горной массы и числом и суммарной энергией динамических явлений в геомеханическом пространстве рудников. Причем взаимосвязь эта имеет сложный характер, но неоспоримым является то, что начиная с некоторого порогового уровня возрастание объема горных работ ведет к увеличению числа мощных динамических событий.

2. Большинство крупных динамических явлений в рудниках приурочено к мощным технологическим взрывам, которые выполняют в данном случае роль триггер-эффекта.

3. Пространственное распределение динамических явлений в пределах шахтных полей определяется геометрией очистных пространств и геологическим и тектоническим строением месторождения: большая часть их локализуется вблизи активных фронтов очистных работ и крупных тектонических нарушений, а также на участках повышенных концентраций напряжений, например, в блоках-целиках, в подработанных консолях висячего бока рудного тела и т. д.

4. Число мощных динамических явлений коррелирует с изменением параметров деформирования пород в массиве, а также с динамикой основных характеристик других геофизических полей, что является основой для поиска прогностических критериев этих явлений.

Проблема техногенной сейсмичности актуальна для многих районов мира с развитой горнодобывающей промышленностью, в том числе с ней столкнулись и предприятия Кольского полуострова. Единственным (пока) решением этой проблемы в настоящее время является создание локальных систем мониторинга техногенной сейсмичности в пределах шахтных полей с целью исследования закономерностей распределения сейсмических событий в зоне наблюдения.

В ОАО «Апатит» мониторинг сейсмичности массива проводится с 1987 г. В настоящее время действуют три локальные подсистемы на Кукисвумчоррском и Юкспорском крыльях Объединенного Кировского рудника и на Расвумчоррском руднике. Причем в область контроля последней входят не только участки подземного рудника (как у двух предыдущих), но и зона стыковки подземного рудника с карьером.

На основе выявленных закономерностей проявлений техногенной сейсмичности на хибинских месторождениях, полученных при всестороннем анализе зарегистрированных этими подсистемами событий, а также оценки данных по другим разрабатываемым месторождениям Кольского полуострова можно предположить, что эти закономерности в целом характерны в той или иной степени для всех месторождений, отрабатываемых подземным способом. Для месторождений, разрабатываемых открытым способом, более характерны обрушения пород, что создает проблему устойчивости как отдельных уступов, так и бортов в целом [Сейсмичность.., 2002].

Но самым неожиданным следствием воздействия крупномасштабных горных работ на геодинамический режим геологической среды, зафиксированным в Хибинах, оказалось проявление горно-тектонических ударов и техногенных землетрясений на открытых горных работах. Такие события с энергией 10^7—10^8 Дж имели место в районе Центрального карьера в 1995,

2003, 2004 и 2005 гг. [Козырев и др., 1997; Федотова, 2005], что свидетельствует о возрастающей актуальности этой проблемы для хибинских месторождений. Возможно, что в перспективе с этой проблемой могут столкнуться и другие горнодобывающие предприятия Кольского полуострова.

Так, учитывая вероятность возникновения этих событий, руководство «Ковдорского ГОКа» приняло решение о создании системы сейсмического мониторинга на карьере «Железный».

Многолетняя крупномасштабная отработка апатитонефелиновых месторождений Хибин обусловила формирование природно-технической системы (ПТС), которую образуют крупные промышленные предприятия Кировско-Апатитского района: четыре рудника, две обогатительные фабрики, энергетические и транспортные объекты. Все они находятся в сложном функциональном и экологическом взаимодействии между собой и окружающей природной средой. При этом ведущая роль принадлежит горнопромышленному комплексу.

Отработка апатитовых месторождений в Хибинском массиве привела к повышению тектонической активизации района. С возрастанием интенсивности горных работ и суммарного объема выемки полезного ископаемого просматривается несколько этапов эволюции ПТС в этом районе [Сейсмичность.., 2002]:

1. 30-е — начало 60-х годов — отработка нагорных горизонтов одного Кировского рудника. Динамических проявлений горного давления не наблюдалось. Периодичность естественных землетрясений составляла 10—20 лет.

2. Середина 50-х — начало 70-х годов — ввод в эксплуатацию двух новых подземных рудников и двух карьеров. Начало отработки горизонтов, расположенных ниже уровня дна долины. Происходило нарастание интенсивности стреляния пород в горных выработках и динамических заколообразований. Периодичность землетрясений в этот период составляла 5—10 лет, одно из них произошло в районе карьера Центрального рудника.

3. 70-е — середина 80-х годов — резкое повышение интенсивности разработки месторождений и увеличение объемов добычи руды, переход на глубокие горизонты на всех рудниках, образование и отработка блоков-целиков, начало объединения очистных пространств Кировского, Юкспорского рудников и Саамского карьера в единую протяженную выемку. Повсеместное проявление в выработках стреляния и заколообразования пород, отмечаются горные удары. Зафиксированы ГТУ-ТЗ. Периодичность землетрясений составляла 2—5 лет.

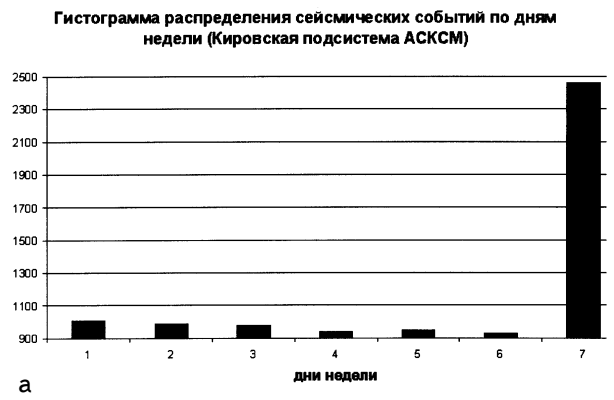
4. Середина 80-х годов по настоящее время — объединение очистных пространств Кировского, Юкспорского рудников и Саамского карьера, Расвумчоррского рудника и карьера Центрального в единую ПТС, развитие работ на карьере Восточного рудника. Практически образовалось единое очистное пространство протяженностью по простиранию рудного тела до 20 км и вкрест простирания до 1 км. Повсеместное распространение получили динамические формы проявлений горного давления, однако произошло снижение числа локальных горных ударов в связи с широким применением опережающих разгрузочных мероприятий. Периодичность ГТУ-ТЗ составляет 0,5—2 года, несмотря на снижение добычи руды и горной массы.

Для сравнения уровней сейсмичности Кукисвумчоррского и Юкспорского крыльев Объединенного Кировского рудника (ОКР) был проведен анализ распределения зарегистрированных сейсмических событий за весь период наблюдений по дням недели (рис. 1.14) и месяцам (рис. 1.15).

Распределение сейсмических событий по дням недели показало, что на Кукисвумчоррском крыле наблюдается только один явный пик в воскресенье, который связан с производством массовых взрывов. В течение же всех остальных дней недели наблюдается спад сейсмичности, достигающий своего минимума в субботу (рис. 1.14, а). То есть сейсмичность массива в пределах шахтного поля исключительно техногенного характера.

На Юкспорском крыле, кроме наблюдающегося пика повышенной сейсмичности в воскресенье, который также связан с производством массовых взрывов, выделяются еще два небольших пика — в среду и субботу (рис. 1.14, б). Эти пики также связаны с технологией ведения буровых работ на Юкспорском крыле.

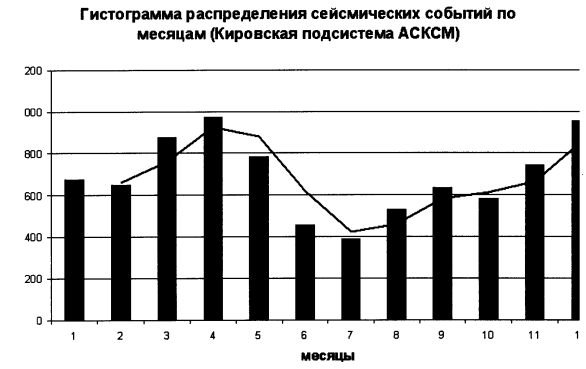
Из приведенных на рис. 1.15 гистограмм распределения сейсмических событий по месяцам видно, что на Кукисвумчоррском крыле наблюдается два пика повышенной сейсмичности — в марте — мае и ноябре — декабре, тогда как на Юкспорском крыле — только один явный пик в апреле — мае, а в декабре наблюдается весьма незначительное повышение сейсмичности.



а

б

Рис. 1.14. Гистограммы распределения сейсмических событий на Кукисвумчоррском (а) и Юкспорском (б) крыльях ОКР по дням недели



а

б

Рис. 1.15. Гистограммы распределения сейсмических событий на Кукисвумчоррском (а) и Юкспорском (б) крыльях ОКР по месяцам

Если сравнить полученные данные с распределением по месяцам проявлений наведенной сейсмичности, зарегистрированных на всех апатитовых рудниках (рис. 1.16), то можно заметить, что общее количество проявлений имеет тоже два явных пика в марте — мае и декабре (N). Если рассматривать зарегистрированные события по классам, то пик горных ударов (rb) приходится на февраль, март, апрель и май, горно-тектонических ударов (gtrb) — на март, май и июль, а техногенные землетрясения (te) происходят чаще в мае, августе, ноябре и декабре. Таким образом, апрель и май выделяются при всех сравнительных анализах, что, возможно, объясняется процессом интенсивного снеготаяния в Хибинах в этот период.

Анализируя мощные сейсмические события, зарегистрированные в пределах шахтных полей рудников, большинство исследователей однозначно связывают эти события с воздействием на земную кору крупномасштабных горных работ, под влиянием которых происходит перераспределение напряжений не только в ближней зоне очистных работ, но и на значительном удалении от них. Кроме того, при воздействии процессов разгрузки (очистные работы) или пригрузки (образование крупных отвалов и хвостохранилищ) нарушаются режимы деформирования различных геодинамических блоков, тем самым активизируется ход естественных тектонических процессов в земной коре региона, что, в свою очередь, изменяет сейсмический режим и проявляется в росте сейсмичности [Сейсмичность.., 2002].

В рамках этой проблемы представляют интерес типы механизмов очагов техногенных землетрясений. Нами проведен анализ некоторых таких событий, зарегистрированных в центральной части Кольского полуострова в пределах Хибинского и Ловозерского массивов.

Геомеханическое состояние Хибинского массива характеризуется большой неоднородностью параметров полей напряжений. Дифференциация этих параметров в различных частях апатитовых рудников подтверждается картами напряжений, составленными для наиболее глубоких горизонтов рудников, где зарегистрировано наибольшее количество горных ударов. На Хибинских рудниках общий объем извлеченной горной массы составляет около 4 млрд т при площади около 10 км^2. Поэтому можно с достаточным основанием считать, что уровень

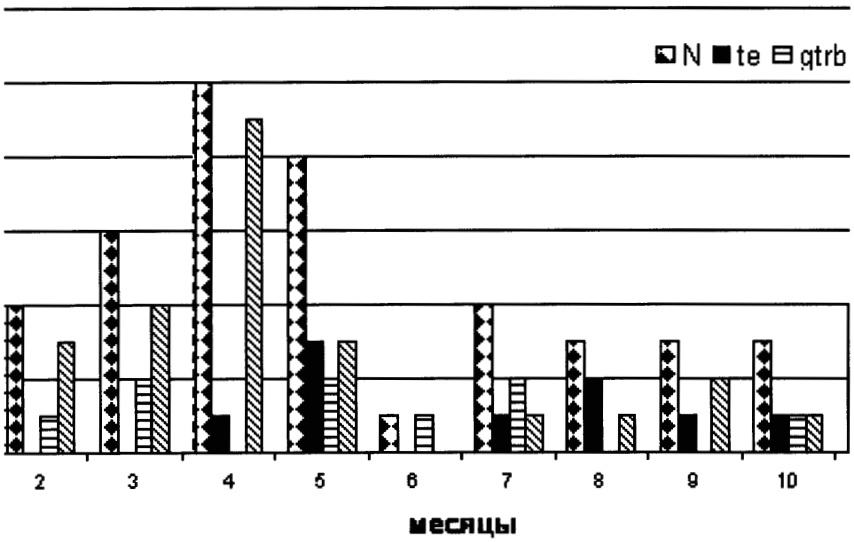


Рис. 1.16. Гистограмма распределений проявлений наведенной сейсмичности на апатитовых рудниках по месяцам

накопления и разрядки энергии напряжений за счет перемещения горной массы достиг предела, при котором возможны техногенные землетрясения.

Подтверждением этого являются мелкофокусные землетрясения с магнитудой 3—4, которые регистрируются на территории шахтных полей рудников за период с 1978 г. по настоящее время. Сейсмические события, приведшие к разрушениям выработок и коммуникаций в руднике и зданий на поверхности, отнесены либо к горно-тектоническим ударам, либо к техногенным землетрясениям. Анализ местоположения эпицентров показывает, что все события, за редким исключением, происходят в зонах активных разломов и группируются в непосредственной близости от района ведения горных работ.

С конца 80-х годов XX в. рудники ОАО «Апатит» столкнулись с проблемой проявления мощных динамических явлений типа горно-тектонических ударов и техногенных землетрясений с энергией 10^7—10^{13} Дж (магнитуды 2—5). Такие события вызывают хрупкие разрушения пород на контуре выработок в виде горных ударов, вывалов, падения заколов, разрушения целиков и крепи на значительных площадях в подземных горных выработках, а также повреждения и разрушения на земной поверхности. Многочисленными исследованиями отмечается, что эти события связаны с высоким уровнем естественных напряжений в массиве горных пород и их перераспределением под действием природных (в меньшей степени) и техногенных (в большей степени) факторов [Сейсмичность.., 2002].

По механизму техногенные землетрясения аналогичны природным, но отличаются режимом выделяющейся сейсмической энергии. Для них характерны большое количество предшествующих толчков (или горно-тектонических ударов) перед главным толчком, медленное убывание афтершоков и повышенная балльность за счет неглубокого заложения очага землетрясения. Для формирования техногенных землетрясений при ведении горных работ необходимо сочетание ряда условий:

- прежде всего, высокий уровень горизонтальных напряжений в массиве пород, определяемый соответствующей тектонофизической обстановкой (наличие зон с большими градиентами скоростей новейших тектонических движений);
- наличие соответствующих хрупких высокопрочных пород с тектоническими неоднородностями в пределах зоны разработки;
- благоприятные геоморфологические условия (гористый рельеф);
- наличие крупномасштабной разработки (площадь выемки, глубина разработки, объем извлекаемой и перемещаемой горной массы), взрывное воздействие при проходке выработок и массовой отбойке руды.

В пределах шахтных полей и горизонтов большинство горно-тектонических ударов и техногенных землетрясений группируется в окрестности фронтов очистных работ и различного

рода тектонических нарушений и неоднородностей, т. е. на участках концентрации напряжений. В процессе отработки рудных залежей встречными фронтами при их взаимном влиянии максимальное число горно-тектонических ударов и техногенных землетрясений концентрируется в блоках-целиках и их окрестностях.

По времени большинство горно-тектонических ударов и техногенных землетрясений приурочено к массовым взрывам, которые выполняют роль триггер-эффекта. При этом интенсивность инициированной массовыми взрывами сейсмичности и характер ее последующего спада определяются напряженным состоянием прилегающего участка массива пород: чем выше напряженность взрываемых участков, тем более мощные события они провоцируют, последние в течение более длительного времени могут сопровождаться значительными афтершоками.

По механизмам подготовки и реализации горно-тектонические удары и техногенные землетрясения можно разделить на две группы.

Первая группа реализуется в виде:

- техногенной активизации тектонических нарушений и подвижек по ним;
- лавинообразного слияния техногенных трещин в более крупные магистральные разрывы.

Вторая группа механизмов в рудниках обычно реализуется:

- при разрушении барьеров (целиков) между сближенными очистными пространствами;
- при разрушении барьеров между очистным пространством или горной выработкой и разломом;
- при разрушении барьеров между двумя разломами;
- при формировании трещин отрыва в подработанных породах висячего бока.

Для рудников Хибинского массива проведен анализ механизмов очагов сейсмических событий низкого энергетического класса и установлена переориентация осей основных напряжений в значительной области, которая может быть предвестником подготавливающегося техногенного землетрясения [Федотова, 2001]. Анализируя сейсмические события в целом, необходимо отметить различие типов механизмов очагов сейсмических событий.

Первая группа, самая многочисленная, характеризуется сдвиговым типом механизмов очагов. Далее выделяются группы сбросового, сбросо-сдвигового, надвигового и взбросового типов (рис. 1.17). На рис. 1.17 затенен квадрант растяжения. Стрелки показывают направление действия максимального растягивающего напряжения.

Так, при ведении очистных работ в висячем боку рудных месторождений, при образовании трещин отрыва в консоли висячего бока происходят сейсмические события преимущественно со сбросовым типом механизмов очагов. В массиве пород, расположенных в пределах очистного пространства и под ним, наиболее характерными типами механизмов очагов сейсмических событий являются сбросо-сдвиговый и сдвиговый.

В массиве пород, находящемся вне пределов очистного пространства, наиболее часто проявляются события со сдвиговым и в меньшей степени надвиговым типом. В массиве горных пород под разрабатываемыми горизонтами вне зоны влияния очистного пространства главным образом происходят сейсмические события со взбросовым типом механизмов очагов. На рис. 1.18 представлена гистограмма распределений количества проявлений наведенной сейсмичности на рудниках Хибинского массива.

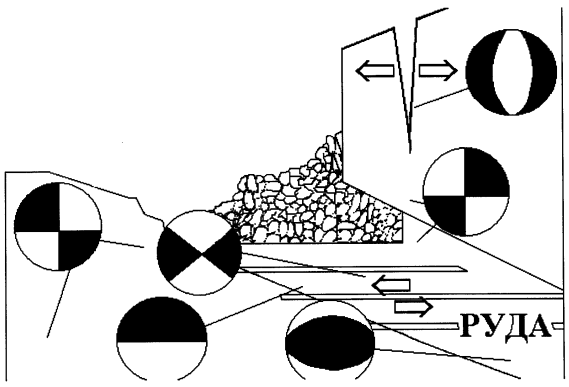


Рис. 1.17. Преимущественные типы средних механизмов очагов сейсмических событий в различных зонах отработки месторождения

Сейсмические события, приведшие к разрушениям выработок и коммуникаций в руднике и зданий на поверхности, нами отнесены либо к горно-тектоническим ударам, либо к техногенным землетрясениям. В качестве примера рассмотрим событие, произошедшее 16.04.1989 г. в Хибинском массиве, которое, несомненно, должно быть отнесено к разряду техногенных землетрясений.

По времени оно произошло через 20 с после массового взрыва 230 т ВВ при отбойке очередного блока руды на Кировском руднике ОАО «Апатит». Эпицентр землетрясения определен непосредственно на территории шахтного поля. Мощность землетрясения в эпицентре достигла

8 баллов. Магнитуда землетрясения по различным источникам 3,8—4,5. Через 12 минут после землетрясения сейсмическими станциями был зарегистрирован афтершок.

В результате этого события в массиве образовалась трещина протяженностью 1,1 км, северо-западного простирания и падения на северо-восток под углом 30°—35°. На всем протяжении трещина практически совпадает с имевшимся в массиве разломом V ранга, который представлен жилой эгирина мощностью 15—25 см. До землетрясения жила по прочности мало отличалась от остального массива, за исключением отдельных участков. В плане подвижка проявилась на участке, ограниченном почти вертикальными разломами.

Рис. 1.18. Гистограмма количества горных, горно-тектонических ударов и техногенных землетрясений на рудниках ОАО «Апатит»

Разрушения от землетрясения были отмечены на всех горизонтах рудника. В выработках наблюдались вывалы пород до 2 м^3, разрушения и отслоения бетонной крепи, деформации и разрушения рельсовых путей, образование трещин в бетонных фундаментах и многие другие нарушения. Механизм очага этого землетрясения был определен как сдвиговый (рис. 1.19 (1)).

Другое событие, также отнесенное к классу техногенных землетрясений, зафиксировано в 1994 г. уже на месторождении Апатитовый Цирк, которое отрабатывается Расвумчоррским рудником ОАО «Апатит». Механизм очага этого землетрясения, также сдвигового типа, приведен на рис. 1.19 (5).

Для сравнения с этими событиями были определены механизмы очагов еще нескольких землетрясений с магнитудами 1,5—3,0, зарегистрированных в районе отрабатываемых месторождений. Как показано на рис. 1.20, эти события по типам механизмов очагов можно условно объединить в четыре группы (1, 5, 7, 10; 2, 6, 11; 4, 8 — сдвигового типа с различной ориентацией осей растяжения и сжатия и 3, 9 — надвигового типа). По результатам проведенного анализа установлено, что большинство сейсмических событий более высокого энергетического класса, реализующихся вблизи разрабатываемых месторождений, характеризуются преимущественно сдвиговым типом механизмов очагов.

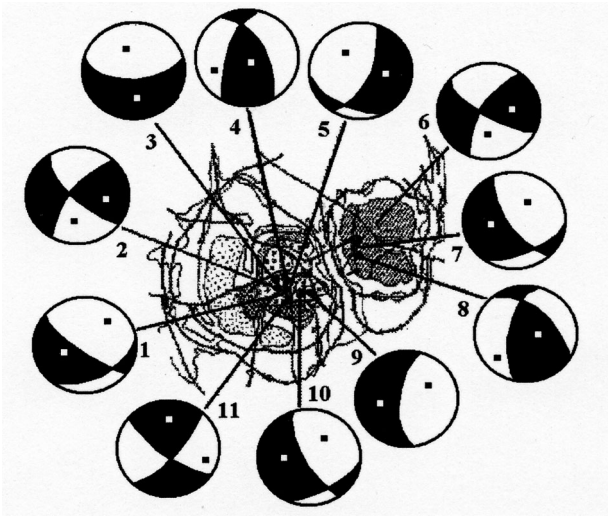


Рис. 1.19. Механизмы очагов техногенных и естественных землетрясений, зарегистрированных в Хибинском и Ловозерском массивах: 16.04.1989 (1), 25.07.1989 (2), 12.12.1990 (3), 17.11.1993 (4), 19.05.1994 (5), 17.08.1999 (6), 03.11.2002 (7), 16.12.2002 (8), 09.12.1993 (9), 26.10.1995 (10), 15.02.2001 (11)

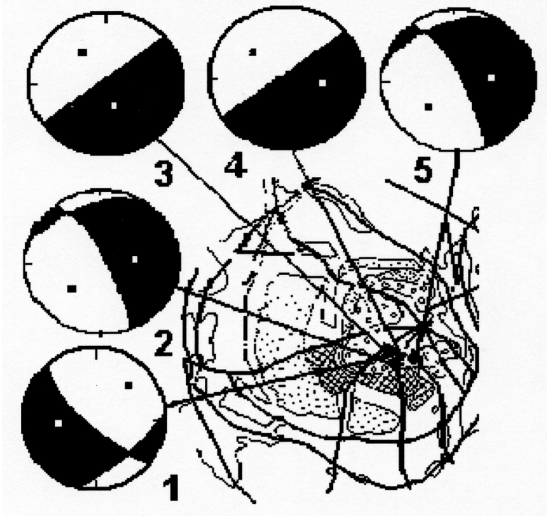


Рис. 1.20. Механизмы очагов техногенных землетрясений, зарегистрированных на рудниках ОАО «Апатит»

Для сопоставления типов механизмов очагов с последствиями проявлений разрушения в выработках был также выполнен анализ механизма очага одного из техногенных землетрясений, происшедшего 17.08.1999 г. (магнитуда 4,2—4,4) на руднике «Умбозеро». Этот рудник отрабатывает месторождения Ловозерского массива, который по своему строению и напряженному состоянию подобен Хибинскому массиву. После главного толчка и серии последующих афтершоков были разрушены горные выработки на площади свыше 600 тыс. м^2, рудник был полностью остановлен и выведен из строя на 3,5 месяца.

Согласно проведенным расчетам, ось максимального сжатия направлена на север — северо-запад и, соответственно, ось максимального растяжения направлена на юг — юго-восток. Таким образом, действие максимальных сжимающих напряжений направлено по простиранию рудного тела (в пределах 30° от меридиана). Ось максимальных растяжений, соответственно, вкрест простирания рудного тела, что хорошо согласуется с данными геологоразведочного бурения. Тип механизма — правосторонний сдвиговый.

Рудник «Умбозеро» находится в зоне сочленения двух разломов, причем непосредственно тяготеет к узкой угловой части блока. Один из разломов (Аллуайвский) сейсмически активен. Подвижка, произошедшая по этому разлому в момент главного толчка, привела к смещению блока, находящегося между этими разломами. При этом отмечались значительные разрушения в выработках меридионального направления.

Последующая серия афтершоков, реализовавшаяся в течение суток после главного толчка, усугубила картину разрушения в выработках. В моменты толчков происходили подвижки уже не только в горизонтальном, но и в вертикальном направлении (при сбросовых и сдвиго-сбросовых типах механизмов их очагов). Вследствие подвижек произошло смещение блоков друг относительно друга с максимальной амплитудой до 2 м.

Механизмы очагов афтершоков данного землетрясения в основном сбросового типа (рис. 1.19 (7, 8)), что объясняется разрушением целиков и обрушением кровли вышележащих пород. Гораздо меньше механизмов очагов сдвигового типа, возникающих под воздействием подвижек вследствие влияния высоких горизонтальных сжимающих напряжений, что проявилось в характерном разрушении выработок — вспучивании подошвы и расслоении кровли при незначительных разрушениях (или практически без них) стенок выработок.

Полученные выводы сравнивались с данными инструментальных наблюдений, которые подтверждают приведенную выше схему деформирования массива в процессе исследуемого землетрясения, сформулированную исходя из анализа механизмов очагов главного толчка и последующих афтершоков сильнейшего техногенного землетрясения в Ловозерском массиве.

Анализ местоположения эпицентров показывает, что все землетрясения, за редким исключением, происходят в зонах активных разломов и группируются в непосредственной близости от района ведения горных работ. Результаты анализа параметров техногенных землетрясений подтвердили сделанные выводы: как для горных выработок в частности, так и для шахтных полей в целом наиболее опасными по проявлениям разрушений являются сдвиговые типы механизмов очагов сейсмических событий, которые обусловлены высокими горизонтальными напряжениями, наличием пустот и разрывных нарушений в массиве.

Потеря устойчивости бортов и уступов карьеров, сформированных в массивах скальных горных пород, может происходить в форме сдвига блоков по существующим поверхностям ослаблений в массиве пород, осыпей, в пределах поверхностных зон и других аналогичных явлений. Характерно это для небольших глубин при невысоком уровне действующих напряжений. При действии в массиве пород гравитационно-тектонического поля напряжений уровень напряжений может быть весьма значителен, даже на сравнительно небольших глубинах. При концентрации напряжений вблизи контура карьера действующие в массиве напряжения могут быть сопоставимы с пределом прочности пород на одноосное сжатие. Эти условия могут привести к проявлениям горного давления на карьерах в динамических формах.

Представляют интерес также и результаты сопоставительного анализа механизмов очагов нескольких техногенных землетрясений и горно-тектонических ударов, зарегистрированных в Хибинском массиве при подземной и открытой разработке месторождений.

Рост сейсмической активности района рудоспуска № 6 и северо-западного борта карьера Центрального рудника (по данным ЦГМ) в период с 8.10.03 по 11.10.03 был связан с обводненностью пород, произошедшей в результате длительных и интенсивных дождей. Пик

сейсмической активности данного района наблюдался 11.10.03 с 3 до 6 часов утра. Динамическое проявление горного давления в пределах Вспомогательной выработки к рудоспуску № 6 (отм. +450 м) на территории шахтного поля Центрального рудника привело к горно-тектоническому удару. Выработка была закреплена железобетонными штангами и торкрет-бетоном. В результате горно-тектонического удара произошел выброс руды в объеме 1,5 м^3 по южной стенке и ее сопряжению с кровлей к западу от субвертикальной трещины, заполненной цеолитом. Выброс пород был вызван подвижкой, произошедшей по разлому, заполненному окисленными породами. На рис. 1.20 (1) представлены результаты расчетов механизма очага. В момент землетрясения произошла подвижка по имеющемуся в массиве разрывному нарушению, представленному окисленными породами. Лежащий сверху на разрывном нарушении блок под действием изменения напряженного состояния массива сместился относительно нижележащего блока в северо-восточном направлении (рис. 1.21).

Общее повышение сейсмичности Хибинского массива в сентябре 2004 г. связано с увеличением влагонасыщенности пород в результате длительных и интенсивных дождей, напряженным состоянием массива и проводимыми взрывными работами как на карьерах, так и на подземных рудниках. Все это спровоцировало, вероятно, серию форшоков, главный толчок (24.09.2004, 19:04:42) и афтершоки техногенного землетрясения, зарегистрированные в пределах Вспомогательной выработки к рудоспуску № 6 (отм. +450 м) Центрального рудника в период с 23 по 27.09.2004 г. Выработка была закреплена железобетонными штангами и торкретбетоном. Выброс руды в объеме 0,2 м^3 по южной стенке и ее сопряжению с кровлей к западу от субвертикальной трещины, заполненной цеолитом, был зафиксирован 25.09.04 в 7:10. Выброс пород был вызван подвижкой, произошедшей по разлому, заполненному окисленными породами.

Был проведен анализ механизмов очагов главного толчка ($E = 3 \cdot 10^9$) и одного из наиболее сильных афтершоков (25.09.2004, 06:47:19, $E = 7 \cdot 10^7$). На рис. 1.20 (2) и (3) представлены результаты расчетов индивидуальных механизмов очагов для каждого события. Так, для события, зарегистрированного 24.09.2004, определен механизм очага надвигового типа в северо-восточном направлении. В момент землетрясения произошла подвижка по имеющемуся в массиве разрывному нарушению, представленному окисленными породами. Лежащий сверху на разрывном нарушении блок под действием изменения напряженного состояния массива сместился относительно нижележащего блока в северо-восточном направлении (рис. 1.21). Для события, зарегистрированного 25.09.2004, определен механизм очага типа сдвига северо-западного направления, т. е. произошел сдвиг разделенных разрывным нарушением блоков в северо-западном направлении.

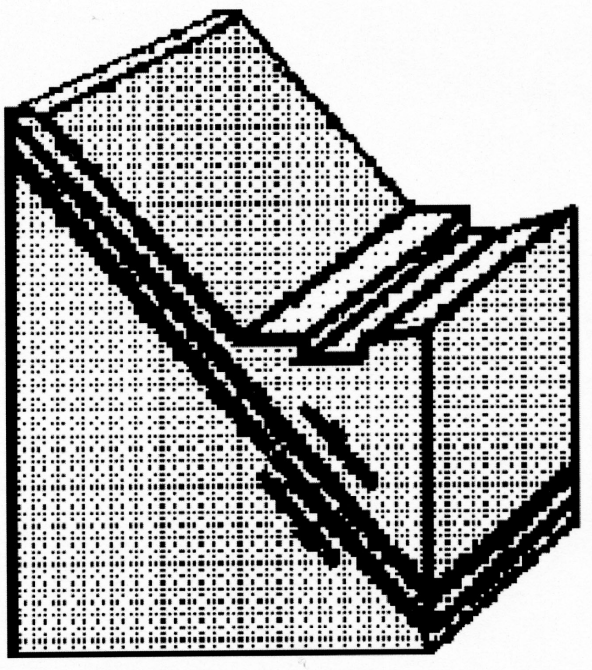


Рис. 1.21. Схема смещения блоков пород в процессе техногенного землетрясения

Сопоставляя горно-тектонический удар 2003 г. и техногенное землетрясение 2004 г., зарегистрированные в пределах одной и той же Вспомогательной выработки к рудоспуску № 6 (отм. +450 м) Центрального рудника ОАО «Апатит», можно сделать вывод о том, что они имеют сходные механизмы очагов. Различия энергии этих событий и проявлений в выработке объясняются большей обводненностью пород массива в период интенсивных осадков осенью 2004 г.

Последнее общее увеличение сейсмичности в Хибинском массиве в мае 2005 г. связано с увеличением влагонасыщенности пород из-за длительных дождей и интенсивного снеготаяния. Все указанные причины инициировали серию форшоков, основного толчка (25.05.2005, 9:47:59) и афтершоков техногенного землетрясения, зарегистрированных в пределах рабочего пространства рудоспуска № 4 (+450 м)

карьера «Центральный» в период между 24 и 26.05.2005. Механизмы очагов главного толчка (магнитуда 2,3 и $E = 8 \cdot 10^8$ Дж) и одного из наиболее сильных афтершоков (25.05.2005, 13:14:27, магнитуда 1,3, $E = 1 \cdot 10^8$ Дж) представлены на рис. 1.20 (4) и (5) соответственно для каждого события. Для техногенного землетрясения 25.05.2005 определен сдвиговый тип механизма очага в северно-западном направлении. Обрушение пород было инициировано перемещением, произошедшим по разлому, заполненному окисленными породами. То есть, вышележащий блок, отделенный от массива разрывным нарушением сплошности пород, сдвинулся в северо-западном направлении. Схема смещения блоков пород в течение этого техногенного землетрясения такая же, как и для техногенных землетрясений 2004 г., зарегистрированных в пределах рабочего пространства рудоспуска № 6 (+450 м) карьера «Центральный» ОАО «Апатит».

Таким образом, в процессе крупномасштабной отработки месторождений в блочных геологических средах при действии высоких гравитационно-тектонических силовых полей в массиве горных пород происходит значительное перераспределение напряжений с изменением ориентации главных напряжений. Наличие поверхностей ослабления в виде зон окисления горных пород, зон трещиноватости и иных неоднородностей среды в значительной степени снижает прочностные характеристики горных пород в целом, что создает условия для реализации техногенных землетрясений.

Анализируя в целом сейсмические события, к которым относятся и горные удары, и техногенные землетрясения, можно сделать вывод о том, что в подавляющем большинстве случаев эти события были спровоцированы ведущимися горными работами. Наиболее опасным для выработок по последствиям проявлений горного давления в широком диапазоне энергетических классов (от микроудара до техногенного землетрясения) является сдвиговый тип механизма очага сейсмического события.

Действие в массиве пород повышенных горизонтальных напряжений также неоднозначно влияет и на устойчивость бортов и уступов карьеров. С одной стороны, создается дополнительная нагрузка, нормальная граням структурных блоков, перпендикулярным контуру карьера, что увеличивает силу трения по контактам блоков пород, и, как следствие, повышается устойчивость как отдельных уступов, так и бортов карьеров в целом. С другой стороны, учитывая прогнозируемый уровень действующих напряжений на уровне дна карьера, сравнимый с прочностью на одноосное сжатие скальных пород, слагающих борта карьеров, становится вероятным их разрушение в динамической форме, характерной в настоящее время в основном для удароопасных месторождений, отрабатываемых подземным способом. В случае вытянутой в плане формы карьера наибольшие концентрации напряжений и, соответственно, наибольшую вероятность динамических проявлений горного давления можно прогнозировать на наиболее короткой его стороне. Формой динамических проявлений будет, скорее всего, отрыв и сдвиг отдельных блоков пород по существующим тектоническим нарушениям. В связи с этим на карьерах, ведущих горные работы открытым способом с формированием карьерных выемок глубиной свыше 400–500 м, необходимо создание специальных служб, в задачи которых входило бы осуществление непрерывного контроля геодинамических процессов в прибортовом массиве и своевременное применение соответствующих профилактических мероприятий. Аналогами такой службы могут быть действующие на подземных рудниках службы прогноза и профилактики горных ударов [Сейсмичность.., 2002].

Для Хибинских апатитовых рудников к настоящему времени накоплен некоторый опыт прогноза динамических явлений и получены результаты, которые могут представлять определенный научный и практический интерес. В частности, долгосрочный прогноз проявлений наведенной сейсмичности возможен по обнаружению фактов переориентации направлений действия главных напряжений в массиве из хаотичного в линейно-упорядоченное [Федотова, 2001]. В качестве среднесрочных предвестников мощных динамических явлений могут служить длительные тренды высоких скоростей сжатия массива и периоды смены знака скорости деформирования [Козырев и др., 1966]. В качестве краткосрочного предвестника можно рассматривать моменты резкого изменения характера суточного приливного деформирования массива и высокие суточные скорости сжатия массива (более 0,02 мк/ч) [Kozyrev et al., 1996].

1.3. СЕЙСМИЧНОСТЬ КАРЕЛИИ

Сейсмичность Карелии в пределах рассматриваемой области с координатами 60° с. ш.; 30° в. д. — 67°5′ с. ш.; 42° в. д. считается незначительной и как таковая привлекает мало внимания исследователей. На картах землетрясений Фенноскандии на территории Карелии показываются единичные события, и притом только слабые, как за период инструментальных наблюдений, так и за историческое время [Глубинное строение.., 2004]. Кроме того, стоит отметить, что в силу исторических и экономических причин на территории Карелии не велись систематические и целенаправленные наблюдения сейсмичности.

Вообще, изучение сейсмичности любого региона можно разделить на три этапа: изучение древнейших землетрясений (палеоземлетрясений); изучение исторических землетрясений; изучение инструментально зарегистрированных землетрясений.

В регионе выделяются три крупные тектонические эпохи, каждая из которых разделяется на ряд этапов: саамская, лопийская, проявившиеся в архее, и карельская, проявившаяся в нижнем протерозое. В течение саамской и лопийской эпох заложились и сформировались докарельские структурно-формационные зоны с разными условиями геологического развития. В течение карельской эпохи произошло завершение формирования структурного плана кристаллического фундамента с образованием наложенных на докарельский фундамент синклинальных структур (мульды, грабен-синклинали) и разрывных дислокаций, преимущественно северо-западного простирания, усложнивших внутреннее строение ранее образованных структур. В верхнем протерозое начали преобладать деструктивные дислокации, приведшие к дроблению кристаллического фундамента на блоки разного порядка с образованием в рифее крупных Ладожского, Онежского и Кандалакшского грабенов [Сыстра, 1991].

Основные черты движений новейшего тектонического этапа обусловлены тектоническим режимом, который проявляется на щите, начиная с позднего докембрия. Его главная особенность — проявление положительно направленного типа развития, т. е. преобладание поднятий над опусканиями. Вторая особенность тектонического режима — проявление гляциоизостатических компенсационных движений во время активной дегляциации ледникового покрова. Современные представления о характере тектонического режима на щите базируются на том, что вслед за снижением интенсивности гляциоизостатических, преимущественно вертикальных движений на передний план стали выступать горизонтальные движения. Воздымание щита и высокий уровень горизонтальных сжимающих напряжений в земной коре обусловлены наличием в нижних горизонтах земной коры астеносферной линзы и горизонтальным сжатием под влиянием Срединно-Атлантического рифта. Этими же факторами объясняется и повышенная относительно территории Русской плиты сейсмичность Фенноскандии [Юдахин, 2002 и др.].

1.3.1. Палеоземлетрясения

Территория Карелии, как и весь щит в целом, представляет собой область с проявлением слабой современной сейсмичности, в пределах которой интенсивность землетрясений обычно не превышает 2—3 баллов по шкале MSK-64. Однако макросейсмические данные свидельствуют о проявлении в восточной части Фенноскандии землетрясений с интенсивностью 4—5 баллов, а по историческим данным установлено, что в западной части Фенноскандии отмечено проявление землетрясений интенсивностью 7 и даже 8 баллов [Никонов, 2002]. Для восточной части Фенноскандинавского щита характерен весьма ограниченный объем сейсмостатистических данных, что вызывает необходимость при оценке сейсмичности региона дополнять их палеосейсмологическими наблюдениями. Такие исследования проведены на территории Карелии. Целью этих исследований было обнаружение и выявление в регионе различных типов локальных палеосейсмодеформаций, установление возможного возраста, оценка интенсивности землетрясений, породивших эти дислокации, и выделение палеосейсмогенных структур.

Одной из главных задач палеосейсмологии является выделение сейсмогенерирующих структур. Эти структуры рассматриваются как блоки или зоны земной коры со специфическим режимом тектонических движений, способствующим накоплению напряжений и разрядке их в виде сейсмических движений [Современная динамика.., 1989 и др.]. Анализ результатов дешифрирования АФМ и аэровизуальных и полевых наблюдений показал, что в пределах Карелии можно выделить восемь зон развития локальных сейсмодеформаций: 1. Ладожскую,

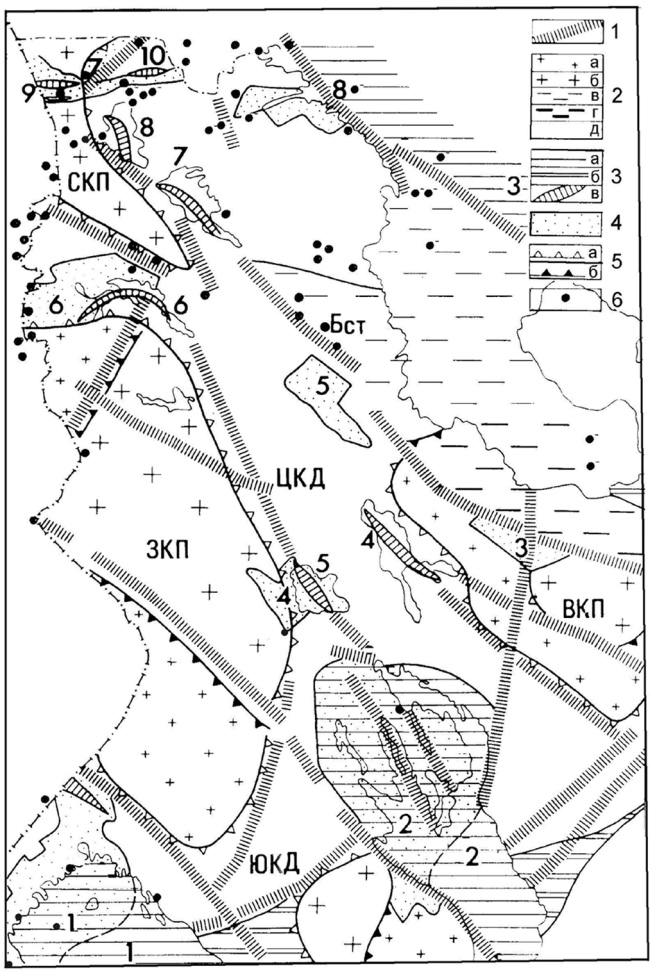


Рис. 1.22. Схема связи палеосейсмогенных структур с новейшим структурным планом (составил А. Д. Лукашов [Глубинное строение.., 2004]):

1 — зоны активных разломов, разграничивающих крупные блоки земной коры с разной направленностью и интенсивностью движений; 2 — структуры второго порядка с разной направленностью движений: а–б — поднятий: а — слабых, б — умеренных; в–г — относительных погружений: в — слабых, г — умеренных; 3 — отрицательные структуры третьего и более высоких порядков: а — сложные грабены (1 — Ладожский, 2 — Онежский, 3 — Кандалакшский); б — погребенные тектонические депрессии; в — простые грабены (4 — Выгозерский, 5 — Сегозерский, 6 — Куйтинский, 7 — Топозерский, 8 — Пяозерский, 9 — Паанаярвинский, 10 — Кукасозерский); 4 — участки развития палеосеймодеформаций (сейсмогенные структуры); 5 — границы структур: а — с разной направленностью движений, б — с разной интенсивностью; Бст — Беломорская ступень; СКП, ЗКП, ВКП — зоны устойчивых поднятий (Северо-Карельская, Западно-Карельская, Восточно-Карельская); ЦКД, ЮКД — зоны дифференцированных движений (Центрально-Карельская, Южно-Карельская). 6 — эпицентры современных землетрясений

2. Онежскую, 3. Нюхчинскую 4. Сегозерскую, 5. Лехтинскую, 6. Калевальскую, 7. Паанаярвинскую, 8. Беломорскую (рис. 1.22). Границы этих зон в значительной мере условны, так как ограничивают площади развития сейсмодеформаций в скальных породах на участках развития относительно расчлененного структурно-денудационного и денудационно-тектонического рельефа. Не исключено, что эти зоны имеют несколько большую площадь, распространяясь на прилегающие аккумулятивные равнины, но выделение сейсмогравитационных дислокаций в рыхлых породах вызывает большие затруднения, в связи с относительно значительным возрастом дислокаций и широким развитием в них гляциотектонических образований. Признаки сейсмогравитационных дислокаций в рыхлых отложениях имеются, но пока они единичны [Глубинное строение.., 2004].

Выделенные А. Д. Лукашовым структуры изучены с разной степенью детальности. Наиболее детально исследованы Онежская, Ладожская и Сегозерская структуры (дешифрирование аэрофото- и космофотоматериалов, аэровизуальные наблюдения, почти сплошное маршрутное обследование всех проявлений локальных сеймодеформаций, инструментальная и полуинструментальная съемка детальных участков). Менее детально изучены Куйтинская и Паанаярвинская зоны (дешифрирование аэрофотоснимков, аэровизуальные наблюдения, посещение отдельных проявлений сейсмодеформаций). Слабо изучены Нюхчинская и Лехтинская зоны (дешифрирование снимков, редкие аэровизуальные пересечения, опрос геологов, работающих в этих районах). В пределах Ладожской, Лехтинской, Куйтинской, Паанаярвинской, Кандалакшской зональных структур отмечены эпицентры современных землетрясений.

Следует отметить, что, несмотря на разную степень изученности, во всех структурах наблюдаются общие закономерности их строения. Общность структур обусловлена проявлением однотипных сейсмодеформаций и их парагенетических групп, сходными составом и физико-механическими свойствами кристаллических пород, приуроченностью к определенным типам докембрийских и сопряженных с ними новейших структур. Существует определенная связь сейсмогенных структур с древним и новейшим структурными планами.

Протяженность (десятки и первые сотни километров) глубинных разломов, к которым приурочены палеосейсмогенные структуры, высокая механическая прочность докембрийских кристаллических пород, размеры и размах палеосейсмодеформаций, которые сопоставимы по

этим параметрам с аналогичными образованиями в районах с высокой сейсмичностью, дают вполне определенные представления о возможном проявлении древних землетрясений в 7—8 и, вероятно, более баллов.

1.3.2. Инструментальные данные о сейсмичности

Фенноскандинавский щит относится к регионам с низким уровнем сейсмичности. При постановке сейсмических исследований приоритет отдается изучению районов с высокой сейсмической активностью. Этим можно объяснить то, что территория восточной (российской) части Фенноскандинавского щита изучена слабо, лишь в общих чертах. Однако в сейсмическом отношении Фенноскандинавский щит является самой активной частью Восточно-Европейской платформы. Сейсмичность — одно из наиболее ярких проявлений современной тектонической активности.

Функционирующие в Северо-Западном регионе сейсмологические станции в Пулково и Апатитах не могут обеспечить на должном уровне решение проблемы детальной оценки сейсмической опасности. Станция Пулково непригодна для региональных наблюдений в силу плохих сейсмогеологических условий и высоких помех от аэропорта (Пулково), станция Апатиты — из-за своей удаленности. В Финляндии действует плотная сеть из 16 сейсмологических станций (рис. 1.23). Некоторые из них расположены вдоль границы с Россией и фиксируют сейсмические события Карельского и Ленинградского регионов с магнитудой уровня $M_L = 2{,}5—3{,}0$. Географическое местоположение и геологические условия Финляндии и Карелии благоприятны для обнаружения и регистрации сейсмических явлений. Древний докембрийский фундамент сейсмически спокоен и из-за малой поглощающей способности среды передает сейсмические волны без искажений. Сейсмологической сетью Финляндии ежегодно регистрируется и анализируется 3000 далеких землетрясений, более 5000 локальных взрывов и приблизительно 100 местных землетрясений (10—15 из которых происходят в Финляндии и 3—5 — на территории Карелии). По данным о времени распространения волн локальные события подвергаются общему экспресс-анализу с целью определения исходных параметров (широты, долготы, глубины, времени возникновения, магнитуды и типа события) и вводятся в бюллетени (http://www.seismo.helsinki.fi). Точность определения координат сейсмических событий в последние годы существенно возросла, поскольку улучшилось качество финской сети и получена новая информация о глубинном строении литосферы региона. Погрешность составляет в среднем ±2 км внутри сети. Вне сети, когда максимальный азимутальный створ между станциями больше, чем 180 градусов, координаты эпицентра определяются с точностью в пределах 5—15 км [Глубинное строение.., 2004]. Следует заметить, что надежные оценки глубины очага землетрясения получаются редко из-за относительно разреженной сети. Сейсмогенный слой в этом регионе расположен на глубине 5—17 км. Финская национальная сеть имеет потенциал для существенного повышения точности локализации очагов, когда данные из соседних стран включаются в исходное определение. В таком слабосейсмичном регионе, как Карелия и Финляндия, анализ микроземлетрясений может обеспечить получение достоверной статистически представительной информации о поле локальных современных напряжений и механизмах местных землетрясений.

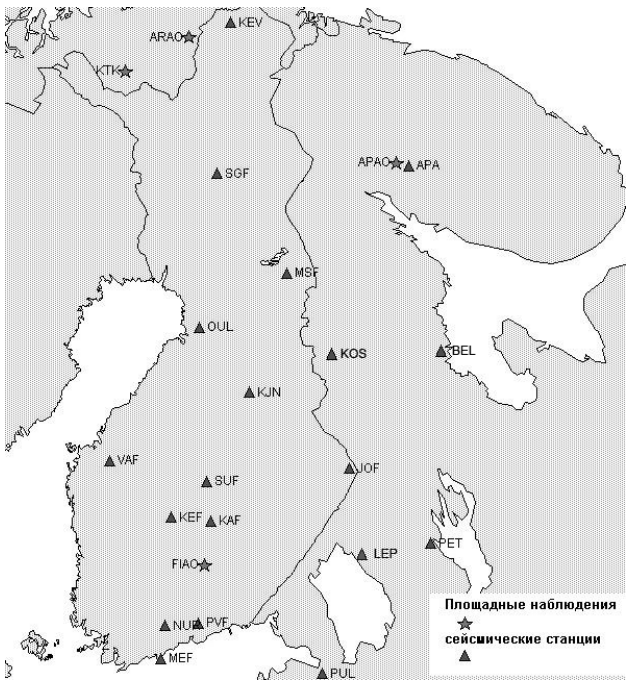


Рис. 1.23. Сеть сейсмических станций Финляндии, Норвегии и России, осуществляющих наблюдения за сейсмическими событиями в Карельском регионе

Согласно карте сейсмического районирования России ОСР-97 [Уломов и др., 2000] территория Карелии отнесена к зонам вероятной интенсивности 5—7 баллов для периода

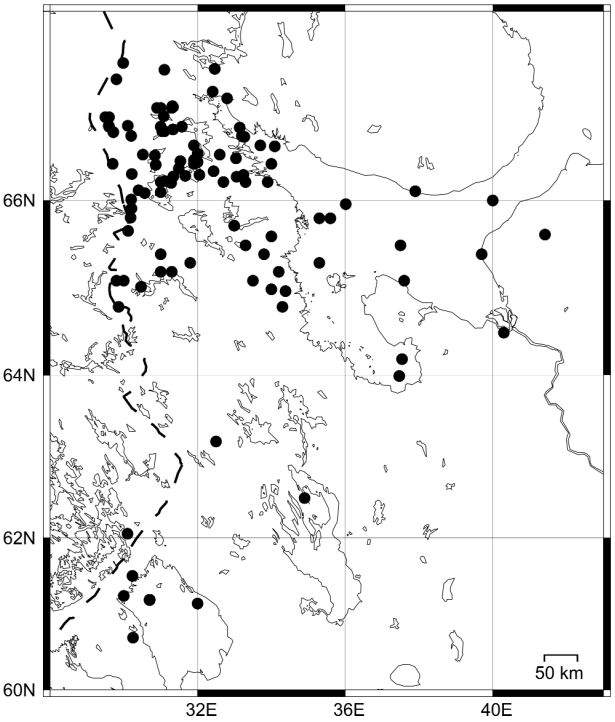


Рис. 1.24. Схема эпицентров землетрясений Карельского региона (1542—2003 гг.) в интервале магнитуд 0,9—6,5. Составлена по сводному каталогу землетрясений [Глубинное строение.., 2004]

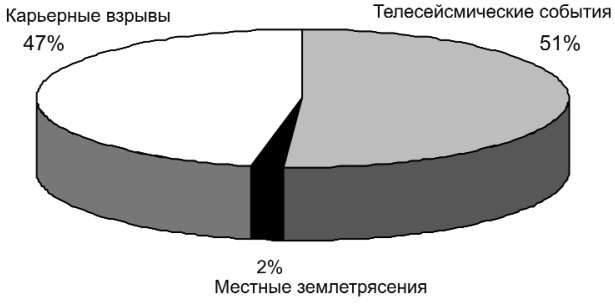
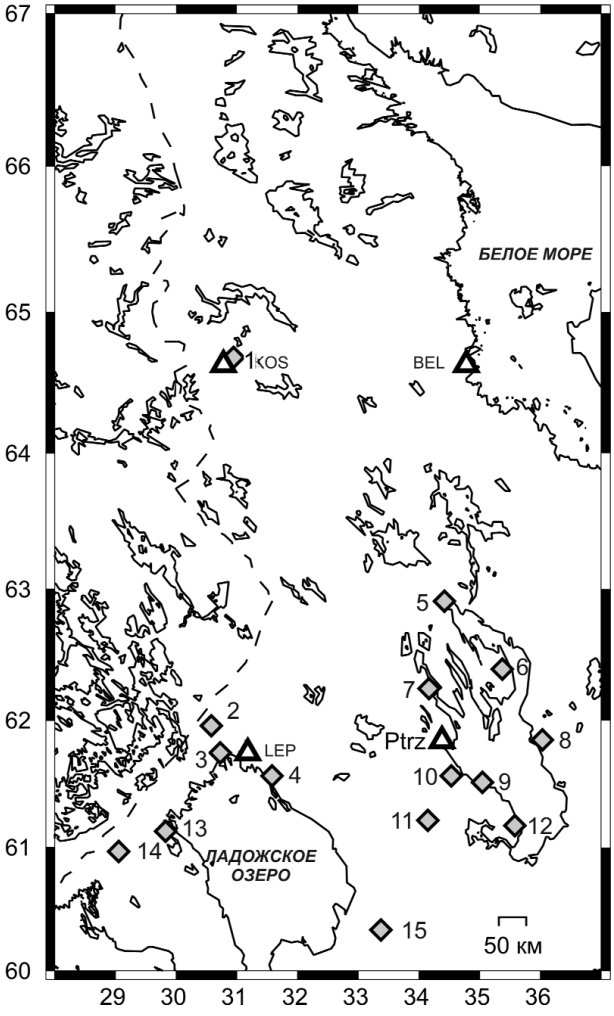


Рис. 1.25. Круговая диаграмма зарегистрированных в 2005—2006 гг. станцией «Петрозаводск» событий

повторяемости 5000 лет. В северо-западном регионе России на протяжении одного десятилетия бывает несколько 4-балльных землетрясений, 5-балльные происходят каждые 30—50 лет. До XX столетия на этой территории известны события 7-балльной интенсивности. Сводный каталог исторических и инструментальных данных о землетрясениях Карельского региона, составленный Б. А. Ассиновской и А. А. Никоновым [Глубинное строение.., 2004], включает 135 землетрясений за период 1542—2003 гг., из них 52 описаны по макросейсмическим данным, 83 события зарегистрированы инструментально (рис. 1.24). Пространственное распределение эпицентров землетрясений в регионе неоднородно: при практически полной асейсмичности центральной Карелии выделяется ряд областей сейсмической активности на севере и на юге. Основная из них, Кандалакшская, приурочена к одноименному заливу и его юго-западному берегу. Эта область концентрации землетрясений пересекается Куусамо-Кандалакшской зоной северо-восточного простирания и другими более мелкими линеаментами. Южнее выявлены Калевальская и Топозерская области сейсмической активности и на границе с Санкт-Петербургским регионом — Ладожско-Ботническая.

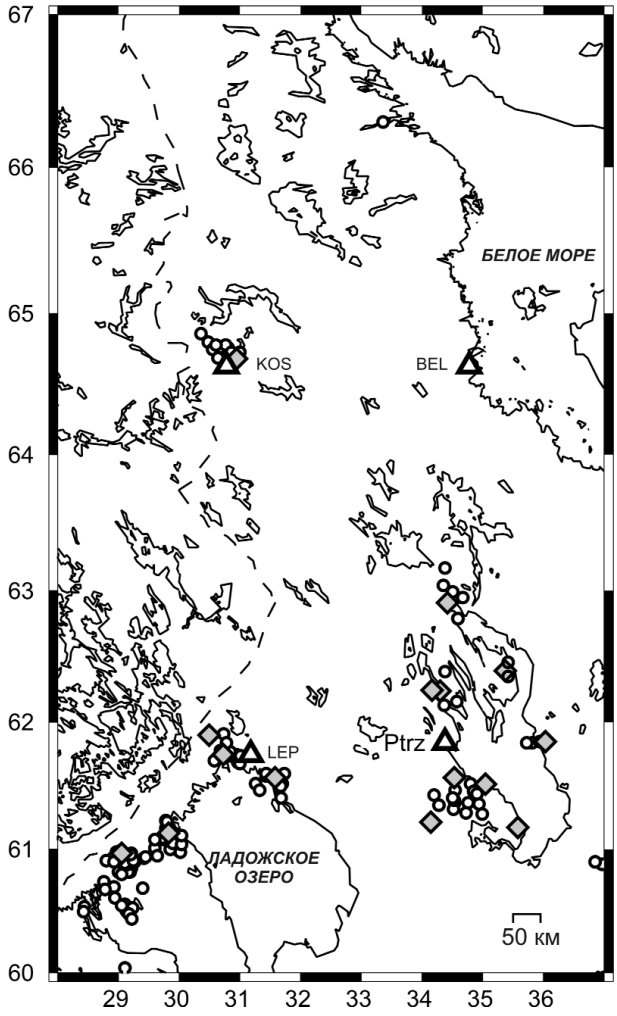
В сейсмических разрезах эти зоны отличаются повышенной расслоенностью, перестройкой раздела М, увеличением мощности (до 10—15 км) переходного слоя в низах коры и глубины до границы М (50—60 км). Величина максимально возможной магнитуды землетрясений в пределах этих зон может достигать $M_L = 5$ [Глубинное строение.., 2004].

На рис. 1.25 представлена диаграмма зарегистрированных на станции «Петрозаводск» событий. Очевидно, что доля местных землетрясений очень мала и составляет около 1—2% (или 1—2 события в год). Столь малое количество зарегистрированных землетрясений связано с тем, что события очень слабые, а сейсмологическая сеть редкая. Более половины всех событий — это телесейсмические события, т. е. удаленные сильные землетрясения. Помимо событий, относящихся к природному типу, выделяется большая группа событий (47%), имеющих техногенную причину. На территории Карелии постоянно действуют около 15 карьеров (рис. 1.26), в которых регулярно производятся взрывные работы. Специфика рассматриваемого региона заключается в том, что как взрывы в карьерах, так и местные землетрясения, регистрируемые на станции, слабые, а потому их трудно идентифицировать. Сейсмические события, зарегистрированные сейсмостанцией «Петрозаводск» на территории Республики Карелия, показаны на рис. 1.27. Очевидно, что большинство из них можно отнести к районам проведения взрывных работ. Гистограммы распределения событий по дням недели и времени суток (рис. 1.28) также подтверждают тот факт, что большинство зарегистрированных событий являются взрывами, поскольку практически все они происходят в рабочие дни и в дневное время. Два явных пика (в 13 часов и в 15 часов) на гистограмме распределения событий по времени суток связаны со взрывами в Костомукшском карьере.



1.26. Схема расположения основных действующих карьеров Республики Карелия

Треугольники — сейсмические станции «Петрозаводск» (Ptrz), Леппясилта (LEP), Костомукша (KOS), Беломорск (BEL). Ромбики — основные действующие карьеры: 1 — ОАО «Карельский окатыш»; 2 — ОАО «Рускеальский мрамор»; 3 — Сортавальский ДСЗ; 4 — ГОП «Питкярантское карьероуправление»; 5 — щебеночный завод; 6 — ООО НПК «Карбон шунгит»; 7 — ОАО «Порфирит»; 8 — ООО «Пудожский карьер»; 9, 10 — ООО «Карелкамень»; 11 — ООО «Шокшинский карьер»; 12 — ООО «Прионежский карьер»; 13—15 — карьеры Ленинградской обл.



1.27. Схема эпицентров сейсмических событий и основных карьеров

Треугольники — сейсмические станции на территории Республики Карелия. Полые кружки — сейсмические события, зарегистрированные станцией «Петрозаводск» в 2005—2006 гг. Ромбики — основные действующие карьеры

На рис. 1.27 видно, что большинство зарегистрированных событий происходят в радиусе менее 250 км от станции. Это объясняется тем, что большинство событий, как техногенной, так и естественной природы, слабые. Исключение составляют взрывы, производимые в карьере Костомукшского ГОКа, который находится на расстоянии 320 км от станции. Повышенная техногенная сейсмичность в этом районе отмечается и соседними станциями (финской сейсмологической сетью и станциями северо-западного региона России). Кроме того, отмечена техногенная сейсмичность в районе апатитовых рудников Хибин. В Хибинах ежегодно извлекается около 100 млн т горной массы, что сопровождается перемещением больших объемов породы и оказывает непосредственное воздействие на состояние массива в целом. Все горные удары в Хибинских рудниках произошли в непосредственной близости от разрывных тектонических нарушений. Горный массив подвергается регулярным динамическим воздействиям от промышленных массовых взрывов мощностью 150—300 т ВВ при отпалке руды.

В целом сейсмичность северо-запада России хотя и не приводит к катастрофическим последствиям, но при значительной концентрации в этом районе промышленных предприятий,

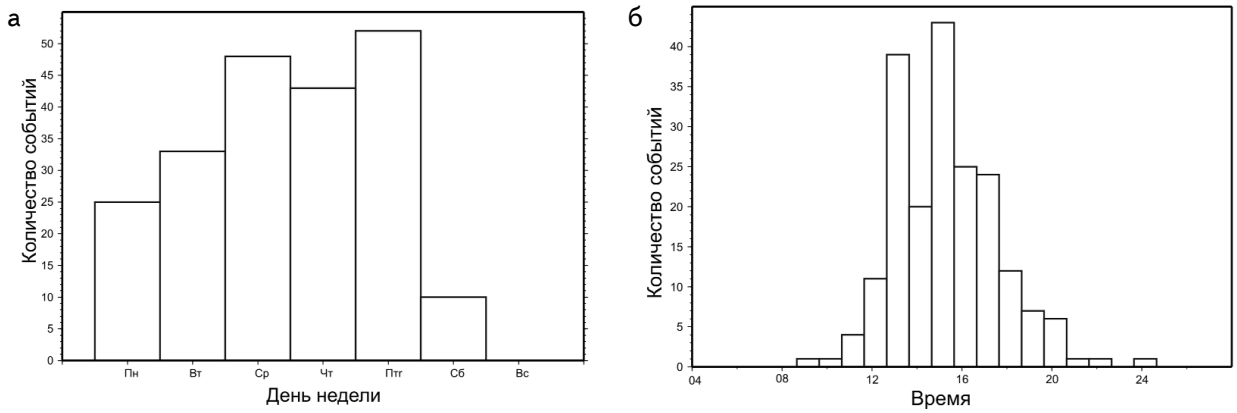


Рис. 1.28. Гистограммы распределений сейсмических событий, зарегистрированных станцией «Петрозаводск», по дням недели (а) и по времени суток (б). Рассмотрены события за 2005–2006 гг.

подземных коммуникаций, строительстве магистрального газопровода Мурманск – Петрозаводск – Волхов, наличии Ленинградской и Кольской АЭС может вызвать чрезвычайные ситуации, например, прорыв подземных вод, распространение радиоактивных и химических отходов из существующих могильников. Все это обусловливает необходимость более детального изучения сейсмичности и глубинного строения региона.

1.3.3. Методика сейсмологических наблюдений

Широкополосная сейсмостанция. В феврале 2004 г. введена в действие широкополосная сейсмостанция «Петрозаводск», которая расположена в Ботаническом саду ПетрГУ на противоположном от города берегу Петрозаводской губы Онежского озера (рис. 1.23). Сейсмоприемники установлены (61°50′31″ с. ш., 34°22′47″ в. д.) на скальном выходе соломенской брекчии, лавах и туфах суйсарской свиты [Захарченко и др., 2004]. Работа станции позволила существенно улучшить представительность регистрируемых на территории Карелии событий.

Для регистрации сейсмических сигналов используется система сбора информации, включающая в себя регистратор GSR-24 и сейсмодатчик CMG-3ESP. Датчик представляет собой широкополосный сейсмометр с частотным диапазоном от 0,01 до 50 Гц. Все три компоненты его установлены на общей платформе под углом 90 градусов друг к другу (рис. 1.29). Регистратор GSR-24 укомплектован приемником спутниковой навигационной системы GPS. Приемник Garmin-35 обеспечивает точную синхронизацию внутренних часов регистратора с мировым временем, а также позволяет определить координаты местоположения прибора. Регистрируемые события сохраняются в установленной на плате сменной ATA Compact Flash-Card памяти регистратора. Под управлением программного обеспечения GeoDAS они выгружаются в PC, подключенный к регистратору через параллельный порт и работающий под управлением операционной системы Windows 98 (рис. 1.30). Регистрируемые события выгружаются в виде непрерывного ряда отсчетов или в виде пакетов данных секундной длительности.

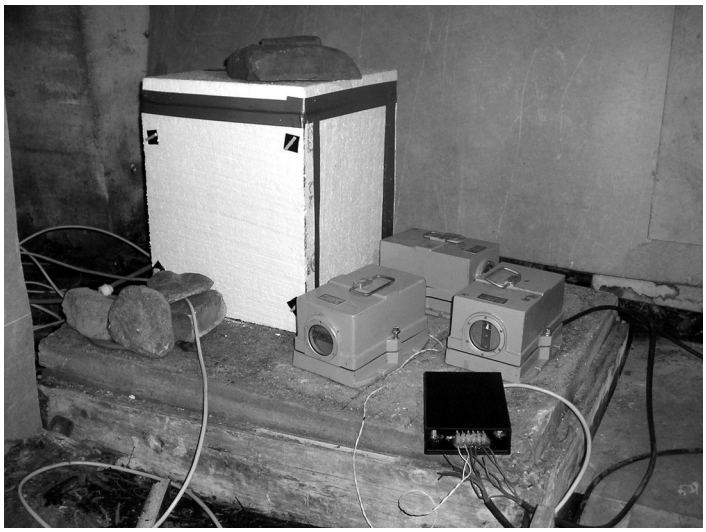


Рис. 1.29. Трехкомпонентный сейсмоприемник CMG-3ESP (в термозащите) и датчики СМ3-КВ, установленные на постаменте в подвале сейсмостанции «Петрозаводск»

Рис. 1.30. Место оператора сейсмостанции «Петрозаводск», расположенной на территории Ботанического сада ПетрГУ

Короткопериодная станция. По трехкомпонентной записи одной станции оценить время в источнике и координаты эпицентра можно лишь приближенно. В этом случае только совместная обработка данных обнаружения явления на нескольких станциях позволит обеспечить приемлемую точность оценок параметров очага сейсмического события. Поэтому было принято решение об организации региональной сети сейсмических станций для мониторинга сейсмичности. Однако из-за низкой сейсмической активности Карелии и малых магнитуд землетрясений возникает необходимость организации плотной сети наблюдений. Энергия значительной части слабых землетрясений сосредоточена в высокочастотной области спектра в районе 5—20 Гц, а амплитуда уходящих от источника сейсмических волн сравнительно мала. Сигналы таких землетрясений становятся слабо видимыми на фоне естественного и техногенного шума уже на расстояниях нескольких сотен километров. Для создания сейсмологической сети в таких обстоятельствах требуются короткопериодные сейсмические станции с хорошим частотным разрешением и точной привязкой к мировому времени. Необходимым условием является небольшая стоимость этих станций и простота их эксплуатации, возможность удаленного управления сбором данных и возможность передачи данных в центр обработки в реальном масштабе времени. Большое значение имеет идентичность характеристик датчиков сейсмостанций, входящих в сеть, поскольку как ручная, так и автоматическая обработка данных одинаковых по характеристикам станций может быть произведена с меньшими затратами времени и со значительно более высоким качеством, чем данные разнородных станций. В 2000 г. станция, удовлетворяющая этим требованиям, была установлена на станции «Петрозаводск» и с тех пор работает здесь в экспериментальном режиме. На западе она получила название Cossack Ranger. Достаточно подробное описание ее конструкции и основные технические характеристики приведены в [Глубинное строение.., 2004].

Быстрый прогресс в электронике привел к появлению высокопроизводительных компактных микроконтроллеров и более точных аналого-цифровых преобразователей, чем те, что были использованы в CR-I. Ясно, что на базе новых элементов можно создать значительно лучшую по характеристикам и, что немаловажно, более дешевую универсальную систему сбора данных, а на ее основе высококлассную сейсмическую станцию. К тому же из продажи исчезли персональные компьютеры, в которых внешние устройства подключались через шину ISA, а именно через эту шину осуществлялся обмен данными между компьютером и АЦП в Cossack Ranger I. Поэтому в 2003 г. начата разработка новой версии системы сбора геофизических данных Cossack Ranger II (CR-II). Эта разработка закончена к началу 2005 г. [Fedorenko, 2005]. Универсальность структуры, прецизионная (до долей микросекунды) точность синхронизации с мировым временем и высокое качество данных, обеспечиваемое CR-II, определили ее широкое применение на обсерваториях ПГИ КНЦ РАН для сбора геофизических данных разного типа. В 2006 г. этими системами сбора укомплектована региональная сейсмическая сеть наблюдений Института геологии КарНЦ РАН. В дополнение к короткопериодной станции «Петрозаводск» установлены еще три цифровые станции (рис. 1.23): BEL (Беломорск), KOS (Костомукша), LEP (Леппясилта). В качестве сейсмодатчиков на стационарных точках установлены сейсмоприемники СМ3-КВ.

Далее обсуждаются структурная схема, вопросы синхронизации с мировым временем, уровень собственных шумов сейсмоприемников, выполненных на геофонах, и динамический диапазон станции CR-II.

Функциональная схема. На рис. 1.31 приведена структурная схема сейсмической станции на базе CR-II. Преобразование ускорения частиц почвы в электрический сигнал осуществляется трехкомпонентным сейсмоприемником, в котором в принципе могут быть применены любые датчики с электромагнитными преобразователями, т. е. датчики, работа которых описывается дифференциальным уравнением второго порядка. Для конечного пользователя разница в характеристиках датчиков не видна, так как в сейсмических станциях типа Cossack Ranger последние приводятся к стандартному виду при помощи цифровых эквалайзеров. Аналоговый электрический сигнал от места установки датчиков передается к АЦП по симметричной паре проводов. Это позволяет ослабить влияние помех на аналоговую линию и передавать сигналы датчиков на расстояние до 100 м без искажений. Изолирующий АЦП также дает возможность отделить шумную цифровую землю и землю обсерватории от аналоговой земли в месте установки сейсмоприемника, улучшая тем самым отношение сигнал/шум и расширяя динамический диапазон станции в целом. АЦП создан на микросхеме AD7716 фирмы Analog Devices. Для преобразования цифрового сигнала с выхода микросхемы к виду, удобному для передачи, используется микроконтроллер PIC18F452. В зависимости от условий установки станции АЦП может быть поставлен как в непосредственной близости к регистратору, так и отнесен от него ближе к датчикам для уменьшения влияния помех на аналоговую линию передачи данных. В зависимости от условий установки выбирается тип интерфейса RS232/RS485. В случае расположения АЦП в непосредственной близости от компьютера, ведущего запись, может быть использован интерфейс RS-232. Однако чаще приходится относить АЦП от компьютера и использовать RS-485, в соответствии с которым передача цифровых данных ведется по симметричной паре проводов. Последнее является предпочтительным, так как симметричная линия обладает большей помехоустойчивостью и создает меньше помех, влияющих на другие геофизические приборы. При длине проводов до 30—50 м и использовании соединительного кабеля с малым омическим сопротивлением питание всех устройств, входящих в состав станции, осуществляется от USB порта регистратора. В качестве регистратора может быть использован любой персональный компьютер, имеющий RS-232 или USB порт, например, ноутбук или миникомпьютер.

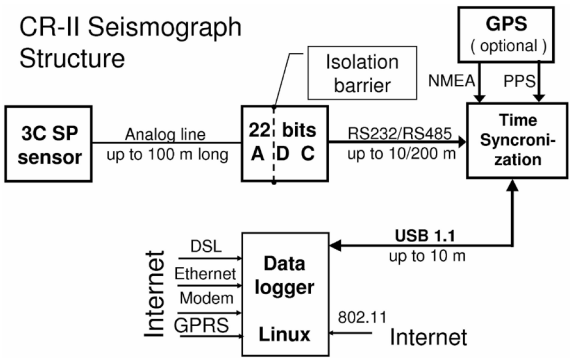


Рис. 1.31. Структурная схема сейсмической станции CR-II

Трехкомпонентный короткопериодный датчик (3C SP) подключается к входу изолирующего 22-разрядного АЦП, выполненного на микросхеме AD7716. В соответствии со стандартом RS-485 передача цифровых данных от АЦП к компьютеру ведется по симметричной паре проводов. В случае установки АЦП в непосредственной близости от компьютера, ведущего запись данных, может быть использован интерфейс RS-232. Поток цифровых данных поступает в ПК через порт USB, отсюда же берется питание для устройства синхронизации, АЦП и GPS

Результаты оцифровки передаются на регистратор на скорости 115 200 бод как последовательность кадров. Каждый кадр объединяет 4 канала, каждый канал представлен тремя байтами данных, 22 старших бита — это результат оцифровки, а младшие два бита — номер канала. В базовой конфигурации скорость оцифровки составляет 558 Гц, частотный диапазон — 100 Гц. При этих параметрах на скорости 115 200 бод могут быть переданы все 4 канала АЦП. При необходимости можно исключить один канал из потока данных и увеличить скорость оцифровки до 1116 Гц. В результате частотный диапазон регистратора будет расширен до 200 Гц при той же скорости передачи данных по линии связи. Можно также одновременно увеличить скорость оцифровки до 2232 Гц, скорость передачи данных до 230 400 Гц и расширить частотный диапазон трехканального регистратора до 400 Гц, однако при этом сокращается возможная длина линии связи.

Синхронизация с мировым временем. Синхронизация потока данных с эталоном времени является необходимой для всех геофизических приборов. В сейсмологических задачах точная синхронизация особенно важна, так как значительная часть информации о землетрясениях получается из времен первых вступлений сейсмических фаз на сети станций. Поэтому важно поддерживать точное время во всех регистраторах, входящих в сеть. Особенно существенна точная синхронизация при измерениях слабых землетрясений на малых расстояниях.

Именно такие условия имеются в наличии на территории Карелии. В системе сбора Cossack Ranger II применена принципиально новая схема синхронизации с мировым временем по сигналам приемника GPS и сохранена возможность синхронизации с серверами системы NTP (Network Time Protocol) по сети Internet. Регистратор данных в предыдущей версии этой станции создавался на базе персонального компьютера (ПК). На ПК устанавливалась операционная система Linux с ядром реального времени, а приемник GPS подключался непосредственно к COM-порту регистратора. Именно ядро реального времени и обеспечивало высокие эксплуатационные характеристики станции. Единственным неудобством была необходимость собирать ядро операционной системы самостоятельно, а не использовать стандартные версии ядра ОС Linux. Последнее требует высокой квалификации программиста, обслуживающего станцию, что не всегда приемлемо. К тому же в ходе длительной эксплуатации CR-I была выявлена несовместимость ядра реального времени с некоторыми приложениями, например, с ntpd-базовой программой связи с серверами системы NTP. Поэтому в версии CR-II было решено отказаться от ядра реального времени. Однако возможность такого перехода не является очевидной. Поскольку персональный компьютер под управлением многозадачной операционной системы вынужден обрабатывать значительное число прерываний от внешних устройств с одинаковым приоритетом, промежуток времени между поступлением байта на порт компьютера и обработкой этого байта программой может быть неприемлемо большим и не подходить к задачам реального времени. Поэтому пришлось внести внешний модуль синхронизации в структурную схему системы сбора данных и перенести все критические по времени операции на него.

На рис. 1.32 представлена структурная схема устройства синхронизации CR-II. Синхронизация времени сейсмической станции с мировым временем выполняется в два этапа. Сначала идет прием строки с GPS в формате NMEA v2.1 для установки начального времени в регистраторе и определения координат станции. Для обмена данными на этом этапе используется настройка последовательного порта микроконтроллера на скорость 4800 бод, прием данных с АЦП не ведется. Далее подключается АЦП, происходит перенастройка портов на скорость 115 200 бод, на которой принимаются данные, а с GPS принимается только секундный импульс, который поддерживает текущее время в потоке данных. Перенастройка портов происходит в интервале времени не более 0,01 секунды после окончания приема строки NMEA, чтобы не пропустить следующую секунду. После подключения АЦП данные передаются в регистратор в виде последовательности кадров. Если модуль синхронизации потока данных получает секундный импульс от GPS, то включается аппаратный таймер, начинающий отсчитывать время от фронта PPS. При передаче ближайшего по времени младшего байта канала номер 3 два младших бита в этом байте обнуляются, заменяя тем самым номер канала 3 на 0. При синхронизации потока данных в регистраторе это служит индикатором прихода секундного импульса. Для прецизионной (порядка 0,1—0,2 мкс) привязки потока данных ко времени сразу после передачи помеченного младшего байта канала 3 в поток данных вставляется слово, содержащее значение счетчика таймера на момент начала передачи этого байта.

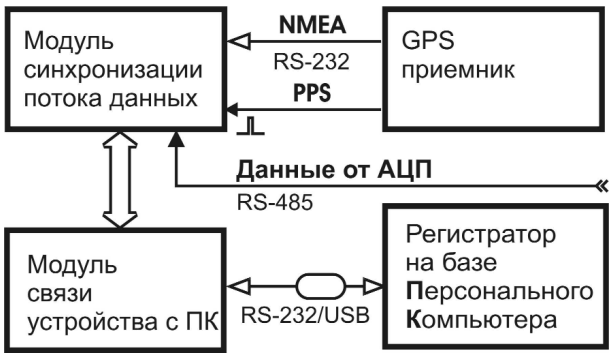


Рис. 1.32. Структура устройства синхронизации станции CR-II с мировым временем

Модуль синхронизации потока данных вставляет синхробайты в последовательность кадров данных. Устройство связи с ПК через преобразователь RS-232/USB получает и выполняет команды и передает сформированную последовательность данных в ПК. В начале работы считывается строка NMEA, затем поток данных синхронизируется секундными импульсами PPS от приемника GPS

Преобразование не синхронизированной с мировым временем частоты дискретизации 558 Гц в синхронизированную частоту дискретизации производится программно в режиме реального времени. Для этого используются предсказывающий и интерполирующий цифровые рекурсивные фильтры. Предсказывающий фильтр на основе уже принятой последовательности секундных импульсов и соответствующих им показаний аппаратного таймера вычисляет ожидаемое время прихода следующего секундного импульса и ожидаемое значение интервала дискретизации АЦП. Для достижения приемлемой точности интерполяции частота дискретизации увеличивается в четыре раза, обеспечивая представление наивысших гармоник

сигнала в частотном диапазоне регистратора в виде последовательности не менее чем 20 отсчетов на период. Интерполирующий фильтр определяет границы требуемых интервалов дискретизации, синхронизированных с мировым временем, и при помощи линейной интерполяции вычисляет значения сигналов на границах этих интервалов.

Применение внешнего устройства синхронизации в системе сбора Cossack Ranger II практически сняло ограничения на качество используемой в регистраторе операционной системы, поскольку все критические по времени операции были перенесены из регистратора в это устройство. Это позволяет применить в регистраторе даже такую мало подходящую для задач сбора данных систему, как MS Windows. Несмотря на это, в качестве базовой вновь выбрана ОС Linux, так как даже на гораздо менее мощном, чем требует MS Windows, оборудовании (процессор, память) при установке этой системы может быть достигнута лучшая производительность. При этом нет необходимости выплачивать лицензионные отчисления за использование большинства прилагаемых программ и саму ОС. Нужно отметить, что в отличие от станции CR-I, сейчас не требуется самостоятельно производить сборку ядра операционной системы, а можно использовать стандартные дистрибутивы Linux.

Геофоны в качестве сейсмоприемников. Одним из основных параметров, определяющих качество любой сейсмической станции, является уровень собственных шумов сейсмоприемников и динамический диапазон регистратора. Уровень собственных шумов в основном обусловливается конструкцией сейсмоприемников, определяющую роль при этом играет масса гири сейсмоприемника и активное сопротивление обмотки преобразователя скорости движения гири в электрический сигнал. Сейсмоприемники СМ3-КВ имеют достаточно низкий уровень собственных шумов, вполне адекватный для применения на территории Карелии. Настройка периода собственных колебаний в этих датчиках производится вручную, после их окончательной установки нужно проводить калибровку и окончательную подстройку, что достаточно неудобно. Для устранения различий между датчиками на сети станций в структуру CR-I введен программный эквалайзер [Глубинное строение.., 2004], который присутствует и в новой версии CR-II. Это частично снимает проблему, связанную с согласованием характеристик станции, поскольку с его применением не требуется производить точное согласование характеристик, достаточно ввести параметры датчиков, измеренные при калибровке, и эквалайзер приведет характеристики к стандартному виду. Например, может быть реализована стандартная характеристика по скорости или плоская характеристика по ускорению. Последняя является предпочтительной для ряда задач обработки и обнаружения сейсмических сигналов, так как обеляет сейсмический шум [Fedorenko, Husebye, 1999]. Для того чтобы получить плоскую характеристику по ускорению, нужно увеличить затухание датчика со значений порядка 0,5, характерного для СМ3-КВ, работающего в режиме короткого замыкания рабочей катушки, до величины 5—10, достаточной для получения плоской амплитудно-частотной характеристики по ускорению в диапазоне частот до 20 Гц. К сожалению, производство сейсмоприемников СМ3-КВ в настоящее время прекращено.

В качестве короткопериодных сейсмоприемников в значительном числе случаев вполне могут быть использованы геофоны. Их небольшая стоимость (около 1800 руб. за штуку) делает их весьма привлекательными для создания плотной региональной сети сейсмических станций. Масса гири геофона GS-11D составляет всего 23 грамма, что примерно в 100 раз меньше, чем у СМ3-КВ. Однако применение эффективного преобразователя скорости движения гири в электрический сигнал дает возможность геофонам успешно конкурировать со стандартными короткопериодными сейсмоприемниками, особенно при установке в местах с повышенным уровнем сейсмического шума, например, в населенных пунктах. Входные каскады усилительных трактов станции CR-II, выполненные на супермалошумящих операционных усилителях LT1124 (Linear Technology) или OP270 (Analog Devices), обеспечивают оптимальное согласование по шумам при подключении как СМ3-КВ, так и геофонов GS-11D. В книге [Глубинное строение.., 2004] подробно проанализированы структурная схема, частотный диапазон и чувствительность станции CR-I, укомплектованной сейсмоприемниками СМ3-КВ. В обеих станциях используются одинаковые предварительные усилители, поэтому здесь мы рассмотрим возможности станции CR-II только с датчиками ускорений на геофонах типа GS-11D.

Для оценки возможностей сейсмоприемников, построенных на геофонах, и сравнения их уровня шумов со стандартными моделями были проведены расчеты, аналогичные приведенным в книге [Глубинное строение.., 2004]. Отметим, что в работе [Barzilai, 2000] и ссылках к ней

была детально рассмотрена и экспериментально доказана адекватность таких оценок. На рис. 1.33 приведены ожидаемая спектральная плотность собственных шумов датчика на геофонах [Fedorenko, 2005], плотность шумов в центре сейсмической группы датчиков ARCESS, модель шумов USGS и плотность шумов на финской станции KEV, которая, по-видимому, может быть применена и на территории Карелии. Из расчетов и приведенных экспериментальных данных следует, что сейсмоприемниками на геофонах можно заменить стандартные сейсмические датчики как в Норвегии, так и на территории Карелии, так как уровень микросейсм в высокочастотном диапазоне здесь гораздо выше, чем собственные шумы таких сейсмоприемников.

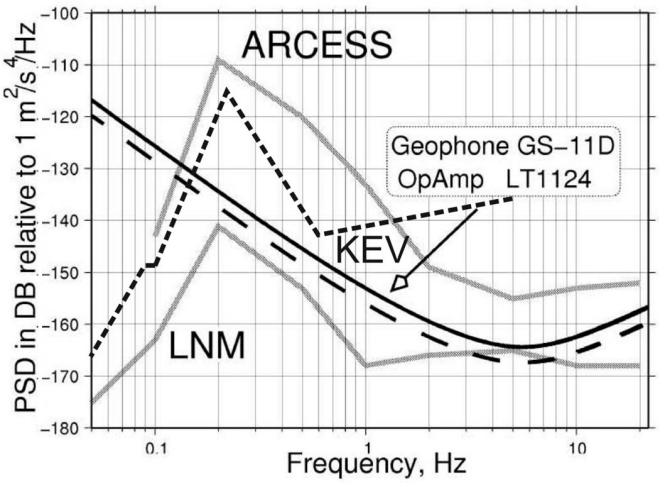


Рис. 1.33. Спектральная плотность (PSD) собственных шумов датчика на геофонах GS-11D и операционном усилителе LT1124 (сплошная линия)

Пунктиром показана ожидаемая спектральная плотность шумов датчика при подключении двух геофонов параллельно друг другу. Серая линия — PSD шумов микросейсм у сейсмической группы ARCESS (вверху) и нижний уровень шумов USGS модели. Мелким пунктиром показана PSD шумов на станции KEV в Финляндии, которая, по-видимому, может быть применена и на территории Карелии

Обнаружение сейсмических событий в шуме микросейсм. Даже в сейсмоактивных районах сейсмические сигналы достаточно редки, их длительность составляет порядка 10^{-3}—10^{-4} от общего времени записи. На станции «Петрозаводск» длительность сигналов составляет примерно 10^{-4}—10^{-6} общего времени, поэтому нецелесообразно вести запись непрерывно. Неудобство непрерывного режима проявляется также и в том, что просмотр данных отнимает много времени, возрастает нагрузка на линии связи и стоимость передачи данных. Поэтому в подавляющем большинстве случаев сейсмические станции эксплуатируются в триггерном режиме. В этом режиме поток данных поступает на вход детектора сейсмических сигналов, который непрерывно анализирует сейсмический шум и производит запись сегмента данных на диск только при проявлении в шуме сейсмического события.

Любой детектор неидеален в том смысле, что он пропускает часть сигналов, принимая их за шум, и записывает сегменты шума, принимая их за сигнал. Относительная частота появления этих событий обычно называется вероятностью пропуска цели и уровнем ложных тревог, соответственно. Вероятность пропуска цели обычно задается исследователем, а алгоритм работы детектора выбирается таким образом, чтобы минимизировать уровень ложных тревог.

В настоящее время получил широкое распространение так называемый STA/LTA (Short Time Averaging / Long Time Averaging) детектор. Принцип его действия заключается в анализе отношения мощности (в некоторых версиях абсолютной величины) Z-компоненты сейсмического сигнала, усредненного на коротком (0,5—10 с) интервале времени (STA), к мощности, усредненной на продолжительном (500—2000 с) интервале (LTA). Решение о присутствии сигнала в шуме принимается, если статистика STA/LTA превышает установленный порог. Этот порог обычно находится в диапазоне значений 4—5 и зависит от свойств шумов на данной станции. Отметим, что статистика отношения STA/LTA является оптимальной для обнаружения сигналов в гауссовом шуме.

В обеих версиях станций Cossack Ranger применен специально разработанный программный модуль, предназначенный для обнаружения сейсмических сигналов в шуме микросейсм [Husebye, Fedorenko, 2000]. Принцип его действия, в отличие от традиционно применяемого STA/LTA детектора, основан на анализе двух величин — мощности сигнала горизонтальной и вертикальной компоненты. Такой 2D-детектор теоретически имеет уровень ложных тревог на несколько порядков ниже, чем стандартный STA/LTA детектор. Это особенно важно для станций на территории Карелии, где необходимо анализировать сейсмические записи слабых сигналов. Работа детектора базируется на предположении, что у сейсмического шума отсутствует корреляция между компонентами. Вследствие этого у шума также отсутствует корреляция между огибающими компонент. По крайней мере, это предположение хорошо выполнялось для всех записей в различных регионах, проанализированных к настоящему времени.

Таблица 1.1. Технические характеристики сейсмической станции Cossack Ranger II

Сейсмоприемники	Короткопериодные сейсмоприемники СМ3-КВ, разработки ОИФЗ РАН, предназначенные для преобразования механических колебаний f = 0,5–20 Гц, A = 0,4–2 мм, при допустимом ускорении 10 м/с^2, чувствительность 150 V/(м/с), f_0 = 0,5 Гц. Геофоны GS-11D, фирмы Geo Space, LP, Houston, Texas с параметрами: G = 100; R = 4000 Ω; f_0 = 4:5 Гц, f_{max} = 1000 Гц
Предварительный усилитель сейсмоприемников	Динамический диапазон 130 децибел; коэффициент усиления подстраиваемый, 3 шага по 30 dB каждый. Обеспечивает работу сейсмоприемников в режиме короткого замыкания, что улучшает линейность преобразования и отношение сигнал/шум
Аналого-цифровой преобразователь	Создан на микросхеме Analog Devices AD7716. Разрешение 22 бита, четыре раздельных $\Delta\Sigma$-преобразователя со встроенными цифровыми sinc^3-фильтрами. Плата АЦП включает в себя интерфейсы RS-232 и RS-485
Интерфейс с регистратором	Варианты: а) RS-232 115 200 бод между АЦП и регистратором на расстоянии до 10 м; б) RS-485 115 200 бод между АЦП и модулем синхронизации на расстоянии до 100 м и более; USB 1.1 между модулем синхронизации и регистратором
Частота оцифровки (точность)	Программируемая 20 Гц (23 бита), 50 Гц (22 бита), 100 Гц (22 бита), 200 Гц (21 бит), 500 Гц (20 бит), 1000 Гц (19 бит) и 2000 Гц (18 бит)
Диапазон частот	75% от Найквистовой частоты при применении Чебышевского фильтра нижних частот, 67% для Баттервортовского фильтра и 47% для фильтра Бесселя. Затухание гармоник с частотами выше Найквистовой не менее 50 дб
Синхронизация с мировым временем	В стандартном режиме синхронизация производится от приемника GPS, точность привязки отсчетов сигналов к мировому времени не хуже нескольких микросекунд. При подключении станции к Internet возможна синхронизация от системы мировых серверов, поддерживающих NTP (Network Time Protocol). В этом случае точность привязки сильно зависит от скорости обмена по сети, в лучшем случае составляя величину порядка 1–5 миллисекунд, а в худшем – до 100 миллисекунд
Детектор событий	2-D STA/LTA детектор, использует STA/LTA и анализирует соотношение мгновенных мощностей вертикальной и горизонтальной компонент для снижения частоты ложных срабатываний. Анализ ведется в реальном времени в трех полосах частот
Формат данных	Данные нормально записываются в GSE2.0 CM6 формате, который широко используется для обмена сейсмическими данными. Возможна прямая запись в двоичном виде. Данные сохраняются в файлах заданной длины. Notice that this format is supported in free event processing packages such as SEISAN and PITSA
Программное обеспечение	В режиме реального времени используется оригинальное программное обеспечение, разработанное специально для станции Cossack Ranger II в соответствии с Open Source License; коды программ доступны всем желающим. При обработке событий может быть применено открытое ПО, например, пакеты SEISAN и PITSA, доступные по сети Internet

Конечно, на практике компоненты шума обнаруживают слабую корреляцию, так что вряд ли можно ожидать снижения уровня ложных тревог, предсказываемого моделью. Однако наш опыт эксплуатации детектора в течение 7 лет показывает, что уровень ложных тревог 2D-детектора значительно ниже, чем у 1D. За этот период эксплуатации 2D-детектора на 10–15 станциях мы практически не имели записей, инициированных шумом. Большую проблему создают искусственные помехи от проезжающих машин, строительных работ и т. п., но эту проблему невозможно решить простыми методами обработки сигналов в реальном времени. На основании сказанного можно сделать вывод, что используемый 2D-детектор более полно использует статистические свойства сейсмических сигнала и шума и поэтому обеспечивает гораздо лучшее обнаружение сигналов, чем традиционно используемый 1D STA/LTA детектор.

Основные технические характеристики сейсмических станций Cossack Ranger II, которыми укомплектована региональная сейсмологическая сеть Карелии, приведены в табл. 1.1.

Все характеристики сейсмической станции Cossack Ranger II полностью удовлетворяют требованиям, предъявляемым к такого рода аппаратуре. В ней также нашли применение оригинальные разработки, не имеющие аналогов в конструкции других сейсмических станций, предназначенных для исследования региональных и локальных сейсмических событий. К ним относятся применение 2D-детектора сейсмических событий, практически исключающего ложные срабатывания при работе в триггерном режиме записи, приведение характеристик датчиков к стандартному виду при помощи цифрового эквалайзера, что упрощает установку и контроль параметров станции, а также наличие внешнего модуля синхронизации потока данных с мировым временем, что позволило значительно снизить требования к регистратору. Все программное обеспечение, включая операционную систему регистратора, открыто и бесплатно. Показано, что на территории Карелии дорогие и неудобные в эксплуатации короткопериодные сейсмоприемники типа СМ3-КВ могут быть заменены на геофоны. В результате станция Cossack Ranger II обладает хорошими эксплуатационными характеристиками при весьма низкой стоимости.

Компьютеры широкополосной и короткопериодной станций «Петрозаводск», установленных на территории Ботанического сада ПетрГУ, объединены в высокоскоростную локальную сеть и подключены к серверу передачи данных, который соединен с центральной сетью ИГ КарНЦ РАН по технологии WIFI (802.11b) (рис. 1.34). Это дает возможность не только оперативно передавать данные с геофизического полигона, расположенного в 6 км от института (см. план на рис. 1.34), но и управлять работой станций удаленно. Также обеспечен оперативный доступ специалистов ГС РАН (г. Обнинск) к цифровым сейсмическим данным, размещенным на FTP-сервере. Первичная и последующая обработка данных для двух станций производится в среде операционной системы Windows. Используется пакет сейсмической обработки WSG, разработанный в ГС РАН. Результаты обработки телесейсмических данных регулярно отправляются в г. Обнинск. Установленные в 2006 г. на территории Карелии станции (BEL, KOS, LEP) также будут включены в единую сеть, что позволит не только передавать данные, но и управлять работой станций удаленно.

При обработке данных записей карельских событий используются записи соседних станций KEV, MSF, KJN, JOF финской сейсмологической сети. Пример определения координат взрыва, произведенного в карьере ОАО «Карельский окатыш» 12 января 2005 г., представлен на рис. 1.35.

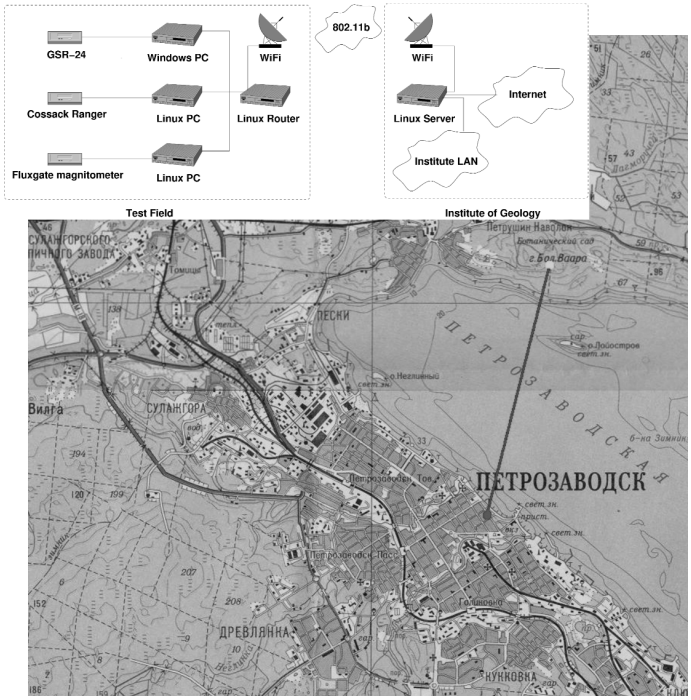


Рис. 1.34. Схема подключения геофизического полигона станции «Петрозаводск» и центра обработки данных (лаб. геофизики КарНЦ):

GSR-24 – трехкомпонентная широкополосная сейсмостанция под управлением ПК с ОС MS Windows 98; Cossack Ranger – трехкомпонентная высокочастотная сейсмостанция под управлением ОС GNU/Linux; Fluxgate magnitometer – магнитовариационная станция под управлением ОС GNU/Linux; Linux Router – ПК, обеспечивающий подключение геофизического полигона к беспроводной сети 802.11b (wifi); Linux Server – ПК, обеспечивающий мониторинг работы сети, шлюз между сетью института и беспроводной сетью, на сервер которой выкладываются данные для доступа из сети Интернет

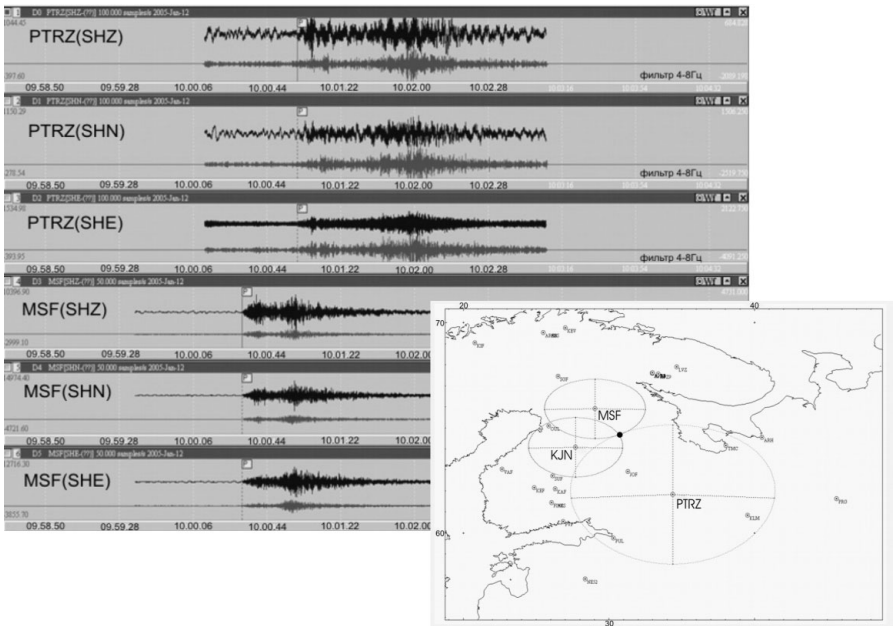


Рис. 1.35. Трехкомпонентная запись взрыва, произведенного 12.01.05 в 13:01:40 в карьере ОАО «Карельский окатыш», станции «Петрозаводск» и трехкомпонентная запись станции MSF (финской сейсмологической сети). Пример локации эпицентра взрыва по данным записей станций «Петрозаводск», MSF и KJN

Таблица 1.2. Средние времена пробега сейсмических волн и разности $t_S - t_P$ (с) для восточной части Фенноскандинавского щита (h = 0 км)

№ т.	Расстояние, км	Рпр	Sпр	Время реальное $t_S - t_P$		
10	11,43	0,8	2,25	1,94	3,393	1,45
11	22,00	1,5	4,20	3,70	6,4	2,70
12	31,65	2,05	5,80	5,22	9,965	3,75
13	41,33	2,70	7,75	6,63	11,663	5,05
15	59,72	3,8	10,90	9,77	16,872	7,10
16	71,18	4,5	12,80	11,62	19,915	8,3
17	80,55	5,00	14,50	13,06	22,555	9,5
18	92,15	5,80	16,30	15,02	25,515	10,5
19	104,83	6,50	18,50	16,98	28,983	12,00
20	116,05	7,00	20,00	18,61	31,605	13,00
21	125,27	7,60	21,75	20,13	34,277	14,15
22	134,87	8,25	23,70	21,74	37,187	15,45
23	142,05	8,60	25,15	22,81	39,355	16,55
24	150,31	9,10	26,40	24,13	41,431	17,30
25	161,47	9,80	28,20	25,95	44,347	18,40
26	171,46	10,70	30,20	27,85	47,346	19,50
27	182,21	11,05	31,90	29,27	50,121	20,65
28	190,91	11,50	33,20	30,59	52,291	21,70
29	199,69	11,70	34,30	31,67	54,269	22,60
30	211,16	12,15	35,60	33,27	56,716	23,45
31	219,98	12,35		34,35	21,99	12,35
32	231,84	12,60	37,70	35,70	60,884	25,10
33	244,25	13,00	39,10	37,43	63,525	26,10
34	251,99	13,15	40,10	38,35	65,299	26,95
35	263,19	13,30	41,40	39,62	67,719	28,10
37	279,01	13,70	43,00	41,60	70,901	29,30
38	289,48	13,95	43,80	42,90	72,745	29,85
39	298,84	14,20	44,80	44,08	74,684	30,60

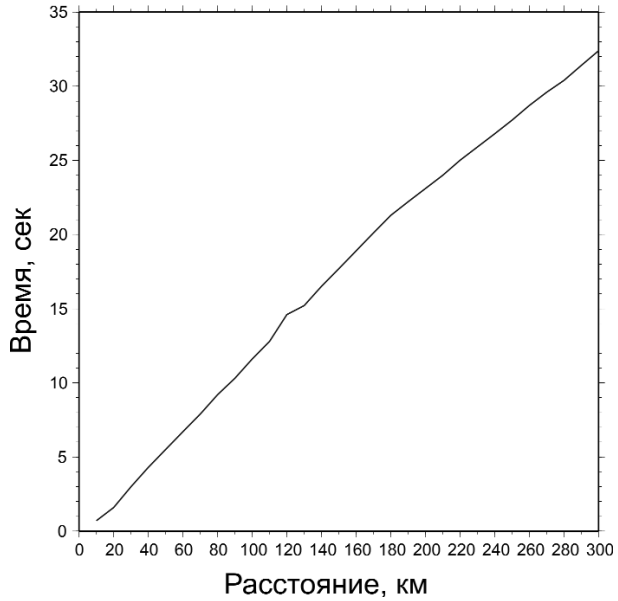


Рис. 1.36. Сводный годограф восточной части Фенноскандинавского щита на основе годографов по профилям Рубин, Кварц, Кандалакша – Кемь

Определение координат эпицентра производилось в программе WSG. В обработке использовался сводный годограф (рис. 1.36), построенный на основе годографов по профилям Рубин, Кварц, Кандалакша – Кемь [Глубинное строение.., 2004]. При этом использовалась зависимость разности времен первых вступлений продольных и поперечных волн от взрывов в пределах расстояний до 300 км (табл. 1.2). Применение сводного годографа для обработки записей взрывов с известными координатами позволило приблизить расчетный эпицентр к истинному относительно ранее применяемого годографа на 10–12 км.

Заключение. Докембрийские щиты относятся к регионам со слабой сейсмической активностью, малыми скоростями сейсмотектонических деформаций, рассеянными по площади землетрясениями различной энергии, вплоть до наиболее сильных. Сейсмичность щитов и континентальных платформ представляет наибольший интерес в связи с обширностью занимаемых ими площадей, заселенностью и освоенностью этих равнинных территорий. Методика проведения мониторинговых наблюдений здесь должна быть иной, чем в сейсмоактивных регионах.

Сейсмичность является одним из наиболее ярких проявлений современной тектонической активности. Общеизвестно, что существует генетическая корреляционная связь между сейсмичностью и теми геологическими и геофизическими характеристиками, которые также можно считать показателями современной активности недр. Несомненно, что подобной характеристикой являются данные о глубинных геодинамических процессах в толще земной коры и в подкоровых горизонтах мантии, положение и уровень активности зон и участков контрастных движений, глубинное геологическое строение и многое другое. В таких слабосейсмичных регионах, как щиты, анализ землетрясений может обеспечить получение достоверной статистически представительной информации о поле локальных современных напряжений и механизмах местных землетрясений.

Наиболее сейсмически активными на территории Карелии являются ее северные районы примерно до широты Кеми, более слабая сейсмичность выявлена в Ладожской зоне. Остальная часть рассматриваемого региона на имеющемся уровне представительности землетрясений (не включая палеоземлетрясения) асейсмична. Это явление имеет, скорее всего, геотектонические причины, однако настоящее

подтверждение можно получить только в результате дальнейших палеосейсмологических исследований и длительных сейсмологических наблюдений создаваемой сетью станций в Карелии.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 05-08-01340а).

1.4. О СЕЙСМООПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ САНКТ-ПЕТЕРБУРГА И ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

В последние десятилетия на земном шаре наблюдается глобальное усиление сейсмической активности, связанное, с одной стороны, с изменением формы Земли и скорости ее вращения, а с другой — с резким усилением техногенного воздействия человека на геологическую среду. Усиление сейсмической активности затронуло не только сейсмоактивные регионы, но и асейсмичные районы древних платформ [Померанцева, Солодилов, 1994]. Проявляется эта сейсмическая активность в виде землетрясений разной частоты и интенсивности, очаги которых концентрируются в пределах зон разломов коры и в мантии Земли на различных глубинных уровнях.

Согласно геологическим и геофизическим данным, многие крупные города России и СНГ расположены на зонах разломов или их пересечениях, например, Ташкент, Ашхабад, Москва. Ленинградская область расположена в тектонически относительно стабильной зоне сочленения Фенноскандинавского щита и Русской плиты, в непосредственной близости к мощной, шириной не менее 150—200 км, длительно живущей Ладожско-Ботнической палеорифтогенной зоне (ЛБЗ). Эта зона, протяженностью свыше 800 км в северо-западном направлении, проходит через весь Скандинавский геотектонический блок и играет роль крупного структурного шва — зоны сочленения разнородных литосферных плит (мегаблоков) с резко различным возрастом их консолидации (рис. 1.37).

Наряду с геотектоническими структурами северо-западного простирания, в геологическом строении региона на позднейшем этапе его развития важная роль принадлежит региональным тектоническим нарушениям субширотного и северо-восточного простирания. Указанные тектонические нарушения отмечаются в южной части Приладожья, в полосе Балтийско-Мезенской

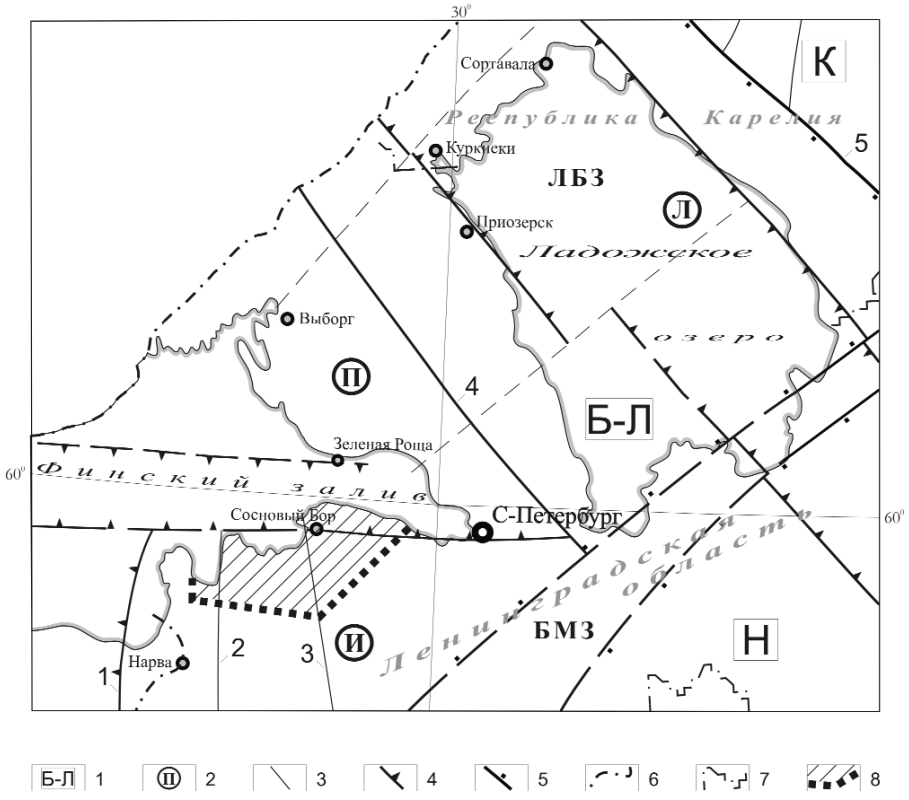


Рис. 1.37. Схема тектонического районирования северо-западной части Ленинградской области:

1 — мегаблоки (блоки II порядка): Б-Л — Балтийско-Ладожский, К — Карельский, Н — Новгородский; 2 — блоки III порядка: П — Петербургский, И — Ижорский, Л — Ладожский; 3 — разломы (1 — Восточно-Чудский, 2 — Устьлужский, 3 — Копорская зона, 4 — Вуоксинский, 5 — Янисъярвинский, ЛБЗ — Ладожско-Ботническая зона разломов, БМЗ — Балтийско-Мезенская зона разломов); 4 — рифтообразующие разломы; 5 — зоны разломов, разделяющие мегаблоки; 6 — государственная граница; 7 — административные границы; 8 — Сосновоборский геодинамический полигон (ГДП)

зоны разломов — регионального понижения рельефа по линии Финский залив — Ладожское озеро — Онежское озеро — Онежская губа Белого моря. Пересечения тектонических нарушений северо-западного, северо-восточного и субширотного простирания обусловили современное сложное блоковое строение Приладожья, активно реагирующее новыми подвижками блоков на неотектонические процессы.

При анализе неотектонических явлений в ЛБЗ следует иметь в виду, что возникающие в ней движения, как правило, не ограничиваются площадью только самой этой зоны, а проявляются также за ее пределами, в бортовых частях зоны [Никонов, 1998]. Совершенно очевидно, что большей неотектонической активностью при этом обладают участки, расположенные в непосредственной близости к ЛБЗ. Последнее в равной мере относится к Санкт-Петербургу и северо-западной части Ленинградской области.

Примером наиболее значительных проявлений неотектонических движений на территории Ленинградской области, как известно, является возникновение Ладожского озера и реки Невы, имевшее место по геологическим данным относительно недавно — соответственно около 10 000 и 2500—3000 лет назад. Ладожское озеро, расположенное в створе ЛБЗ, является одним из наиболее опущенных блоков данной зоны, ограниченных разломами северо-западного и северо-восточного простирания, и имеет ту же неотектоническую природу, что и озеро Байкал.

25 октября 1976 г. в районе острова Осмуссаар (Финский залив) произошло землетрясение силой 6 баллов, а 8 и 22 ноября — два ощутимых афтершока.

В 1987 г. при выполнении СЗФ «Невскгеология» полевых наблюдений с использованием сейсмических станций «Земля-М» на побережье Онежского озера зарегистрировано местное землетрясение силой 2—3 балла и определен его эпицентр в акватории Ладожского озера вблизи г. Питкяранты.

Ряд происходящих землетрясений обусловлен естественными процессами эволюции Земли. Однако существует также опасность появления сильных землетрясений в районах интенсивного техногенного воздействия, подготавливающего очаг землетрясения в 10—1000 раз быстрее естественной эволюции коры.

Таким образом, подтверждается, что сейсмичность южного склона Балтийского щита сегодня — реальность, а изучение сейсмоопасности территории — необходимость.

В результате воздействия человека на природную среду возникают глубокие изменения энергетических условий, сложившихся в недрах Земли за длительное время ее геологического развития, и, как следствие этого воздействия, изменяется природная обстановка, физико-механические свойства среды, ее напряженность и усиливается сейсмический режим.

Техногенная деятельность в таком крупном и перенаселенном городе, как Санкт-Петербург, и его окрестностях не может не сказаться на состоянии геологической среды и не может не привести к изменению ее напряженного состояния (в пределах отдельных блоков земной коры), разрядка которого периодически будет возникать в виде местных землетрясений, т. е. вызванной сейсмичности [Исанина, 2002].

В 1999—2002 и 2003—2005 гг. СЗФ «Невскгеология» выполнены сейсмологические исследования методом разведочной сейсмологии (МРС) и сейсмический мониторинг на территории северо-запада Российской Федерации. Сейсмический мониторинг проводился на Сосновоборском геодинамическом полигоне (ГДП), наблюдения выполнялись на трех точках (рис. 1.38). На каждой точке были установлены два горизонтальных сейсмографа СМ3-КВ, развернутые по сторонам света N-S и E-W, и один вертикальный (Z-компонента). Запись велась на цифровые регистраторы «Дельта-Геон»-02.

В тектоническом плане блокового строения Сосновоборский блок (центральная часть Лужского блока) является плечом авлакогена Финского залива и пересекается с севера на юг мощной долгоживущей Копорской зоной мантийного заложения (рис. 1.37). Через Сосновоборский блок с северо-востока на юго-запад протягивается Нарвско-Гатчинская северная зона с интенсивными деформациями в верхах земной коры. Таким образом, Сосновоборский тектонический узел является Центральным между поднятым блоком южного плеча Финского авлакогена и опущенным южным участком Лужского блока. Из сказанного следует, что отклики на сейсмотектоническую активность Северо-Западного региона здесь могут быть весьма разнообразными в зависимости от связи близповерхностных зон неотектонической активизации с зонами глубинного заложения. Эта связь исключительно сильно влияет на процесс дезинтеграции среды при воздействии техногенных помех самого различного генезиса.

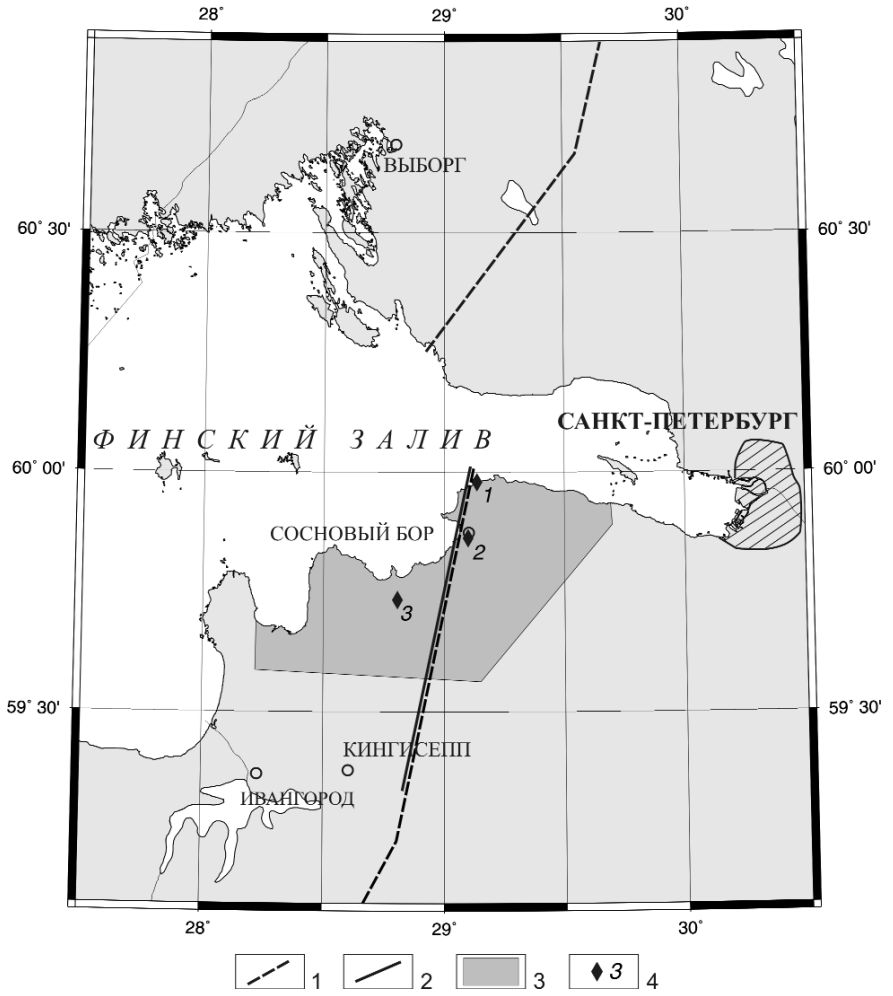


Рис. 1.38. Схема расположения сейсмологических наблюдений СЗФ «Невскгеология», 2003–2005 гг.

1 – линия профиля МОВЗ Гдов – Спасская Губа; 2 – участок профиля Гдов – Спасская Губа, по которому представлен глубинный разрез на рис. 1.39; 3 – Сосновоборский ГДП; 4 – точки мониторинговых наблюдений

При длительной эксплуатации промышленных объектов в большинстве случаев наблюдается активизация опасных геологических процессов и явлений, обусловленная техногенным влиянием сооружения, нарушающим сформировавшееся равновесие природных факторов. Это приводит к снижению несущей способности грунта, развитию процессов суффозии, карстообразования, повышению коэффициентов фильтрации в основаниях сооружений, образованию неустойчивых массивов, деформациям сооружений, трещинообразованию, накоплению остаточных деформаций и микроповреждений, старению конструкционных материалов и другим негативным явлениям. В связи с этим возникает необходимость периодического контроля и оценки реального состояния как самих сооружений, так и вмещающих их природных систем.

Применяемая в мировой практике стратегия снижения потерь от опасных геологических природных явлений включает последовательно выполняемый комплекс мероприятий:

1. Выбор максимально безопасных по геодинамическим условиям площадок нового строительства (обязательное микросейсморайонирование).
2. Повышение надежности прогнозных оценок уровня геодинамической опасности.
3. Проектирование новых объектов с приемлемым уровнем геодинамической безопасности.
4. Постоянный мониторинг опасных геодинамических процессов и явлений для своевременного предупреждения аварийных ситуаций и выполнения превентивных мероприятий и решений, устраняющих или снижающих ущерб от возможной аварии.

Следует отметить, что при изучении геодинамики земной коры необходимо одновременно решать две задачи: локальные изменения геодинамики среды, определение методики и техники регистрации этих изменений; влияние региональных геодинамических процессов на геологическую среду, изучение отклика среды на разномасштабные геолого-геофизические процессы.

Решение этих задач одновременно возможно только с помощью метода разведочной сейсмологии (МРС-МОВЗ), так как при работе этим методом возможно регистрировать сейсмоявления различного генезиса и амплитудно-частотного спектра, т. е. возможно изучить строение массивов горных пород и степень их геодинамической активизации. Подробно возможности МРС-МОВЗ и способы обработки сейсмоматериала описаны в работе [Исанина, 2005]. При проведении исследований МРС авторы смогли выполнить анализ как микросейсмического фона (МСФ), так и записей удаленных и далеких землетрясений, волны от которых могут явиться «спусковым механизмом» для местной микросейсмической активности, особенно в зонах значительной дезинтеграции среды, присутствующей в районе исследований.

По данным метода обменных волн от землетрясений (МОВЗ) построены глубинный разрез и разрез обменоспособности среды (рис. 1.39). В результате на профиле Гдов — Сосновый Бор — Спасская Губа были обнаружены тектонически ослабленные глубинные зоны повышенного поглощения сейсмических волн и повышенной регулярной микросейсмической сотрясаемости (графики над рис. 1.39). Одна из зон (Копорская зона) расположена в районе г. Сосновый Бор.

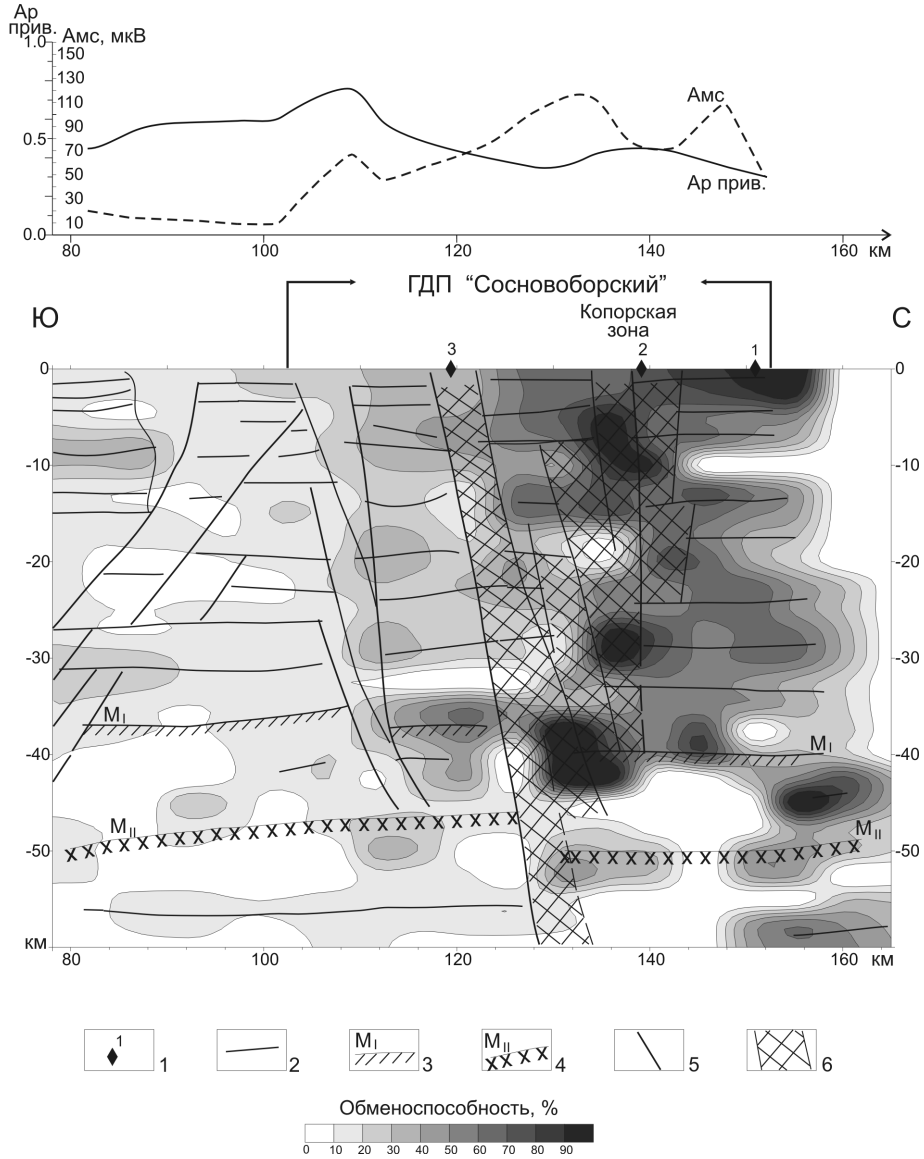


Рис. 1.39. Фрагмент глубинного разреза и обменоспособности среды по профилю Гдов — Спасская Губа:

1 — точки мониторинговых наблюдений (проекции на линию профиля); 2 — границы обмена по данным МОВЗ; 3 — кровля зоны перехода кора — мантия; 4 — подошва зоны перехода кора — мантия; 5 — внутрикоровые зоны разломов; 6 — сквозькоровые зоны разломов

За время мониторинговых наблюдений были зарегистрированы записи удаленных и далеких землетрясений, взрывов в карьерах и сейсмоявлений неопределенного генезиса.

Длительные непрерывные наблюдения за уровнем микросейсмического фона позволили выполнить анализ суточного хода уровня МСФ, оценить параметры эндогенного сейсмического излучения в окрестностях точек 1, 2, 3 с целью выявления особенностей, присущих геопространству, находящемуся в геодинамическом равновесии, определить базовые значения МСФ для каждой точки наблюдения, установить временные интервалы наблюдений.

В результате работ определена методика последующих наблюдений и установлены параметры площадных работ по микросейсмическому районированию на Сосновоборском ГДП.

Микросейсмические записи по их природе могут быть экзогенными и эндогенными. К экзогенным шумам относятся антропогенные (в частности техногенные) помехи и природные шумы от циклонов, волнения моря и грозовой деятельности. Эндогенные шумы связаны как с внешним для данного участка воздействием (сейсмическая эмиссия от лунно-солнечных приливов, землетрясения и взрывы), так и отражают напряженно-деформационное состояние данного участка геопространства, являясь свидетельством неоднородности и энергонасыщенности.

Системное изучение влияния техногенного воздействия на геологическую среду и отклика среды (появление разрывных нарушений, изменение пластичности среды и т. п.) позволит оценить динамику процессов микроразрушений геологических сред.

Проблема исследования сейсмической активности разрывных нарушений на платформенных территориях становится все более актуальной в связи с увеличением техногенных воздействий на земную кору и усилением требований, предъявляемых к безопасности сложных инженерных сооружений и эксплуатации объектов особой важности (АЭС, крупных технологических комплексов и пр.). На платформах, которые ранее считались пассивными, при детальных исследованиях проявляются активизированные участки, особое внимание уделяется относительно слабым мелкофокусным сейсмическим событиям в верхах коры.

В результате выполненных трехкомпонентных сейсмологических наблюдений на трех точках были исследованы зависимости уровня микросейсмического фона (МСФ) от времени суток (на графиках дано время GMT). По этим зависимостям были установлены значения МСФ в рабочие и выходные дни (рис. 1.40). На графиках хорошо видно, что точка 2 (район г. Сосновый Бор) характеризуется значительно более высоким уровнем МСФ как в рабочие, так и в выходные дни. Превышение уровня МСФ в 2,5—6 раз в рабочие дни, конечно, связано с мощной техногенной составляющей, а превышение МСФ в выходные дни возможно за счет геологических особенностей данного блока коры (расположение над мощной Копорской зоной разломов). Для района наблюдений авторами были установлены базовые значения уровня МСФ (рис. 1.41).

С целью выявления геодинамических особенностей, присущих среде в окрестности точек наблюдений, была сделана оценка параметров эндогенного сейсмического излучения. В окрестностях точек 1, 2, 3 выполнена обработка записей микросейсм спектрально-временным (СВАН) и когерентно-временным (КВАН) анализом. Для этого записи микросейсм (пробы) заданы в виде файлов, соответствующих временным интервалам длительностью 50 мин, начало пробы — в 00^h, пробы микросейсм представлены за 10 суток.

Для обработки приняты следующие параметры расчетов: для спектров мощности и когерентности — расчет по 512 точкам записи с осреднением в последовательных 20 окнах, сглаживание спектров — функцией Кайзера-Бесселя. Для СВАН и КВАН — расчет в скользящем по времени окне с перекрытием в половину окна.

Физическая основа методики состоит в выделении эндогенных слабых событий, маскируемых фоном микросейсм, и применении для них статистических оценок, характеризующих сейсмический режим. При данной методике обследуется территория в радиусе примерно 2—3 км от точки наблюдения. Выделение микрособытий проводится путем анализа функций когерентности попарно для компонент Z, N-S, E-W, т. е. для сечений: Z-(N-S) — меридионального, Z-(E-W) — широтного, (N-S)-(E-W) — в горизонтальной плоскости. Сопоставление пар в вертикальном сечении с данными по горизонтальной плоскости позволяет отсеять источники на дневной поверхности. Детально методика изложена в работах [Капустян, 2003; Адушкин и др., 2004; Юдахин и др., 2005]. Показано, что расчет когерентности для трех компонент в точке регистрации позволяет исключить протяженные излучатели (например, шумящую линию прибоя), движущиеся источники (транспорт) и пр. Оценка параметров для низкочастотного

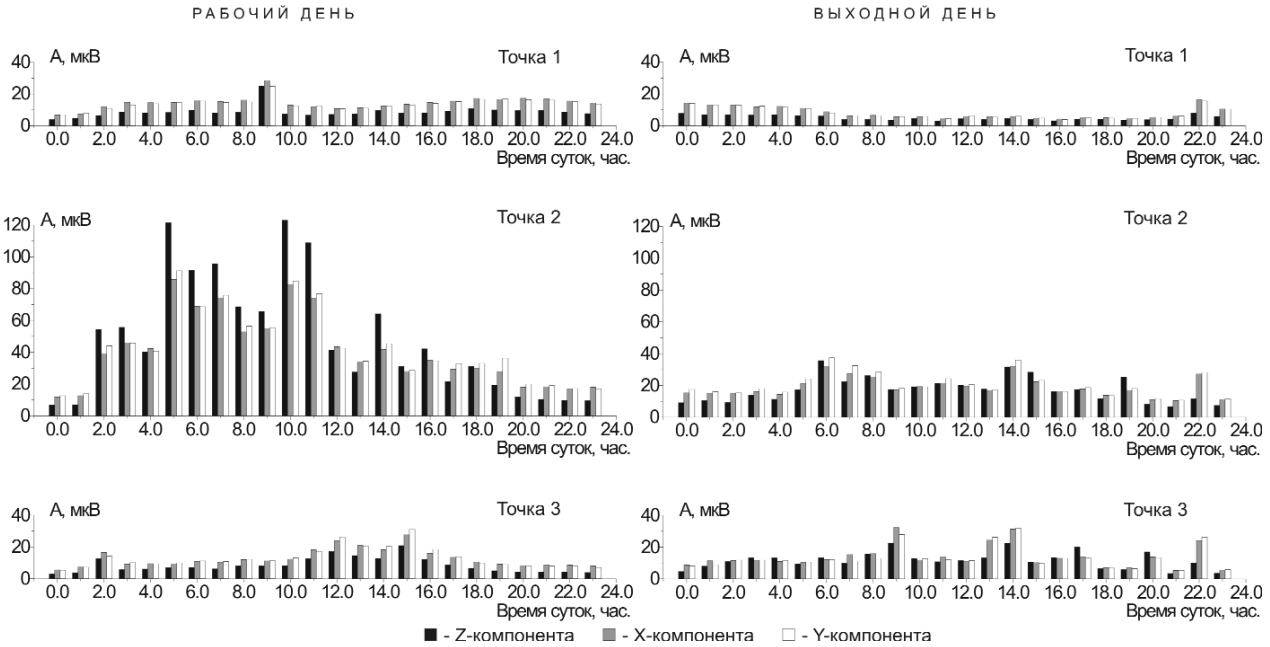


Рис. 1.40. Суточный уровень микросейсмического фона, рабочий и выходной дни

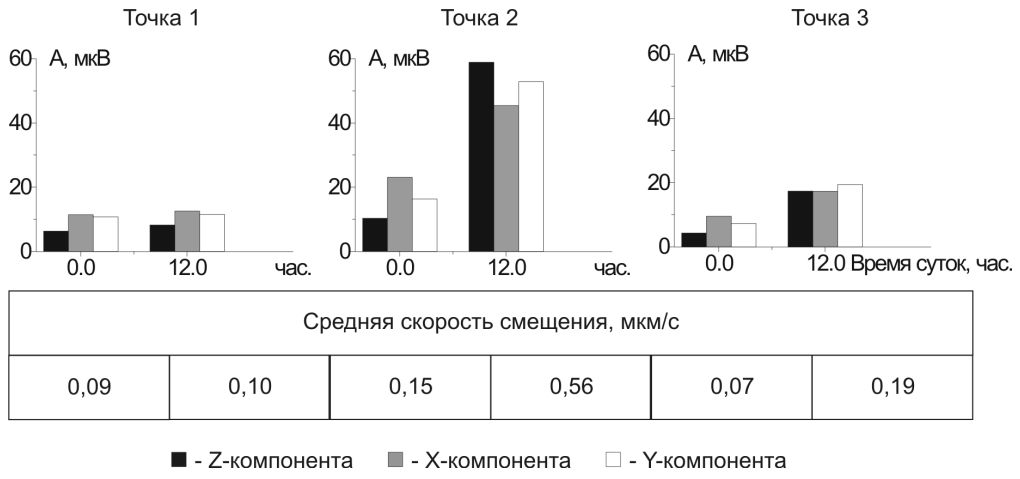


Рис. 1.41. Базовые значения уровня микросейсмического фона и средняя скорость смещения за 2003–2005 гг.

(1–4,5 Гц) и высокочастотного (10–20 Гц) диапазонов позволяет сопоставлять излучение от структурных блоков (отдельностей) среды разного масштаба (десятки и единицы метров соответственно).

При анализе спектров мощности записей микросейсм обнаруживается следующее:

– присутствие техногенных пиков выше 5 Гц по сетке частот. Существенно, что положение пиков на частотной оси в разных точках наблюдений может не совпадать. Это указывает на то, что в точках действуют разные техногенные источники монохроматических сигналов (электромоторы, помпы и пр.),

– в низкочастотной части спектра (до 5 Гц), где нет местных техногенных источников монохромов, наиболее высокий уровень наблюдается на точке 2, наиболее низкий – на точке 3. Точки 1 и 2 находятся вблизи береговой линии, т. е. прибой здесь должен проявиться на низких частотах, тем не менее техногенная компонента на точке 2, по-видимому, преобладает над естественным фоном.

Для того чтобы максимально избежать влияния техногенной компоненты и зарегистрировать излучение самого массива горных пород, удобно использовать узкие полосы частот (частотные срезы), для которых строятся дальнейшие оценки. Это просто сделать при анализе СВАН- и КВАН-диаграмм. На рис. 1.42 приведен пример СВАН-диаграммы для одновременных наблюдений на разных точках. Ситуацию 5.07.05 можно охарактеризовать как относительно тихую. На этом фоне хорошо прослеживаются постоянно присутствующие техногенные пики (вертикальные линии). Записи 6.07.05 демонстрируют пример относительно шумной ситуации: на всех точках — на времени примерно 350 с в низкочастотной части спектра выделяется сейсмическое событие, на точке 2 оно осложнено последующим относительно высокочастотным цугом.

Анализ СВАН- и КВАН-диаграмм позволяет выбрать частотные срезы для дальнейшего анализа: 0,9—4,4 Гц — для характеристики низкочастотного излучения, 9,8 и 18,6 Гц — высокочастотного.

Для наборов значений когерентности (k) на разных частотных срезах проб микросейсм из 10-дневного интервала наблюдений, для всех точек в широтном и меридиональном вертикальных сечениях среды строились распределения (гистограммы) значений k. Статистические оценки велись по десяткам тысяч значений k, что позволило реализовать шаг по «карману» гистограммы 0,05 в интервале $k = 0—1$. Получаемые гистограммы нормировались на общее число значений N. Получаемое распределение аналогично графику повторяемости землетрясений

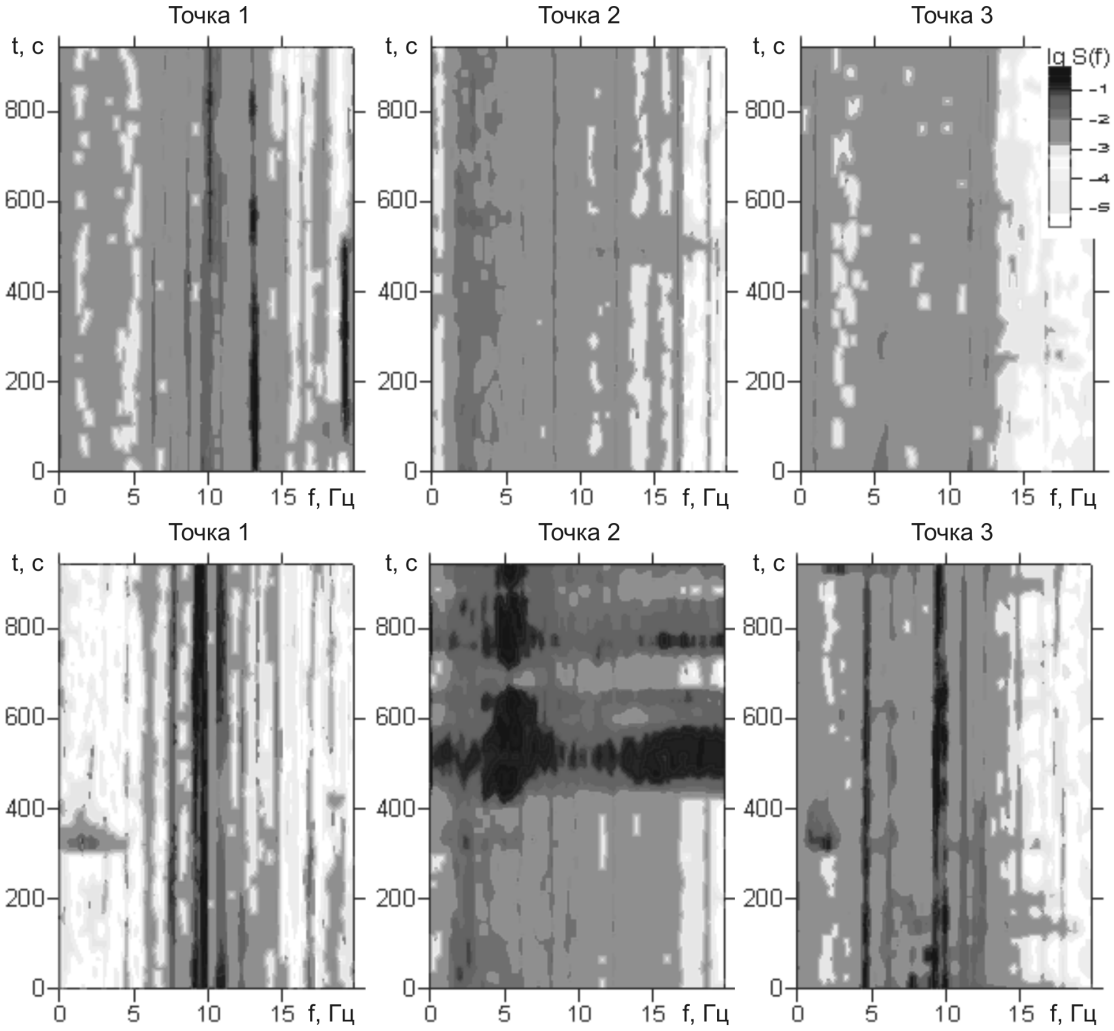


Рис. 1.42. Примеры СВАН-диаграмм для Z-компоненты, полученные на точках 1, 2, 3; верхние диаграммы — наблюдения 05.07.2005 г., нижние — наблюдения 06.07.2005 г.

(Гутенберга-Рихтера), но для области микрособытий. Значения когерентности, имеющие смысл энергии микрособытий, нормированной на сейсмический фон, заменяют на графике повторяемости оценку магнитуды (энергетического класса).

Параметры графика повторяемости используются для мониторинга сейсмической активности среды, особенно в районах техногенного воздействия на среду.

Полученные материалы не позволяют говорить о заметной сейсмической активности зоны, но указывают на то, что в окрестности точки 2 (г. Сосновый Бор) присутствует участок среды с ослабленными прочностными характеристиками.

Наличие разрывного нарушения вблизи точки 2, расположенного в верхней части земной коры, подтверждается анализом СВАН- и КВАН-диаграмм, в результате которого видна несимметричность диаграмм направленности эндогенного сейсмического излучения.

К такому выводу нас приводит и анализ геодинамических свойств среды, полученных по данным МОВЗ. Разрезы МОВЗ подтвердили высокую геодинамическую напряженность среды на границе блока, контролируемого Копорской зоной глубинного заложения (рис. 1.39). Иными словами, Копорская зона может служить значительным источником геодинамических изменений.

Авторами выполнен анализ записей удаленного Калининградского землетрясения (рис. 1.43). Скорость движения грунта в районе Сосновоборского геодинамического полигона

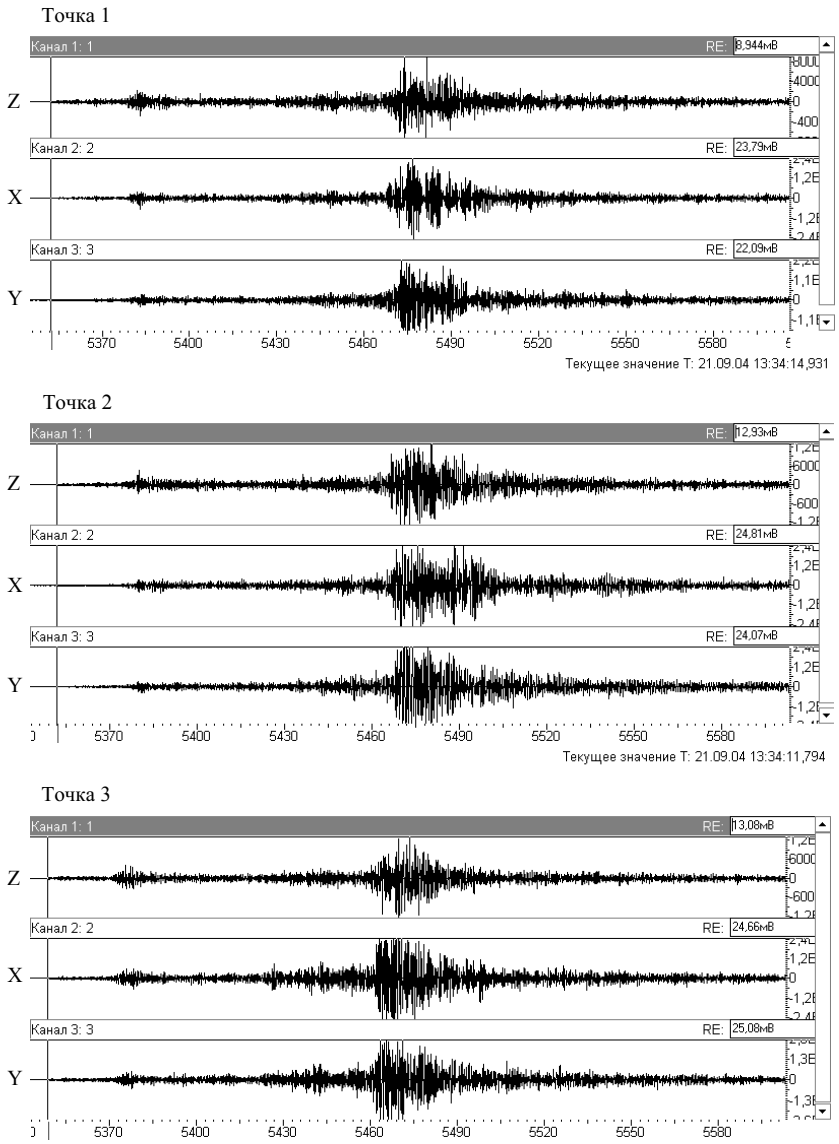


Рис. 1.43. Запись Калининградского землетрясения 13^h34^m 21.09.04 г.

составила в среднем 0,03—0,04 см/с, что находится в пределах оценки двух баллов интенсивности. Обнаруживается некоторое ослабление интенсивности продольных волн на точке 2, что связано с прохождением продольных волн через Копорскую зону (азимут подхода равен 228°). Значительное ослабление записи продольной волны землетрясения на точке 1, возможно, связано со значительным суммарным влиянием тектоники Финского грабена и Копорской зоны. Конечно, это очень слабое воздействие на среду, но, в силу уникальности события, нами выполнен спектральный анализ состояния среды за час до землетрясения и через час после. При спектральном анализе записей МСФ за час до и через час после землетрясения возможно отметить некоторое «успокоение» среды после землетрясения на точке 1 (происходит упорядочение микроструктуры геоблока). На точке 3 после землетрясения исчез фоновый максимум с f = 2,4—2,8 Гц и несколько успокоился высокочастотный фон. Иная картина наблюдается на точке 2 (вблизи ЛАЭС). После землетрясения появился широкополосный сигнал (от 4 до 10 Гц) с локальным максимумом на 8,7—10 Гц, который просматривается на всех составляющих (вертикальной Z — канал 1.1 и горизонтальной N-S — канал 2.2). Трудно сделать конкретное заключение о природе такого явления по единственной записи удаленного землетрясения (эпицентральное расстояние Δ = 7°). Однако объяснить такую «шумящую» структурную особенность можно появлением высокочастотной эмиссии в точке приема, т. е. среда этого блока легко возбуждается при весьма слабом внутрикоровом воздействии проходящих волн, а не «упорядочивается», как на точках 1 и 3.

В результате внедрения человека в природную среду возникают глубокие изменения термобарических, физико-химических, энергетических условий, сложившихся в недрах Земли за длительное время ее геологического развития, и как следствие, изменяется природная обстановка, физико-механические свойства среды, ее напряженность и усиливается сейсмический режим.

Усиление микросейсмических фоновых колебаний за последние 15—20 лет отмечается как для многих техногенно активных районов, так и в планетарном плане, что многие авторы связывают с появлением нового предельно-напряженного состояния в геоблоках.

Отметим некоторые общие положения появления нового предельно-напряженного состояния:

1. Земная кора в целом находится в предельно-напряженном состоянии. На фоне этого состояния в массиве пород имеет место крайне дискретное распределение напряжений, когда участки с предельным состоянием перемежаются с участками относительно разгруженными. Это является источником нестабильности как в массиве земной коры в целом, так и на отдельных ее участках.

2. Естественные проявления сейсмичности имеют место на тех участках земной коры, которые испытывают интенсивное горизонтальное сжатие, достаточное для того, чтобы массив пород перешел в предельно-напряженное состояние.

3. В случае техногенного воздействия на такой массив (разработка полезных ископаемых, сооружение и заполнение водохранилищ, бурение глубоких скважин, проведение атомных или обычных мощных взрывов в карьерах и др.) на существующее поле предельно-напряженного состояния накладывается техногенное поле. Напряженный горный массив переходит в предельно-напряженное состояние второго порядка с обязательным повышением сейсмичности. Последующие техногенные воздействия каждый раз вызывают новые нарушения равновесия на отдельных его участках, и, соответственно, возникают предельно-напряженные состояния третьего, четвертого и т. д. порядков, сопровождаясь сейсмическими явлениями той или иной степени интенсивности [Репко и др., 2005].

При решении вопросов рационального использования минеральных и энергетических ресурсов, увеличения объемов промышленного и гидротехнического строительства, вопросов повышения безопасности труда и охраны окружающей среды существенную роль играет анализ напряженного состояния земной коры.

Пользуясь методами геодинамического и сейсмического районирования, возможно разработать предварительную классификацию участков земной коры по степени их напряженности и сейсмичности для данного блока земной коры.

Достаточно сказать, что свыше 80—90% аварий происходит в местах активных разломов земной коры, и, следовательно, возникает задача выявления активных разломов, их вида и степени активности именно в данном контролируемом сейсмомониторингом блоке.

За время наблюдений (2003—2005 гг.) были зарегистрированы сейсмоявления различного частотного диапазона с Δt_{S-P} от 8—10 секунд до 25—40 секунд, которые не были зафиксированы сетью сейсмических станций Северо-Запада России и сетью NORSAR. При постоянном сейсмомониторинге будет возможно более точно типизировать записи сейсмоявлений, установить их повторяемость, эпицентрию и геодинамическую реакцию грунтов в точках мониторинга на прохождение волн различного типа.

Таким образом, на базе полученных данных можно утверждать, что изучаемый Сосновоборский блок находится в зоне влияния глубинной Копорской тектонической зоны, оперяющие разломы от которой контролируют геодинамическую обстановку в районе Сосновоборской АЭС. Указанное обстоятельство требует более детального изучения МСФ в районе АЭС и ее технологических площадок.

Мощный процесс урбанизации ведет к увеличению материального ущерба даже при слабых сейсмоявлениях. Так, за последние 40 лет число сейсмических событий с тяжелыми последствиями во всем мире увеличилось в 3,2 раза, а объем потерь возрос в 15,4 раза [Степанов, 2001]. Анализ причин увеличения потерь говорит о том, что это далеко не случайное явление, а необратимые последствия роста промышленности, инфраструктуры, коммерческой и экономической деятельности. Также следует учитывать относительное повышение сейсмической активности в конце прошлого и начале нового XXI столетия в различных регионах земного шара.

По карте общего сейсмического районирования ОСР-97 (A, B, C) территория Санкт-Петербурга и Ленинградской области отнесена к 5-балльной зоне.

Техногенная сейсмичность проявляется при взаимодействии человека с земной корой. Она многообразна: возникает при горных работах, при заполнении водохранилищ, при проведении подземных ядерных взрывов. По уровню она изменяется от слабых толчков до катастрофических техногенных землетрясений. Потому техногенная сейсмичность является важным объектом исследований не только сейсмологов, но и специалистов горного дела, гидростроителей, разработчиков нефти и газа, строителей наземных и подземных сооружений.

Как представляется, основные усилия в проблеме техногенной сейсмичности должны быть направлены на ее профилактику, а последняя может быть обеспечена только на основе объективных законов эволюции геологической среды в зонах природно-технических систем и надежной диагностики ее состояния. Основной задачей в решении этой проблемы должно быть изучение геомеханических условий эволюции геологической среды, для чего необходимо:

— обеспечение устойчивого инструментального мониторинга геологической среды;

— развитие и разработка модельных представлений эволюции геологической среды на всех этапах ее функционирования;

— поиск эффективных критериев и диагностика предельных состояний породных массивов и отдельных их участков, разработка соответствующих методик.

Для решения перечисленных вопросов требуется управление состоянием горного массива, т. е. процессами, которые в нем происходят. Но управление возможно лишь в том случае, если имеются достаточно мощные и мобильные методы и средства оценки, прогноза и контроля состояния массива. В наибольшей степени решению этих задач отвечает метод геодинамического районирования недр. С его помощью разрабатываются прогнозные карты напряженного и газогидродинамического состояния массива горных пород с учетом блочной структуры земной коры, которые и являются основой применения мер по управлению этим состоянием.

Развитие геодинамики недр предполагает прежде всего разработку теории толчкообразного поведения горного массива на основе имеющихся теорий горных ударов и внезапных выбросов, достижений наук о Земле, непосредственного изучения физико-механических свойств и условий разрушения горных пород при высоких термодинамических параметрах.

Совершенствование геодинамического районирования как основного метода геодинамики недр должно идти по направлению автоматизации работ, дальнейшей конкретизации и уточнения методов выделения блоков активных разломов и тектонически напряженных зон. Образование зон с предельно-напряженным состоянием в массиве горных пород, как в его естественном состоянии, так и в условиях техногенного воздействия, видоизменение границ этих зон, исчезновение и возрождение их в новых условиях — один из наиболее важных вопросов в геодинамике недр, решение которого возможно только при постоянном контроле за состоянием геопространства геофизическими и геохимическими методами.

Необходимо расширить применение геодинамического районирования во всех отраслях, занятых освоением и эксплуатацией недр. Одним из этапов таких работ является сейсмический мониторинг среды, но для устойчивого прогноза геодинамического состояния среды требуются длительные наблюдения по плотным системам.

Тектоническое районирование позволяет выделить площади, неблагоприятные для строительства как промышленных, так и жилых объектов (участки высокого геологического риска), в районе проведения детальных работ.

Организация сейсмического мониторинга дает возможность оперативно обеспечивать территориальные административные органы информацией о геодинамических процессах, угрожающих деструктивными явлениями в строительных и инженерно-технических сооружениях, в целях уменьшения возможных последствий влияния техногенных и природных сейсмических воздействий.

Сейсмомониторинговые исследования позволят усилить природоохранные и ресурсосберегающие мотивации при принятии социально-экономических, промышленных и градостроительных решений.

Авторы надеются, что чем больше человечество воздействует на среду своего обитания, земную и околоземную, тем больше будут востребованы знания геофизиков об этой среде.

Литература

Адушкин В. В., Капустян Н. К., Спунгин В. Г. и др. Выраженность динамики разрывных нарушений в пространственно-временных изменениях геофизических полей региона // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2004. С. 275—294.

Асминг В. Э., Баранов С. В. Технические вопросы детектирования сейсмических событий на архипелаге Шпицберген // Комплексные исследования природы Шпицбергена / Под ред. академика РАН, проф. Г. Г. Матишова и д. г.-м. н., проф. Г. А. Тарасова. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 76—81.

Асминг В. Э., Кременецкая Е. О. Обоснование и проверка скоростных моделей для Хибинского массива и северо-западного региона // Геомеханика при проведении горных работ в высоконапряженных массивах. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. С. 123—131.

Асминг В. Э., Баранов С. В., Кузьмин И. А. Уточнение и проверка скоростной модели распространения сейсмических волн на Кольском полуострове и севере Скандинавии // Север 2003: проблемы и решения / Под ред. акад. В. Т. Калинникова. Апатиты: КНЦ РАН, 2004. С. 110—118.

Виноградов Ю. А. Сейсмоинфразвуковой комплекс «Апатиты» — новый инструмент дистанционного геомониторинга в Евро-Арктическом регионе // Север 2003: проблемы и решения / Под ред. акад. В. Т. Калинникова. Апатиты: КНЦ РАН, 2004. С. 105—110.

Виноградов Ю. А. Сейсмоакустический комплекс «Апатиты» — современный инструмент мониторинга природной среды // Физическая акустика. Распространение и дифракция волн. Геоакустика. Сборник трудов XVI сессии Российского акустического общества. М.: ГЕОС, 2005. Т. 1. С. 358—362.

Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2004. 353 с.

Захарченко Н. З., Мишаткин В. Н., Шаров Н. В. Широкополосная сейсмическая станция «Петрозаводск» // Техногенная сейсмичность при горных работах: Модели очагов, прогноз, профилактика. Ч. 2. Апатиты: КНЦ РАН, 2004. С. 44—53.

Исанина Э. В. В городе на Неве возможны землетрясения // Вестник «Зодчий. 21 век». 2002. № 1. С. 66—69.

Исанина Э. В. Сейсмические исследования методом разведочной сейсмологии МРС (МОВЗ) // Строение литосферы российской части Баренц-региона. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2005. С. 139—147.

Капустян Н. К. Техногенное воздействие на литосферу — объект планомерных исследований XXI века / Ред. А. В. Николаев. М.: Наука, 2003. С. 213—244.

Козырев А. А., Панин В. И., Мальцев В. А. и др. Экспериментальные исследования закономерностей деформирования массива горных пород. ФТПРПИ. 1966. № 1. С. 22—31.

Козырев А. А., Панин В. И., Мальцев В. А. и др. Изменение геодинамического режима и проявление техногенной сейсмичности при ведении крупномасштабных горных работ на апатитовых рудниках в Хибинском массиве // Проблемы геодинамической безопасности: Тр. II Междунар. совещ. (24—27 июня 1997 г., г. С.-Петербург). СПб.: ВНИМИ, 1997. С. 66—71.

Николаева С. Б. Палеосейсмодеформации северо-восточной части Балтийского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 2001. 19 с.

Никонов А. А. О сейсмических явлениях в Финско-Ладожском (Петербургском) регионе: проблема в свете данных геоморфологии и четвертичной геологии // Тез. докл. Всерос. совещ. «Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке». СПб., 1998. 325 с.

Никонов А. А. Актуотектоника и сейсмичность Фенноскандии – новый взгляд // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон: Материалы VIII Междунар. конф. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2002. С. 177–179.

Панасенко Г. Д. Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1969. 184 с.

Померанцева И. В., Солодилов Л. Н. Влияние техногенной деятельности на вынужденную сейсмичность // Наведенная сейсмичность. М.: Наука, 1994. С. 207–218.

Репко А. А., Ильинов М. Д., Исанина Э. В., Мулев С. Н. Оценка критических величин обобщенных показателей механических свойств горных пород на основе сейсмических материалов в регионах с различным уровнем сейсмической опасности // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Иркутск: Изд-во СО РАН, 2005. Вып. 3. С. 352–355.

Сейсмичность при горных работах / Под ред. акад. Н. Н. Мельникова. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 325 с.

Современная динамика литосферы континентов. Методы изучения. М.: Недра, 1989. 278 с.

Степанов В. В. Геодинамическая опасность промышленных объектов. М., 2001. 100 с.

Сыстра Ю. Й. Тектоника карельского региона. СПб.: Наука, 1991. 176 с.

Уломов В. И., Страхов В. Н., Шумилина В. С. и др. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации. ОСР-97. Масштаб 1 : 8 000 000. М.: НПП Текарт, 2000.

Федотова Ю. В. Методика и результаты анализа сейсмичности на Кольском геодинамическом полигоне // Вторая Уральская молодежная научная школа по геофизике: Сб. докл. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. С. 168–174.

Федотова Ю. В. Анализ механизмов очагов техногенных землетрясений Хибинского массива // Горное дело в Арктике. СПб.: Изд-во «Типография Иван Федоров», 2005. С. 70–77.

Юдахин Ф. Н. О природе геодинамических процессов в Фенноскандии // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон: Материалы VIII Междунар. конф. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2002. С. 171–174.

Юдахин Ф. Н., Щукин Ю. К., Макаров В. И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.

Юдахин Ф. Н., Капустян Н. К., Антоновская Г. Н., Шахова Е. В. Выявление слабоактивных разломов платформ с использованием наносейсмической технологии // ДАН. 2005. Т. 405, № 4. С. 1–6.

Barzilai A. Improving a Geophone to Produce an Affordable Broadband Seismometer. Ph.D. Thesis, Mechanical engineering, Stanford University, January 2000.

Chernouss P., Fedorenko Yu., Zuzin Yu. et al. Avalanche Hazards in Khibiny Massif, KOLA, and the new Nansen Seismograph Station // IRIS Newsletter. 1999. N 1. P. 12–13.

Fedorenko Yu. High Quality but Affordable Seismograph Station. Earthquake Monitoring and Seismic Hazard Mitigation in Balkan Countries // NATO Advanced Research Workshop, 11–17 September 2005. Book of Abstracts. P. 30–34.

Fedorenko Yu., Husebye E. S. First breaks – automatic phase picking of P- and S- onsets in seismic records // Geophys. Res. Lett. 1999. Vol. 26. P. 3249–3253.

Fedorenko Yu., Husebye E. S., Boulaenko E. School Yard Seismology // Orfeus Newsletter. 2000. Vol. 2, N 3. 22 p. http://www.orfeus.nl/v2no3

Kozyrev A. A., Maltsev V. A., Panin V. I. et al. An experimental study of regularities of geological medium deformation for prediction of mining-induced earthquakes in large-scale mining. Prediction and Performance in Rock Mechanics and Rock Engineering. Ed. Giovanni Barla. A.A. Balkema / Rotterdam / Brookfield. 1996. P. 1155–1162.

Zoback M. L., Zoback M. D., Adams J. Global patterns of tectonic stress nature // Nature. 1989. Vol. 341, N 6240. P. 291–298.

ГЛАВА 2

СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ РУССКОЙ ПЛИТЫ

2.1. ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ ОБЛАСТЬ (РЕСПУБЛИКА КОМИ)

Оценка реальной сейсмичности и возможной сейсмической опасности Восточно-Европейской платформы включает, прежде всего, рассмотрение локальных, обычно слабых землетрясений в ее пределах и изучение сейсмических колебаний, порожденных удаленными сильными землетрясениями с очагами за пределами региона. На территории северо-востока европейской части России землетрясения очень редки, что можно объяснить как действительно слабой сейсмичностью, так и низкой степенью изученности этой проблемы. Поэтому каждое зарегистрированное землетрясение имеет важное значение и требует тщательного изучения.

Республика Коми, охватывая огромные территории европейского Севера и северную часть Урала, до последнего времени по проблеме изучения сейсмичности являлась «белым пятном».

Проблема изучения сейсмичности платформенных районов стала чрезвычайно актуальной в связи с активизацией сейсмических проявлений в Татарстане, Башкортостане, Удмуртской республике, Карелии, Кировской, Волгоградской, Саратовской областях. По существу, поставлен вопрос о коренном переосмыслении представлений о платформенных областях как активных в сейсмическом отношении регионах. Изучение сейсмичности платформ мировым научным сообществом отнесено к важнейшей проблеме современной сейсмологии.

Большая часть территории Республики Коми и север Архангельской области располагаются в пределах Печорской плиты, а юг Республики Коми и значительная часть Архангельской области — на восточной краевой части Русской плиты.

На территории республики имеется ряд крупных генетически разнородных структур: северо-восточное окончание Волго-Уральского антеклизы, Мезенская синеклиза, Тиманская гряда, Печорская плита. С востока республика ограничена Уралом.

Территория Северо-Востока европейской части России также обычно считается в сейсмическом отношении спокойной. Предполагается, что большинство землетрясений, ощущавшихся на этой территории, являются лишь слабыми отголосками сильных землетрясений, имевших место в других регионах. Информация о землетрясениях, произошедших на европейском Северо-Востоке России, очень незначительна.

Первые сведения о землетрясениях на этой территории содержатся в работах И. В. Мушкетова и А. П. Орлова [1893]. Следующие крупные обобщения всех материалов о землетрясениях выполнены в 1940 г. З. Г. Вейс-Ксенофонтовой и В. В. Поповым [1940]. Ими был составлен каталог, включающий землетрясения с 1868 по 1939 г. Дальнейшее изучение сейсмичности во многом связано с работами И. В. Ананьина [1977, 1980, 1988]. В конце 1970-х — начале 1980-х годов им детально проанализированы все известные, а также новые (как архивные, так и инструментальные) данные по сейсмичности восточной окраины Восточно-Европейской платформы и Урала. В последние годы А. А. Никоновым пересмотрены материалы и результаты сейсмологических исследований по Восточно-Европейской платформе. Им составлены каталоги землетрясений для Карелии [Никонов, 1996], Вятского края [Никонов, 2000], проанализированы сильные землетрясения. Некоторые аспекты сейсмической опасности территории Республики Коми были рассмотрены в работах Н. И. Тимонина, В. А. Дедеева, Н. А. Малышева, С. К. Княжина.

Анализируя доинструментальную историю, приходится констатировать, что на территории Республики Коми землетрясений неизвестно. Если рассматривать исторические землетрясения уже на инструментальной ее стадии и ограничиваться только территорией Республики Коми, то таких событий насчитывается всего четыре (табл. 2.1).

Таблица 2.1. Исторические землетрясения, произошедшие на территории Республики Коми

Дата	Время	Чем проявилось	Балл	Эпицентр и сила в нем	Источник сведений	Примечание
I.I. 1910 г.	20 ч	Колебания с Ю-С. Трещины каменных стен		с. Ухта, Кемского р-на $\varphi = 63{,}9$ N, $\lambda = 55{,}5$ E	Белорусский бюллетень, вып. 1, 1991 г.	
20.IV. 1914 г.	19 ч	Землетрясение Гул, три толчка, волнообразные колебания	4	с. Пильегоры б. Печорского уезда $\varphi = 65{,}5$ N, $\lambda = 53{,}5$ E	Белорусский бюллетень, вып. 1, 1991 г.	Ощущалось в Щельяюрском, Красноборском, Диюрском, Вертепском
1914–1915 гг.		Землетрясение	4–5	с. Мутный Материк $\varphi = 66$ N, $\lambda = 55$ E	Из доклада В. В. Ломакина ДАН СССР. 1948 г. Т. XXII, № 5	
13.I. 1939 г.	16 ч 48 мин	Два толчка, умеренный и более сильный. Разрушений нет	5–6	с. Пустошь $\varphi = 61{,}10$ N, $\lambda = 50{,}15$ E	Сообщение учителя Кондратьева	Особенно сильно проявилось в селах Чукаиб, Пыелдино

При этом необходимо отметить, что источник информации подчас абсолютно неизвестен. Тщательный анализ архивного материала позволяет уверенно говорить лишь о землетрясении 13 января 1939 г., произошедшем на юге республики.

Землетрясение 13 января 1939 г. Это землетрясение приводится во всех региональных каталогах [Атлас.., 1962; Новый каталог.., 1977; Карточный каталог.., 1991; Specialized catalogue.., 1996] и упоминается в ряде публикаций [Вейс-Ксенофонтова, Попов, 1940; Андреев, 1956; Ананьин, 1988], но по существу оно известно очень плохо. Именно этим объясняются расхождения в определении его параметров при сравнении каталогов разных лет (табл. 2.2).

При нынешнем значении сейсмологических исследований на Восточно-Европейской платформе, как текущих, так и ретроспективных, указанные несоответствия побуждают попытаться внимательно проанализировать имеющиеся материалы и оценки параметров. В соответствии с принятым ныне в мировой практике подходом нами была поставлена цель, во-первых, собрать весь доступный опубликованный и неопубликованный материал как по макросейсмике, так и по инструментальным записям, а, во-вторых, стремились опираться в первую очередь не на поздние, а на самые ранние, появившиеся вскоре после землетрясения данные и публикации. При определении параметров землетрясения 13.01.1939 г. опирались на три источника – бюллетени сейсмических станций, Атлас землетрясений СССР [1962], фонды И. В. Ананьина. Нами заново собраны и рассмотрены фактические данные, раздельно макросейсмические и инструментальные [Никонов, 2001].

Макросейсмические сведения. Реальные макросейсмические сведения, хотя и весьма скупые, содержатся в нескольких публикациях вслед за землетрясением [Вейс-Ксенофонтова, Попов, 1940], а также в «Карточном каталоге...» [1991], который, хотя и опубликован относительно недавно, но содержит сведения, поступившие сразу после события.

В 1985 г. И. В. Ананьиным (ОИФЗ РАН) совместно с Н. И. Тимониным (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН) была распространена анкета с вопросами о проявлении этого землетрясения и на основании полученных нескольких десятков ответов построена карта изосейст (рис. 2.1). Нам удалось использовать отчет, содержащий оригиналы ответов с мест на вопросник. Отчет содержит ответы из сорока населенных пунктов (из некоторых не по одному), но реально сведения поступили из 17 пунктов.

Таблица 2.2. Основные параметры Сысольского землетрясения 13.I 1939 г. по разным источникам

№ п/п	Источник	Время	Координаты	H, км	M	Io
1	Атлас землетрясений СССР, 1962	$16^h47^m14^s$	63.1; 51,7			6–7
2	Новый каталог, 1977	$16^h47^m14^s \pm 5^s$	60,6; 61,5 (±0,5)	7 (3–15)	4,7 (±0,5)	7
3	Ананьин, 1988	16^h48^m	60,75; 51,10*		4,7	7
4	Specialized catalogue.., 1996	$16^h47^m14^s$	60,6; 51,2	10	4,7	7
5	Чепкунас, 2000 по инструментальным данным	$16^h47^m12{,}4^s$	60,38; 51,47	10	4,5±0,2	
6	Никонов, 2000 по макросейсмическим данным					
	1-й толчок	16^h48^m	60,65; 51,50 (±0,3)	(20)		7,0 ± 0,5
	2-й толчок	16^h51^m	61,0; 50,0 (±0,2)	(8)	3,5±0,5	6,0 ± 0,5

* Координаты определены по приложенной к источнику карте.

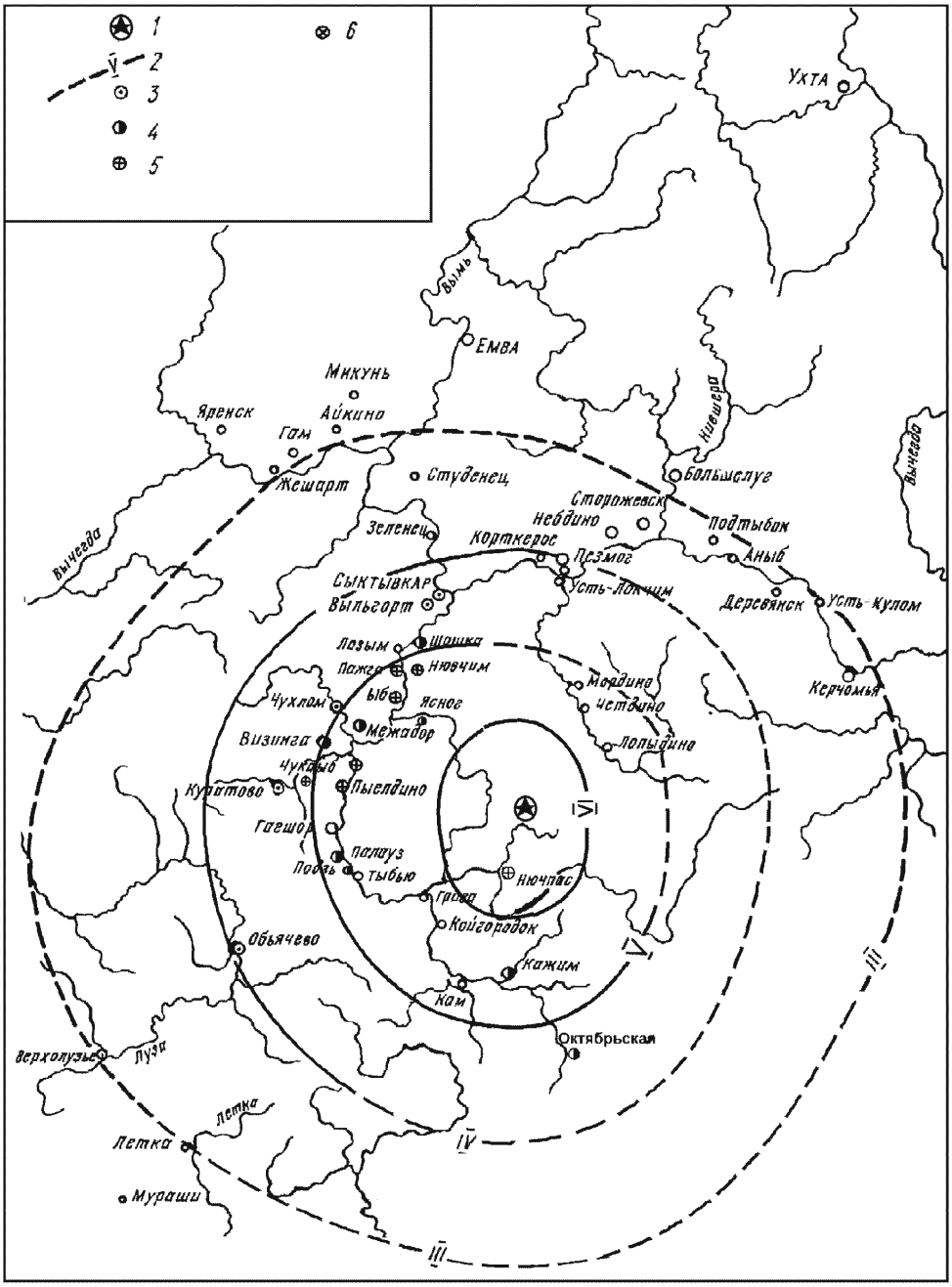


Рис. 2.1. Схема проявления Сысольского землетрясения 13 января 1939 г. по материалам И. В. Ананьина, Н. И. Тимонина [Тимонин, 1986]:

1 — предполагаемый эпицентр землетрясения; 2 — изосейсты; 3—6 — предполагаемая интенсивность землетрясения: 3 — 3—4 балла; 4 — 4—5 баллов; 5 — 5—6 баллов; 6 — 6—7 баллов

Приведем несколько примеров ответов на разосланные в 1985 г. запросы.

Село Чухлом, Сысольский район. «В бараке лесопункта вдруг стены заходили, окна перекосились, в печах образовались трещины, из ведер выплеснулась вода. Все в бараке ощущали, что они вот-вот упадут, многие даже кричали». 5—6 баллов.

Село Ыб, Сыктывдинский район. «Начал перекачиваться стол, из посуды выплескивалась жидкость, скрипела мебель, дребезжали стаканы». 5 баллов.

Село Ыб, Сыктывдинский район. «Сидел на скамье, на столе стояла 7-линейная лампа со стеклом. Вдруг как будто что-то выстрелило (так трещат стены в сильный мороз), затем пол

начал шевелиться (почти полминуты), как будто небольшую лодку качали сильные волны. В деревне у одного жителя лопнула русская печь». 5 (4—5) баллов.

Деревня Кедос, Сысольский район. «Во время ужина хлеба и тарелки с едой на столе передвигались». 4—5 баллов.

Деревня Ключ, Сысольский район. «Стены двигались, открылась дверь». 4—5 баллов.

Село Куратово, дер. Картасикт. «Ощутил легкое сотрясение». 3 балла.

17 пунктов, из которых в 1985 г. поступили сведения, в основном располагаются вдоль долины р. Сысолы и некоторых ее притоков в меридиональной полосе южнее г. Сыктывкара (прежде Усть-Сысольск) в Сыктывдинском и Сысольском районах. Лишь два пункта находятся далеко на юге в Кайгородском районе в самых верховьях р. Сысолы и один еще южнее в Верхнекамском районе Кировской области. Все первичные сообщения персонифицированы и сомнений в достоверности в общем не вызывают, но, конечно (по прошествии 65 лет), отличаются скупостью. В табл. 2.3 приведены все эти пункты с нашими оценками интенсивности в шкале MSK-64 по отдельным письмам, а также принятые суммарно (в случае нескольких сообщений из одного пункта) значения. Всего мы располагаем теперь сведениями по 25 пунктам, но несколько из них не удалось идентифицировать и нанести на карту. Именно последние мы и использовали, в том числе при нанесении на карту макросейсмического материала (рис. 2.2).

Рассматриваемые сведения, несмотря на их скудость, позволяют выдвинуть альтернативный вариант механизма землетрясения и считать, что мы имеем дело с двумя разными толчками с самостоятельными эпицентрами.

При таком решении получается, что первое, более раннее и сильное событие, для которого принимаются определенные инструментально координаты эпицентра, скорее всего, имело меридиональную вытянутость наиболее потрясенной области. Эпицентральная область этого толчка попала в почти ненаселенную область. Эпицентральная область второго толчка с эпицентром на севере пришлась на долину р. Сысолы со значительным числом населенных пунктов, из-за чего, несмотря на меньшую силу сотрясений, по нему получено большее число сведений. Эпицентральная область этого толчка, по-видимому, вытянулась в северо-северо-восточном направлении, как и долина р. Сысолы.

Таблица 2.3. Макросейсмические характеристики землетрясения 13.I 1939 г.

№ п/п	Название пункта	Оценка балльности		Принятое значение
		А. Никонов	В. Удоратин	
I. По сообщениям, поступившим в 1939 г.				
1	Чукайба	6—7	6	≥6
2	Пыелдино	≥5	4	(≥5)
3	Пустошь	4—5	4—5	≥4—5
4	Нючпас	7	6—7	7
II. По сообщениям, собранным в 1985 г.				
5	Чухлом	>4—5; 5—6	5—6	>5,5
6	Иб	5; 4—5	5—6	>4,5
7	Иб (Волокул)	5; ≥4	5—6	5
8	Иб (Ель)	4; 4	3—4	(4)
9	Пашга	5	4—5	5
10	Нювчим	4—5	5	4,5
11	Шожка	4—5	5	4,5
12	Межадор	5; 4—5; ≥3	5	5
13	Ключ	4—5; 4—5		4,5
14	Кедос	4—5		4,5
15	Чой-йыв	4—5; >4		4,5
16	Иван-Чёмья (Воквад)	4—5	4—5	4,5
17	Куратово	≥4	3—4	4
18	Дал	≥4		4,5
19	Кажим	4; 4—5; 4	4	4
20	Октябрьский (Верхнекамский район)	4—5	5	4,5
21	Куратово (Картасикт)	3		3
22	Мельншовцы	≥3		≥3

Но если действительно имели место два землетрясения с разнесенными на расстояние порядка 100 км эпицентрами, то сильно усложняется задача разделения их макросейсмических полей. В ее решении авторы пошли путем отнесения группы пунктов наблюдений на юге (Нючпас, Кажим, Октябрьский) к южному очагу. На севере к этому событию более определенно можно отнести только второй толчок («4 балла») в селе Пустошь и, возможно, сотрясение в селе Пажга. Сообщения о сотрясениях из всех других пунктов (северной и центральной частей потрясенной области) ввиду их относительной компактности, отдаленности от южной части и отсутствия указаний на время условно отнесены ко второму толчку.

Так или иначе, рассмотрение доступных данных позволяет принимать два толчка в северной области с интервалом в три минуты и ведет к признанию двух эпицентров (двух событий) — вблизи сел Чукаиб на северо-западе и Нючпас на юго-востоке. Достигали ли сотрясения одного из них крайних дальних участков области распространения другого, по имеющимся сведениям определить невозможно, так же как и точно установить последовательность их возникновения.

По имеющимся, заново проанализированным макросейсмическим характеристикам можно оценить размеры изосейст толчков. Эпицентральная зона первого толчка интенсивностью около 7 баллов в эпицентре (сотрясения порядка 6 баллов) вряд ли превышает 30—40 км в диаметре, а четырехбалльная могла простираться на 200 км по меридиану. У второго шестибалльного толчка сотрясения в 6 баллов не распространялись более чем на 10—15 км, а размеры зоны пятибалльных сотрясений оцениваются в 70×30 км. Вытянутость области сотрясений первого толчка, по-видимому, меридиональная, тогда как второго — северо-северо-восточная. Расстояние между их эпицентрами составляет 80—100 км. Второе событие, насколько можно судить по единичным фактам, возникло в пределах области четырехбалльных сотрясений первого и, скорее всего, им спровоцировано [Никонов, 2001].

Такая трактовка механизма землетрясения не является безоговорочной. Однако самым важным моментом можно считать сам факт проявления землетрясения на территории Восточно-Европейской платформы, причем одного из самых сильных.

Инструментальные данные. Анализ инструментальных данных был проведен с точки зрения обнаружения и локализации нескольких возможных толчков землетрясения 13 января 1939 г., установленных, как сказано выше, макросейсмическими методами [Никонов, 2001].

Использовались имеющиеся в архиве ЦОМЭ ГС РАН (г. Обнинск) станционные бюллетени, содержащие данные пяти сейсмических станций: «Свердловск» — SVE, «Москва» — MOS, «Пулково» — PUL, «Фрунзе» — FRU, «Андижан» — AND [Бюллетень региональной.., 1939; Бюллетень сейсмической.., 1939; Сейсмологический бюллетень.., 1939]. Они сведены в одну таблицу 2.4.

Кроме имевшихся станционных бюллетеней, к анализу были привлечены непосредственно сейсмограммы двух станций — SVE и PUL.

Станции SVE, MOS и PUL удалены от эпицентра в интервале расстояний 700—1200 км. Как известно, на этих эпицентральных расстояниях волновая картина сложная. В первых вступлениях, согласно годографу [Нерсесов, Раутиан, 1964], на сейсмограммах наблюдаются слабо выраженные продольные волны Pn с незначительной амплитудой колебаний. Наиболее четкими в группе продольных волн являются волны Pg. В группе поперечных волн аналогом волны Pn является волна Sn, выраженная также очень слабо. Наиболее интенсивными являются короткопериодные волны Lg,

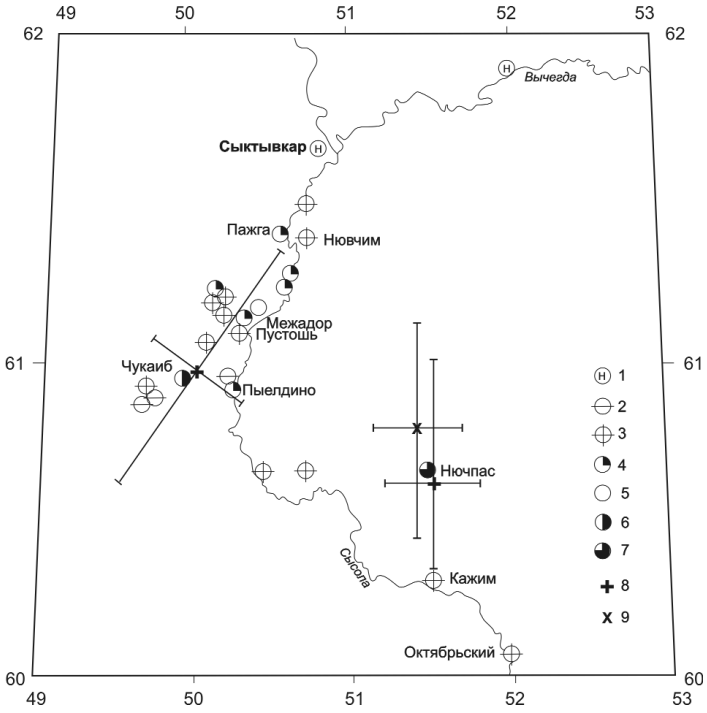


Рис. 2.2. Схема макросейсмических и инструментальных данных Сысольского землетрясения 13.01.1939 г. [Никонов и др., 2001]:

1—7 — пункты макросейсмических наблюдений с оценкой балльности в них: 1 — не ощущалось, 2 — 4; 3 — 4—5; 4 — 5; 5 — 5,5; 6 — 6; 7 — 7; 8 — эпицентры по макросейсмическим данным; 9 — эпицентр по инструментальным данным

Таблица 2.4. Опубликованные в бюллетенях станционные данные для землетрясения 13 января 1939 г.

Сейсмостанция	Обозначение волны	Тип прибора и составляющая	Время	Примечание
SVE	P	СГ	$16^h48^m43^s$	Δ = 730 км Ощущалось в Коми АССР
	S	СГ	$16^h50^m18^s$	
PUL	En	СГ	$16^h51^m39^s$	
	F		$16^h55^m32^s$	Следы близкого землетрясения (зубчики)
MOS	E1	СГ	$16^h51^m46^s$	
	E2		$16^h51^m56^s$	
FRU	E	СН	$16^h58^m42^s$	
ANR	e	СР	$16^h59^m37^s$	

распространяющиеся только по континентальным трассам. Для них характерно наличие достаточно резких вступлений с колебаниями относительно короткого периода (2—10 с).

В 1939 г. на станциях SVE и PUL регистрация землетрясений проводилась сейсмографами Голицына, имеющими максимальное увеличение V_{max} = 1100 на периоде T = 8 с. Для этих станций имеется по три сейсмограммы, отдельно на каждый канал — Z, E-W, N-S.

В результате тщательного просмотра сейсмограмм было установлено, что мы имеем дело с записями только одного землетрясения, для которого были выявлены дополнительные фазы, не отмеченные в станционных бюллетенях [Сейсмологический бюллетень.., 1939]. На всех сейсмограммах станции SVE имеется запись этого землетрясения. На вертикальной составляющей впервые удалось выделить слабые вступления волны Pn, на горизонтальных компонентах — Sn, предшествующие отмечаемым ранее в станционных бюллетенях четким вступлениям в 16 ч 48 мин 58 с и в 16 ч 50 мин 18 с. Согласно нашей интерпретации, отчетливо выделяемые на канале Z вступления следует считать вступлением волн Pg, а на каналах N, E-W — вступлением волн Lg. Для максимальных колебаний в группе Lg нами были сделаны замеры амплитуд и периодов для оценки магнитуды землетрясения.

На вертикальной составляющей станции PUL записи не видно, поэтому выделить продольную волну не представляется возможным. Наиболее отчетливая запись в PUL наблюдается на горизонтальных компонентах (лучше — на N-S), по которым и проводилась интерпретация. Здесь можно выделить слабое вступление поперечной Sn-волны, а также группу с достаточно четкими вступлениями — волны Lg, для которой в максимальной фазе проведены замеры амплитуд и периодов.

На основе общего представления о характере записи волн на региональных расстояниях, вступление в 16 ч 51 мин 46 с на стации MOS было проинтерпретировано нами как вступление волны Lg. По данным станции SVE при привлечении к интерпретации всех выделенных фаз, удалось определить время в очаге. Оно составило 0 =16 ч 47 мин 17 с. После интерпретации сейсмограмм были созданы более полные станционные бюллетени, представленные в табл. 2.5.

По данным одной станции SVE при привлечении к интерпретации всех выделенных фаз удалось определить время в очаге. Оно составило 0 = 16 ч 47 мин 17 с. Волны Lg в предположении, что их скорость равна V = 3,51 км/с [Молнар и др., 1976], были привлечены к определению эпицентральных расстояний до станций SVE, PUL и MOS на основе годографа разностей времени вступления волн Lg — P, аналогично [Вальднер, 1961]. Данные станций ANR и FRU в сводной обработке не использовались, эти станции удалены от эпицентра на 23 градуса, и отмеченные вступления волн на этих станциях, вероятно, являются следами поверхностных волн.

Энергетический класс K определялся с использованием номограммы Т. Г. Раутиан. Магнитуда M рассчитывалась из класса K по формуле: M = (K — 4)/1,8.

По известным эпицентральным расстояниям, используя метод засечек (вручную, по данным станций SVE, PUL и MOS), определили параметры эпицентра: время возникновения: 0 = 16 ч 47 мин 17 с; координаты 60°38′ N, 51°47′ E; глубина очага H = 10 км; магнитуда M = 4,5. Как видно, они находятся в пределах точности определений, выполненных в [Ананьин, 1988; Specialized catalogue.., 1996].

Таблица 2.5. Станционные данные после интерпретации сейсмограмм

Сейсмо-станция	Обозначение волны	Тип прибора и составляющая	Время, ч мин с	T, с	NS A, микрон	EW A, микрон	Z A, микрон	K	M
SVE	EPn	СГ-Z	$16^h48^m43^s$						
	EPg	СГ-Z	$16^h48^m58^s$						
	ESn	СГ-N	$16^h49^m51^s$						
	ILg	СГ-N	$16^h50^m18^s$						
	LgM	СГ-Z	$16^h50^m21^s$	4,0			1,2	11,5	4,2
PUL	e(Sn)	СГ-N	$16^h51^m39^s$						
	ELg	СГ-N	$16^h52^m47^s$						
	LgM	СГ-N	$16^h53^m14^s$	4,0	1,1			12,5	4,7
	F		$16^h55^m32^s$						
MOS	e(Lg)	СГ	$16^h51^m46^s$						
	E		$16^h51^m56^s$						
FRU	E	СН	$16^h58^m42^s$						
ANR	E	СР	$16^h59^m37^s$						

Сопоставление инструментальных и макросейсмических данных между собой и с геологической ситуацией. Как ясно из сопоставления макросейсмических и инструментальных данных, основное различие между ними состоит в том, что инструментально зарегистрирован лишь один толчок, тогда как по макросейсмическим материалам возможно принять два толчка (с разницей во времени около трех минут).

Сравнение полученных разными способами параметров может быть соответственно проведено только для первого основного толчка. Как видно из таблицы и рисунка, независимые определения координат практически оказались одинаковы, что должно вызывать доверительное к ним отношение. Определение магнитуды первого толчка по инструментальным данным $M = 4{,}5 \pm 0{,}2$ и его интенсивности $Io = 7{,}0 \pm 0{,}5$ по макросейсмическим также можно считать согласующимися при принятии глубины очагов в верхней части коры.

Второй толчок, будучи заведомо более слабым (на 1 балл) и, главное, с менее глубоким эпицентром, о чем можно судить по размерам пятибалльной изосейсты, судя по всему, оказался за пределами чувствительности фиксации даже ближайшей (около 700 км) сейсмической станции Свердловск. Его магнитуду ориентировочно можно оценить $M = 3{,}5 \pm 0{,}5$.

Анализ местоположения очага Сысольского землетрясения показывает, что в геологическом отношении он приурочен к сложной зоне сочленения Сысольского свода с Кировско-Кажимским авлакогеном. В этой области отмечается повышенная плотность разломной сети, которая представлена системой ступенеобразных сбросов, причем осложненных сдвигами. Направление разломов в этой области меняется с северо-восточного на северо-западное. В районе отмечаются тектонические узлы различных рангов. Здесь происходит резкое погружение поверхности фундамента в направлении от Сысольского свода к Кировско-Кажимскому и Вычегодскому прогибам (рис. 2.3). В неотектоническом плане эта область разнонаправленного

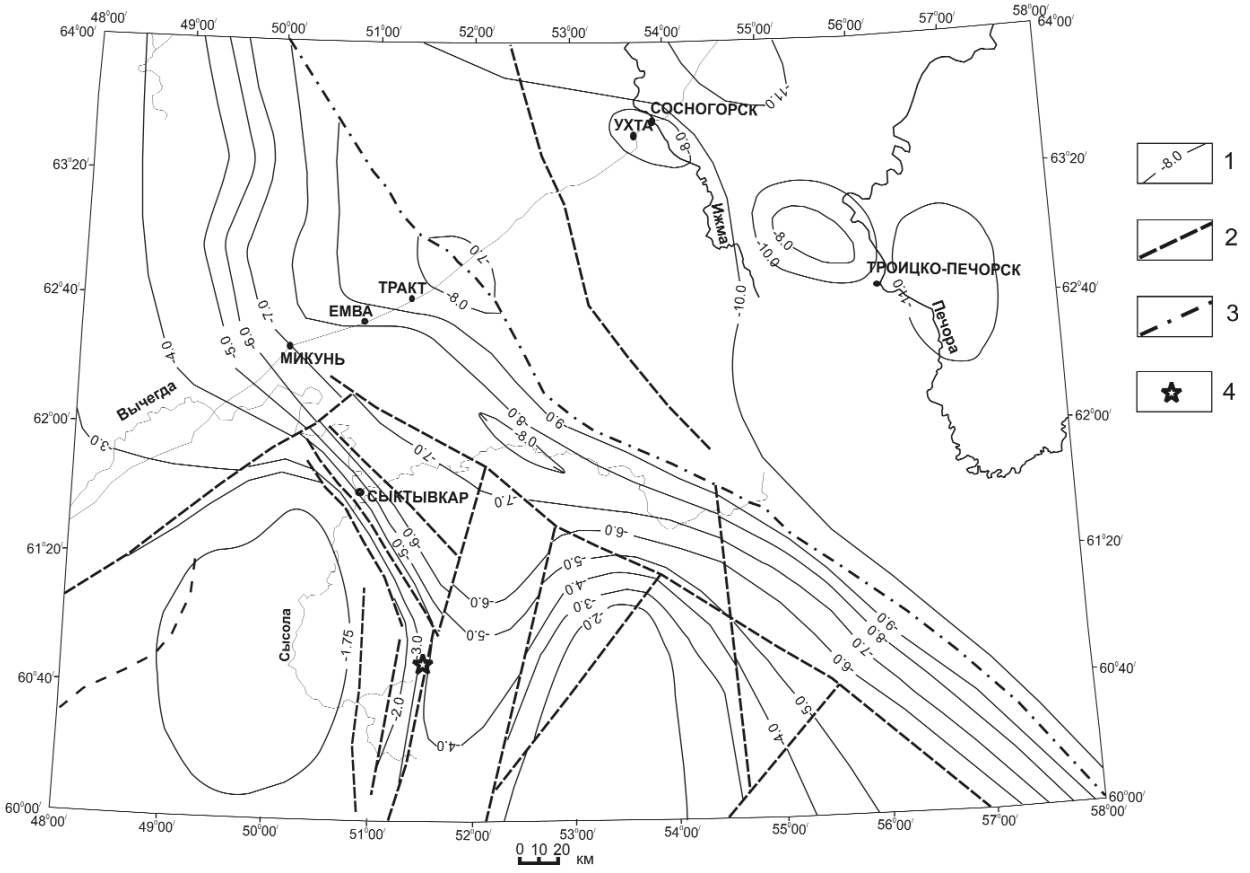


Рис. 2.3. Схема рельефа поверхности фундамента:

1 — изогипсы поверхности фундамента, км; 2 — глубинные разломы, 3 — Западно-Тиманский глубинный разлом; 4 — местоположение очага землетрясения 13.01.1939 г.

движения структур второго порядка. Вероятно, землетрясение 13 января 1939 г. обусловлено разгрузкой напряжений именно в этой разломной зоне, выразившейся в активизации одного или нескольких из разломов.

Поверхность фундамента в прогибе залегает на глубинах 3—6 км, что на 1—4 км глубже, чем на ограничивающих его сводах. Очаг землетрясения оказывается несомненно располагающимся в кристаллическом фундаменте на глубине 6—12 км от его кровли в гранитно-метабазитовом комплексе. Общая мощность коры здесь 42 км.

Эпицентральная зона второго толчка оказывается расположенной в пределах Сысольского свода, где отдельные разрывные нарушения на обзорных картах не отражены. Поскольку очаг землетрясения находился на относительно небольшой глубине, с одной стороны, но явно вытянутый в северо-северо-западном направлении, с другой, оно, скорее всего, соотносится с второстепенным разрывом небольшой амплитуды северо-северо-восточного простирания. Положение и протяженность эпицентральной зоны вполне согласуются с морфологией местности — протяжением долины р. Сысолы и ее левого притока, отложениями которых разрыв, по-видимому, и маскируется.

В общем можно констатировать, что субмеридиональные платформенные структуры в междуречье Камы и Вычегды оказываются способными продуцировать хотя и редкие, но значительные, до 7 баллов во всяком случае, землетрясения, т. е. должны быть признаны активными и сейсмогенерирующими [Никонов и др., 2001].

Новый качественный этап изучения сейсмичности европейского Севера начался с расширением сети сейсмологических станций и, соответственно, возможности получения инструментальных данных.

С 1956 г. инструментальные сейсмические наблюдения ведутся на территории Западно-Уральского региона (ПО «Кизел-уголь»), Кольского полуострова (Апатиты — АРА), Кировской области (Киров, военное ведомство). Постепенно модернизировалась аппаратура, расширялась сеть станций. В 1970 г. на базе обсерватории Института геофизики УрО РАН была открыта сейсмическая станция (Арти — ARU). В конце 80-х годов аналоговая аппаратура «кольских» станций была заменена на цифровую, были открыты новые пункты наблюдений (Полярные зори — PLZ, Полярный круг — PLQ, Кемь — KEM, Амдерма — AMD) [Глубинное строение.., 2004]. С 1990 г. Горный Институт УрО РАН начинает заниматься изучением сейсмичности Западно-Уральского региона. Сейсмические станции оснащены современной цифровой аппаратурой (Верхнечусовские городки — PR0, Романово — PR1, Добрянка — PR2, Кунгур — PR3, Соликамск — SORK) [Блинова, 2003]. В 2003 г. начинает формироваться региональная сеть сейсмических станций на территории Архангельской области. На сегодняшний день наблюдения проводятся с помощью четырех станций (Архангельск — ARH, Тамица — TMC, Климовская — KLM, Пермогорье — PRG) [Юдахин и др., 2004].

С 1996 г. на территории Республики Коми ведутся непрерывные сейсмические наблюдения станцией Сыктывкар (SYK), а в 2003 г. была запущена сейсмическая станция Ижма (IZH).

Рассматривая вопросы сейсмичности территории Республики Коми, мы постоянно обращаемся к подобным работам по прилегающим областям: Свердловской (В. С. Дружинин, А. Н. Гуляев, С. Н. Кашубин, Б. П. Рыжий, Ю. В. Хачай и др.), Пермской (А. А. Маловичко, Т. С. Блинова и др.), Архангельской (Ф. Н. Юдахин, В. И. Французова, Л. С. Чепкунас, И. П. Габсатарова и др.), Карелии и Кольского полуострова (Г. Д. Панасенко, Б. А. Ассиновская, Е. О. Кременецкая, Н. В. Шаров, Ю. К. Щукин и др.).

Как уже говорилось, инструментальные исследования в республике официально были начаты в 1996 г., хотя в экспериментальном режиме станция работала с 1995 г. За этот период нами зарегистрировано порядка 10 ощутимых землетрясений, обзор которых приведем далее.

Землетрясение 5 января 1995 г. В 17 часов 46 минут (время местное) в районе г. Соликамска произошло землетрясение силой 5 баллов (рис. 2.4), вызвавшее одновременные внезапные многочисленные газодинамические явления, обрушения пород кровли и разрушение междукамерных целиков в северо-восточной части рудника Второго Соликамского калийного рудопроявления на площади 560×660 м. Только счастливая случайность (наличие пластичной глинисто-ангидритовой «шляпы» мощностью 15—20 м в кровле водозащитной толщи) спасла этот рудник и соединенный с ним выработкой соседний — первый Соликамский от затопления. В районе д. Дубцово, на юго-восточной окраине г. Соликамска, образовалась мульда на земной поверхности глубиной 4,5 м и размерами в плане 670×840 м. На дороге, проходящей

через мульду, образовались трещины шириной до 10—15 см. Землетрясение ощущалось практически всеми жителями микрорайонов Попово, Красное, Калиец, Клестовка, Совхоз, Третий и др. Выражалось это в качании и падении люстр, гардин, появлялись трещины в штукатурке, наблюдалось выплескивание воды из различных емкостей, перемещение предметов, мебели, вплоть до их падения, отмечалось сильное беспокойство животных. Область, охваченная землетрясением, простиралась через г. Соликамск в меридиональном направлении с севера на юг от д. Тохтуево (10 км севернее г. Соликамска) до г. Березняки, в широтном направлении от р. Камы на западе до п. Половодово на востоке [Блинова, 2003].

Землетрясение 8 октября 1997 г. В Пермской области произошло землетрясение с магнитудой M ≈ 3. Согласно результатам обработки сейсмограмм цифровой и аналоговой записи эпицентр находился вблизи г. Березняки (рис. 2.5). В ряде пунктов интенсивность достигала 5 баллов. Зона максимальных проявлений сейсмической активности вытянута в северо-восточном направлении примерно на 16 км.

Землетрясение 18 января 2000 г. В 7 ч 06 мин и 36 с (время московское) сейсмической обсерваторией «Сыктывкар» Института геологии Коми НЦ УрО РАН было зарегистрировано близкое землетрясение. Расстояние до эпицентра землетрясения составляет 390—420 км. В определении параметров очага землетрясения использовались данные 10 станций, расположенных в интервале эпицентральных расстояний 3,8—57,7° (рис. 2.6; 2.7). Азимутальное окружение было достаточно равномерным (от 14° до 330°). В табл. 2.6 приведены станционные значения кинематических и

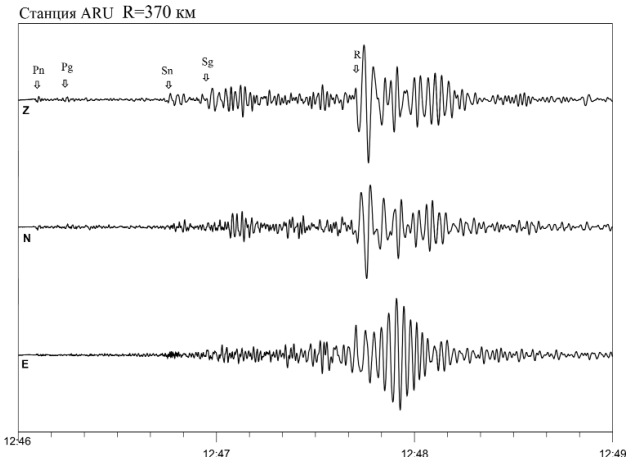


Рис. 2.4. Сейсмограммы Соликамского землетрясения 5 января 1995 г.

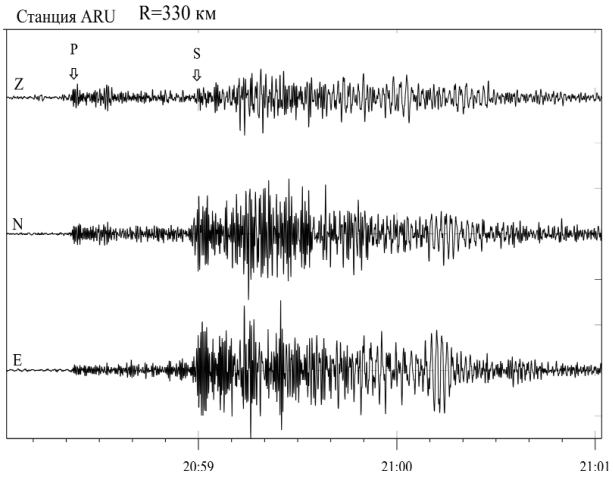


Рис. 2.5. Сейсмограммы землетрясения 8 октября 1997 г. вблизи г. Березняки

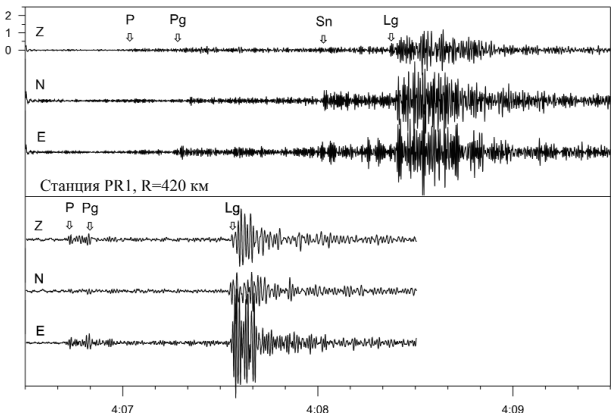


Рис. 2.6. Сейсмограммы Кировского землетрясения 18 января 2000 г.

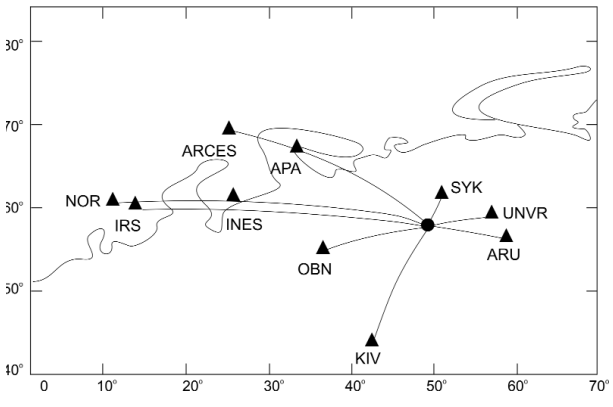


Рис. 2.7. Схема локации Кировского землетрясения 18 января 2000 г.

динамических параметров сейсмических фаз, участвовавших в определении гипоцентра и магнитуды. Среднее значение магнитуды составило M = 4 по четырем станциям. Расхождение в координатах эпицентра, полученных разными службами (за исключением автоматической обработки в Норвежской сейсмической службе NORSAR), составляет не более 0,1° по широте и 0,5° по долготе (табл. 2.7).

По результатам оперативного обследования и опроса местных жителей, проведенного группой специалистов от комитета природных ресурсов по Кировской области и ОГУ «Вят-НТИЦМП», землетрясение сопровождалось звуковыми эффектами (хлопок, гул) и ощущалось на территории трех районов области: Оричевском — населенные пункты Адышево, Коршик, Кучелапы; Верхошижимском — Верхошижимье; Куменском — Нижнеивкино. По времени толчок ощущался 5—15 секунд. Повторных толчков не отмечалось. Влияния землетрясения на промышленные и гражданские объекты и минеральные источники санатория «Нижнеивкино» не установлено.

Редкое для платформенных территорий России природное явление произошло в центральной части Кировской области. Эпицентр находился в районе поселков Нижнеивкино и Верхошижимье. Установлено, что очаг землетрясения не связан с карстовыми образованиями, как первоначально предполагалось, а имеет тектоническое происхождение и связан с подвижками блоков земной коры в нестабильной зоне юго-западного борта Кировско-Кажимского прогиба.

Землетрясение 25 февраля 2002 г. было зарегистрировано геофизической обсерваторией «Сыктывкар» как близкое землетрясение. Сейсмическое событие отмечено также станциями Кольского сейсмологического центра (г. Апатиты) и станциями Пермского Горного института (г. Пермь) (рис. 2.8). Обработка данных сейсмических станций дала следующие характеристики землетрясения: $T_0 = 18^h38^m09.2^s$; MS = 3.4; 64°38′ N, 47°06′ E. Событие произошло в междуречье Мезени и Вашки, на границе Архангельской области и Республики Коми. Нами

Таблица 2.6. Станционные значения кинематических и динамических параметров сейсмических фаз, участвовавших в определении гипоцентра и магнитуды Кировского землетрясения 18 января 2000 г.

Код станции	Расстояние, км	Азимут	Время вступления сейсмических фаз		Динамические параметры		Магнитуда, Класс
			P, ч-мин-с	S, ч-мин-с	P	S	
SYK	423	14°	Pn 04-06-44.0	Sn 04-07-27.0	T = 0,5 с Az = 0,113 мкм	T = 0,9 с An = 0,87 мкм Ae = 0,95 мкм Az = 0,14 мкм	MPSP = 4,5 K = 11,2
ARU	612	102°	Pn 04-07-02.3 Pg 04-07-17.9	Lg 04-08-29.6	T = 0,6 с Az = 0,002 мкм		MPSP = 3,6
OBN	817	252°	Pn 04-07-33.4	Sn 04-08-53.7	T = 0,5 с Az = 0,03 мкм	T = 0,7 с Az = 0,018 мкм	MPSP = 4,0
APA	1320	330°	Pn 04-08-36.4				
FINES	1330	296°	Pn 04-08-32.7	Sn 04-10-47.4			
KIV	1614	198°	P 04-09-10.9		T = 0,6 с A = 0,003 мкм		MPSP = 4,0
ARCES	1710	328°	P 04-09-21.4				
HFS	2007	292°	P 04-09-50.1				
NORES	2115	294°	P 04-10-02.5				
BGGA	6410	217°	P 04-15-36.4				

Таблица 2.7. Данные об основных параметрах землетрясения 18 января 2000 г.

№ п/п	Время в очаге	Координаты	H, км	Mb	ML	Центры обработки
1	04 ч 05 мин 41.2 с	57°57'36"N; 48°51'00"E	10	4,0		ИОЦ ГС РАН
2	04 ч 05 мин 43.1±0.8 с	57°59'24"N; 49°16'48"E				ИОЦ ГС РАН уточнение с использованием годографа Восточно-Европейской платформы
3	04 ч 05 мин 27 с	56°45'00"N 50°03'00"E		3,2		КРСЦ
4	04 ч 05 мин 42 с	58°03'36"N 49°16'12"E		3,7	3,6	IDC
5	04 ч 05 мин 27 с	56°45'00"N 50°03'00"E		3,2		NORSAR автоматическая обработка

осуществлялся опрос местных жителей в населенных пунктах, расположенных в непосредственной близости от эпицентра землетрясения. Было опрошено 78 человек в 26 деревнях вдоль рек Вашки и Мезени. Многие жители рассказывают о звуке (два гулких непротяженных раската с небольшим промежутком между ними), качании светильников, звоне посуды, вибрации стен домов и т. д. По опросным данным землетрясение ощущалось в селах Койнас, Усть-Кыма, Белощелье. Результат макросейсмических исследований полностью подтверждает местоположение эпицентра землетрясения, определенное на основе инструментальных данных. В тектоническом отношении очаг землетрясения приурочен к зоне сочленения структур западной части Мезенско-Вашкинского мегавала.

Землетрясение 9 ноября 2002 г. произошло на юге Республики Коми (рис. 2.9). По инструментальным данным эпицентр землетрясения находился в Койгородском районе, вблизи п. Подзь и с. Тыбью, в 120 км от г. Сыктывкара. Координаты эпицентра 60.35 N, 50.17 E. Магнитуда M = 3,6. Глубина землетрясения оценивается в 30—40 км. В близлежащих населенных пунктах землетрясение ощущалось в виде несильных колебаний. Очаг землетрясения приурочен к зоне сочленения Сысольского свода и Кировско-Кажимского прогиба.

Землетрясение 18 мая 2004 г. зафиксировано в Нагорском районе Кировской области (рис. 2.10; 2.11). Сейсмическое событие отмечено всеми находящимися поблизости станциями. Обработка инструментальных данных дала следующие результаты: $T_0 = 15^h59^m18.3\pm0.6^s$; координаты 59.356 N ± 5,6 км, 50.962 E ± 4,8 км; большая полуось 14,3 км, малая полуось 6,9 км; ось простирания очага 38°; H = 10,0 км; MS = 3,6. Очаг землетрясения приурочен к зоне сочленения Кировско-Кажимского прогиба и Коми-Пермяцкого свода.

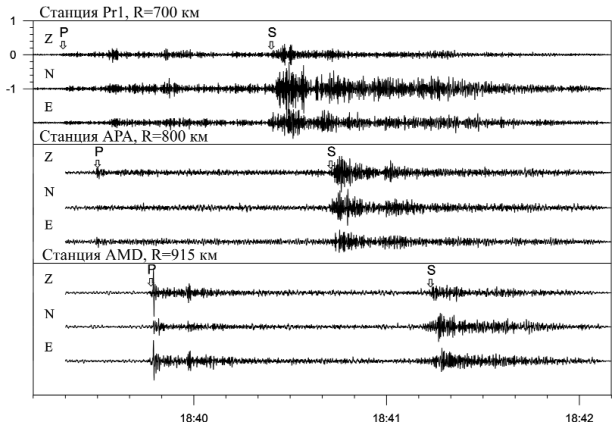


Рис. 2.8. Сейсмограммы Вашкинского землетрясения 25 февраля 2002 г.

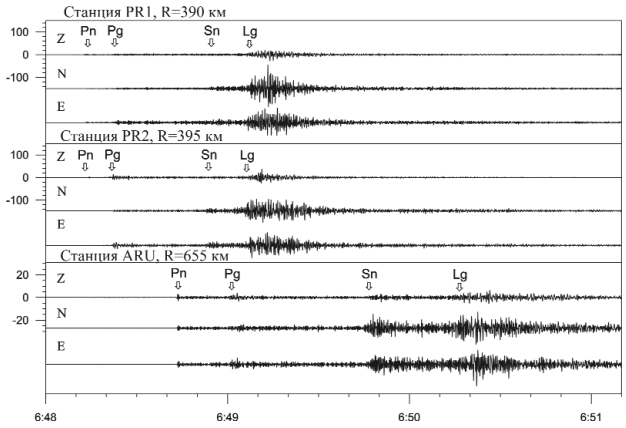


Рис. 2.9. Сейсмограммы Койгородского землетрясения 9 ноября 2002 г.

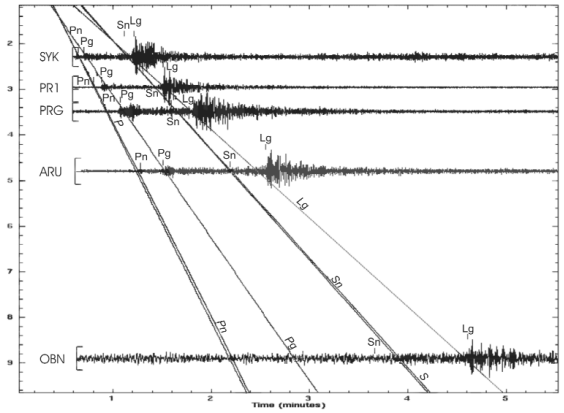


Рис. 2.10. Сейсмограммы землетрясения 18 мая 2004 г., произошедшего на севере Кировской области

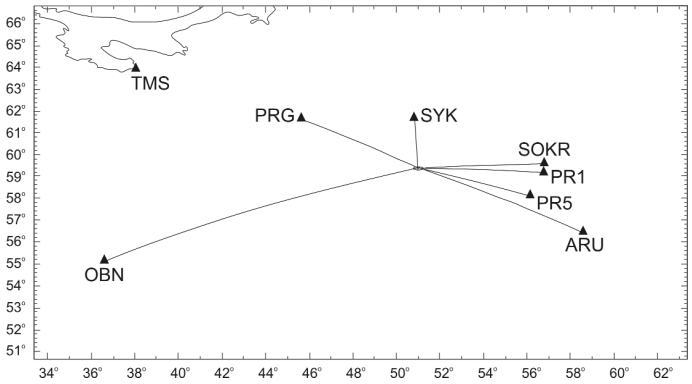


Рис. 2.11. Схема локации Нагорского землетрясения 18 мая 2004 г., произошедшего на севере Кировской области

Землетрясение 28 мая 2004 г. По нашим расчетам, эпицентр землетрясения располагался вблизи с. Додзь Корткеросского района Республики Коми. Результаты обработки инструментальных данных следующие: $T_0 = 19^h59^m27.3\pm0.8^s$; эпицентральное расстояние от г. Сыктывкара составляет 30 км, координаты местоположения очага землетрясения 61°47′ N, 51°23′ E; M = 2,2–2,5. По словам очевидцев, был слышен гул, дребезжание посуды и стекол, отмечалось беспокойство животных и др. Кроме того, в том же районе были зафиксированы три события, отождествляемые нами с землетрясениями: 26 мая 2004 г., время в очаге $T_0 = 11^h02^m18^s$, 30 мая – $T_0 = 02^h08^m05^s$ и 30 июля – $T_0 = 01^h06^m36^s$. Серия «корткеросских» землетрясений относится нами к зоне сочленения Кировско-Кажимского авлакогена и Сысольского свода.

Землетрясение 17 сентября 2004 г. Событие, которое произошло 17 сентября 2004 г., для жителей Республики Коми, особенно Княжпогостского района, явилось не только неожиданным, но даже невероятным. В этот день вблизи пгт. Емва около 23 часов (время московское) было зарегистрировано землетрясение.

Сейсмическое событие отмечено как ближними пермскими и архангельскими, так и более далекими российскими и финскими сейсмическими станциями. Сейсмологическая станция «Сыктывкар» является самой ближней по отношению к эпицентру землетрясения. Обработка волновой картины (рис. 2.12) позволила получить следующие данные: время вступления продольной волны iP $18^h58^m29.1^s$; время вступления поперечной волны eS $18^h58^m42.7^s$; эпицентральное расстояние $\Delta=1.067°$ (115 км); время возникновения очага землетрясения $T_0=18^h58^m08^s$. Следует отметить, что основному толчку предшествовали еще два более слабых с данными (волновые формы по станции SYK): eP $13^h00^m56.014^s$; eS $13^h01^m09.2^s$; $\Delta=1.047°$ (109 км); $T_0=13^h00^m35.2^s$ и eP $13^h26^m55.42^s$; eS $13^h57^m08.727^s$; $\Delta=1.052°$ (112 км); $T_0= 3^h26^m34.6^s$.

При содействии специалистов Геофизической службы (г. Обнинск) и сотрудников Пермского Горного института (г. Пермь), используя данные всех станций, удалось локализовать очаг землетрясения. Его координаты – 62.618 N, 51.253 E и параметры – H = 10 км, M = 3,8 (рис. 2.13).

Эпицентр землетрясения находился около пгт. Емва, п. Ракпас, п. Тракт и др. Близость землетрясения к населенным пунктам, несмотря на его позднее время, оставляла нам надежду на то, что сейсмическое событие не прошло незамеченным. Сотрудниками Института геологии проводился опрос жителей этих поселков. Наиболее сильно землетрясение ощущалось в

Станция SYK, R=115 км

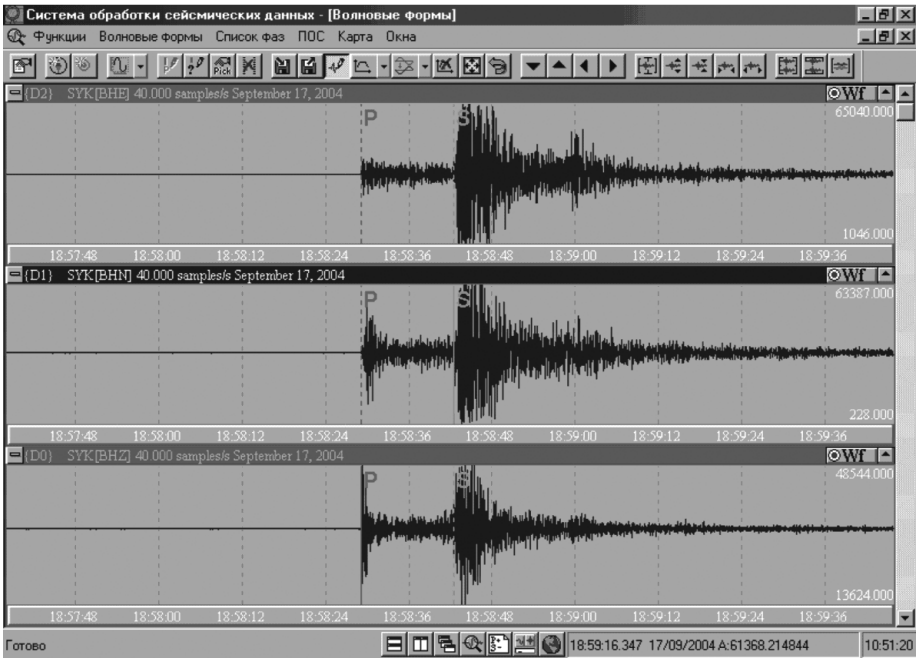


Рис. 2.12. Сейсмограммы Емвинского землетрясения 17 сентября 2004 г.

п. Ракпас Княжпогостского района. Почувствовали толчок все жители (кого опрашивали). По рассказам очевидцев, живущих на втором этаже двухэтажного деревянного дома, задрожала посуда в шкафах, дом сначала качнуло в одну сторону, затем в другую. Стены затрещали, сидящего на полу мужчину подкинуло. Слышен был звук, вроде грома. В квартире на первом этаже женщина сидела в кресле и вдруг поехала вместе с креслом и стенами, очень испугалась. Двери кладовой «сели». Скрипели стекла в рамах. Солдаты, охраняющие заключенных (в поселке расположена колония), прыгали с вышек. Вышки, стоящие на четырех тонких железных опорах, располагаются на высоте 3 м. Основной толчок, по рассказам, был один. Все жители с точностью до минут помнят время. Интересно, что и дневной толчок тоже был достаточно чувствителен и ощущался жителями.

В п. Тракт, расположенном в 10 км на северо-восток от п. Ракпас, землетрясение тоже ощущали, но не так явно. Директор школы разговаривала по телефону с сотрудницей, находящейся в пгт. Ема, и обе одновременно почувствовали, как их качнуло. Макросейсмические исследования показали, что определение эпицентра землетрясения по инструментальным данным является точным. На основе данных опроса и инструментальной обработки, Емвинское землетрясение оценивается нами как 5,5-балльное и тектоническое. 13 октября вблизи очага землетрясения произошел разрыв газопровода. По мнению специалистов, данное событие явилось последствием землетрясения. На первом этапе произошел сдвиг коренных пород, а верхние слои претерпели только пластичные деформации, которые из-за накопленных нагрузок также перешли в разрыв со значительным смещением.

В геологическом отношении очаг землетрясения приурочен к Вычегодскому прогибу, точнее, к пограничной зоне Вычегодского прогиба и Мезенско-Вашкинского мегавала вблизи северного окончания Сысольского свода (рис. 2.14).

Землетрясение 23 мая 2005 г. было зафиксировано в 23 ч 17 мин (время московское) на прилегающей к г. Воркуте территории. Его почувствовали многие

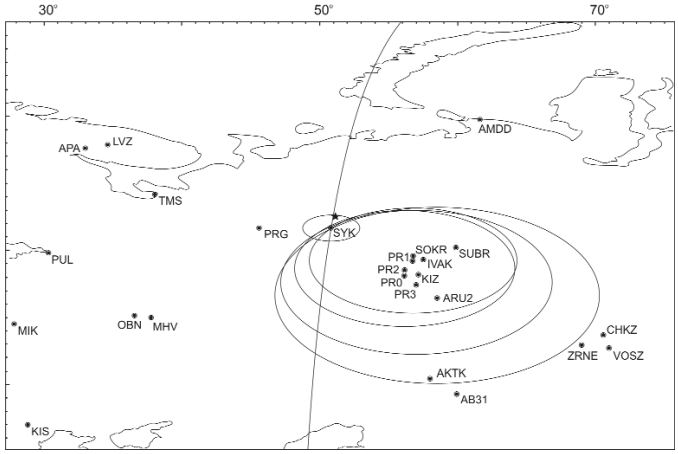


Рис. 2.13. Схема локации Емвинского землетрясения 17 сентября 2004 г. ближними сейсмостанциями

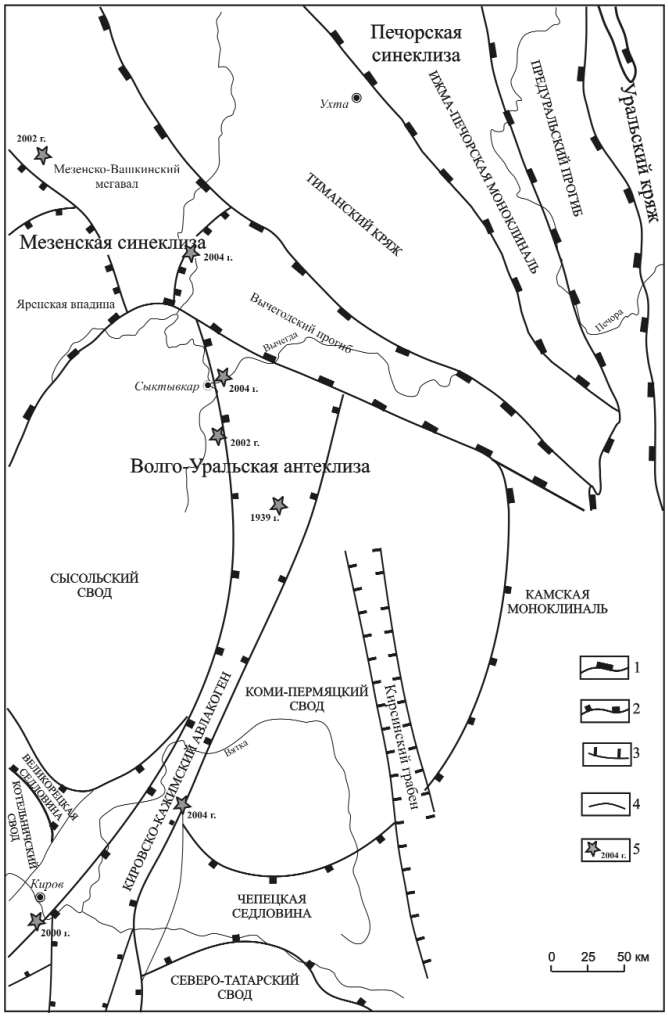


Рис. 2.14. Схема тектонического районирования по поверхности фундамента. Составлено по материалам [Структура.., 1982; Государственная.., 1999]:

1–4 — границы структур: 1 — надпорядковых, 2 — первого порядка, 3 — второго порядка, 4 — прогиба; 5 — местоположение очага землетрясения, год

жители города. В двенадцатом часу вечера в домах г. Воркуты (особенно в деревянных, каркасно-щитовых и панельных) стали замечать звон посуды, раскачивающиеся люстры, дребезжание стекол и двигающиеся журнальные столики. Но первыми его приближение почувствовали крысы — по словам очевидцев, крысиные стаи, вырвавшись из подвалов домов, носились по улицам города.

Сейсмическое событие записано рядом финских, норвежских и российских станций, после обработки записи которых получаются следующие результаты. Очаг землетрясения располагался в 30 км северо-восточнее г. Воркуты. Координаты 67.71 N, 64.49 E. Время в очаге $T_0 = 19^h17^m11^s$. Глубина очага H = 10 км. Магнитуда землетрясения 2,5—3. Сила в эпицентре составляла до 5 баллов, а в г. Воркуте сила толчка составляла уже 4—4,5 балла. Анализ всех данных по шахтам позволяет уверенно говорить, что это не связано с обрушением пород. Землетрясение имеет тектоническую природу.

Анализ расположения очагов землетрясений, произошедших в пределах юга Республики Коми и Кировской области, свидетельствует об их приуроченности к Кировско-Кажимскому авлакогену, точнее, к зонам сопряжения эшелонированных систем разломов, ограничивающих авлакоген либо его отдельные грабенообразные сегменты (рис. 2.14). Приуроченность очагов землетрясения к Кировско-Кажимскому прогибу не вызывает удивления. По историческим данным, в этой зоне произошел ряд землетрясений различной интенсивности (рис. 2.15). Обращает на себя внимание площадная концентрация землетрясений в районе Орловского уезда (Халтуринского района), г. Вятки (Кирова), г. Слободского. В рельефе — это северная половина Средневятской низины, в тектоническом отношении — Южный грабен Кировско-Кажимского авлакогена, зона поперечного разлома, отделяющего Южный грабен от Северного. По-видимому, инверсионный процесс, сместившись с Северо-Кировской зоны, начал захватывать и Южный грабен, который по всем горизонтам осадочного чехла представляет собой отрицательную структуру.

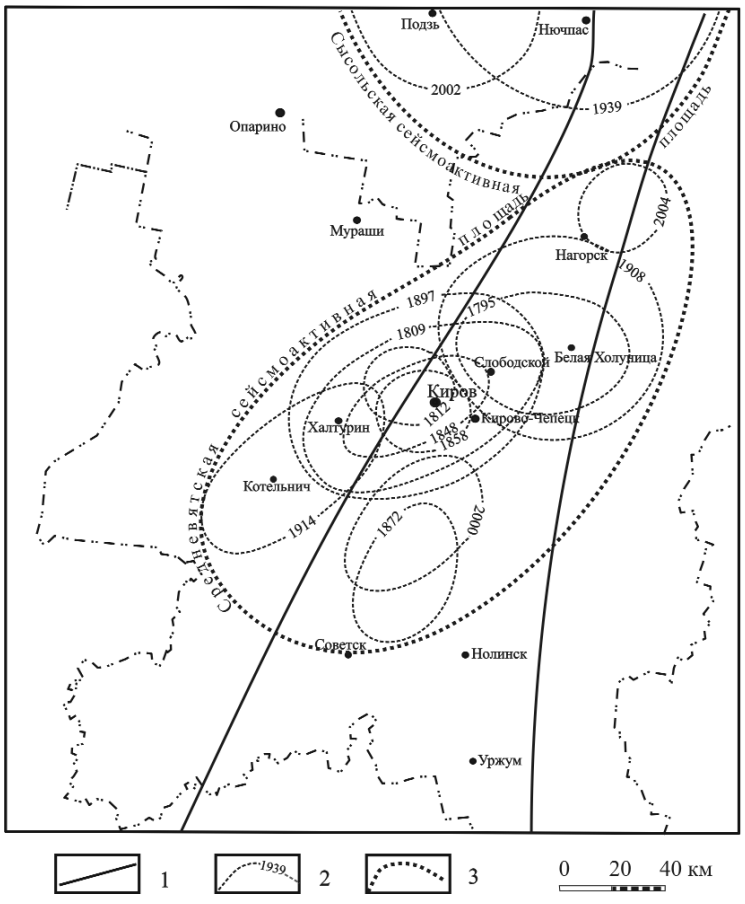


Рис. 2.15. Схема очагов землетрясений Кировско-Кажимского авлакогена, отмеченных по историческим данным. Составлена В. В. Удоратиным по материалам С. К. Княжина, Н. А. Малышева; А. А. Никонова (2000):

1 — границы Кировско-Кажимского авлакогена; 2 — примерные контуры областей, на которых зафиксированы землетрясения и их год; 3 — границы сейсмоактивных площадей

Обобщение сведений о сейсмических явлениях, имевших место в регионе, позволило выделить Средневятскую площадь с повышенной сейсмической активностью. На Средневятской площади (250 на 150 км) отмечено 11 землетрясений. Там, где неотектоническая активность проявилась наиболее ярко, выделены предположительно сейсмоактивные зоны: Боровская с размерами 90 на 15 км, Щургинская в виде субмеридиональной полосы длиной до 120 км при ширине до 40 км.

В неотектоническом плане им, как правило, отвечают участки сочленения структур второго и третьего порядка, испытывающие разнонаправленные новейшие тектонические движения. Наиболее мобильными участками, где вероятны самые частые, но относительно слабые землетрясения, представляются

внутренние девонские грабены Кировско-Кажимского прогиба. Основную часть площади Кировско-Кажимского прогиба следует выделить в качестве подверженной землетрясениям силой до 5—6 баллов, отмечаются области с возможным возникновением землетрясений до 7 баллов. Кроме того, нами выделяются Мезенско-Вашкинская и Припечорская зоны возможных очагов землетрясений.

Землетрясения, зарегистрированные в последние годы, подтверждают построенную ранее схему сейсмологического районирования [Удоратин, 2002] и дополняют ее (рис. 2.16).

Территорию юга Республики Коми следует отнести к специфическим платформенным районам с редкой сейсмичностью, где, однако, возможны землетрясения силой до 7 баллов по международной шкале MSK-64. Дана дифференцированная оценка различных районов по степени сейсмичности. К наиболее опасной сейсмической зоне относится Кировско-Кажимский авлакоген и прилегающие к нему сводовые поднятия. Сейсмичность изучаемой территории обусловлена следующими факторами: неоднородным строением литосферы по глубине и латерали; блоковым строением, определяющим развитие зон аномальных тектонических напряжений, которые обычно концентрируются в зонах сочленения разных блоков земной коры, резко различающихся по строению, физическим и геометрическим параметрам и разделенных глубинными разломами, пронизывающими земную кору. Изучение глубинного строения показало, что на территории проходят сложные процессы перестройки земной коры и литосферы в целом, характерные для зон сочленения древних и молодых платформ.

Полученные данные убедительно свидетельствуют о необходимости расширения сети сейсмических станций на территории европейского северо-востока России. Для проведения более детального сейсморайонирования территории Республики Коми необходимо комплексное изучение глубинного строения земной коры и создание по результатам исследований глубинной основы М 1 : 1 000 000. Это позволит повысить надежность сейсморайонирования территории, произвести оценку сейсмического риска конкретных районов и объектов, опасных в экологическом отношении. Целесообразно провести детальное сейсморайонирование М 1 : 200 000 районов интенсивного освоения в связи со строительством, например, бокситового рудника на Тимане и других важных промышленных узлов.

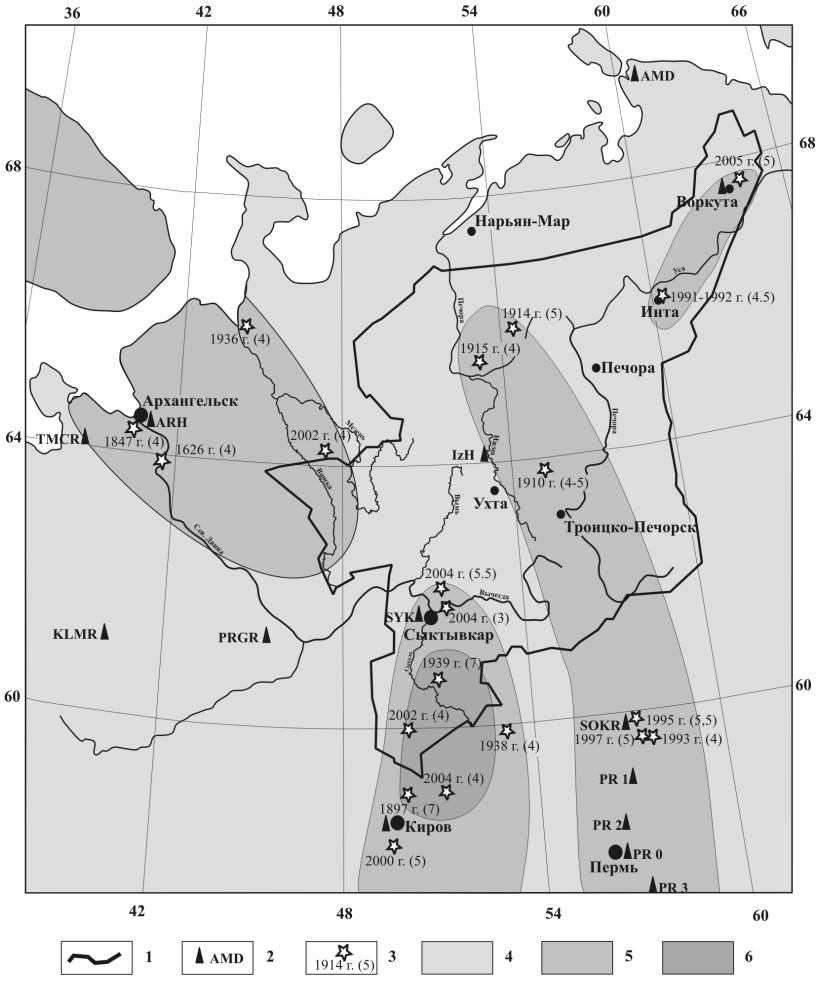


Рис. 2.16. Схема сейсмического районирования Республики Коми и прилегающих территорий (составлена В. В. Удоратиным на основе «Карты общего сейсмического районирования северной Евразии», 1997, отв. ред. В. И. Уломов):

1 — административные границы Республики Коми; 2 — действующие сейсмологические станции, их код (AMD — Амдерма; ARH — Архангельск; TMCR — Тамица; KLMR — Климовская; PRGR — Пермогорье; SYK — Сыктывкар; IZH — Ижма; SOKR — Соликамск; PR0 — Верхнечусовские городки; PR1 —Романово; PR2 — Добрянка; PR3 — Кунгур); 3 — местоположения очагов землетрясений, год, в скобках балльность; 4—6 — зоны сейсмической интенсивности: 4 — <5 баллов, 5 — 6 баллов, 6 — 7 баллов

2.2. АРХАНГЕЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ

Под регионом «Архангельская область» следует понимать территорию, ограниченную координатами угловых точек многоугольника: 60.8° N — 49.3° E, 60.8° N — 38.5° E, 62.6° N — 37.0° E, 63.6° N — 35.9° E, 65.3° N — 35.5° E, 65.8° N — 35.7° E, 65.8° N — 39.0° E, 66.7° N — 42.0° E, 82.0° N — 42.0° E, 82.0° N — 70.0° E, 68.5°N — 70.0°E, 67.0° N — 62.0° E, 67.0° N — 52.0° E, 65.1° N — 49.1° E, 64.8° N — 50.5° E, 60.8° N — 49.3° E (рис. 2.17). По соглашению с Геофизической службой РАН сейсмические события, произошедшие в пределах этого региона, изучаются специалистами Архангельского сейсмологического центра с освещением полученных данных в ежегодном сборнике «Землетрясения Северной Евразии».

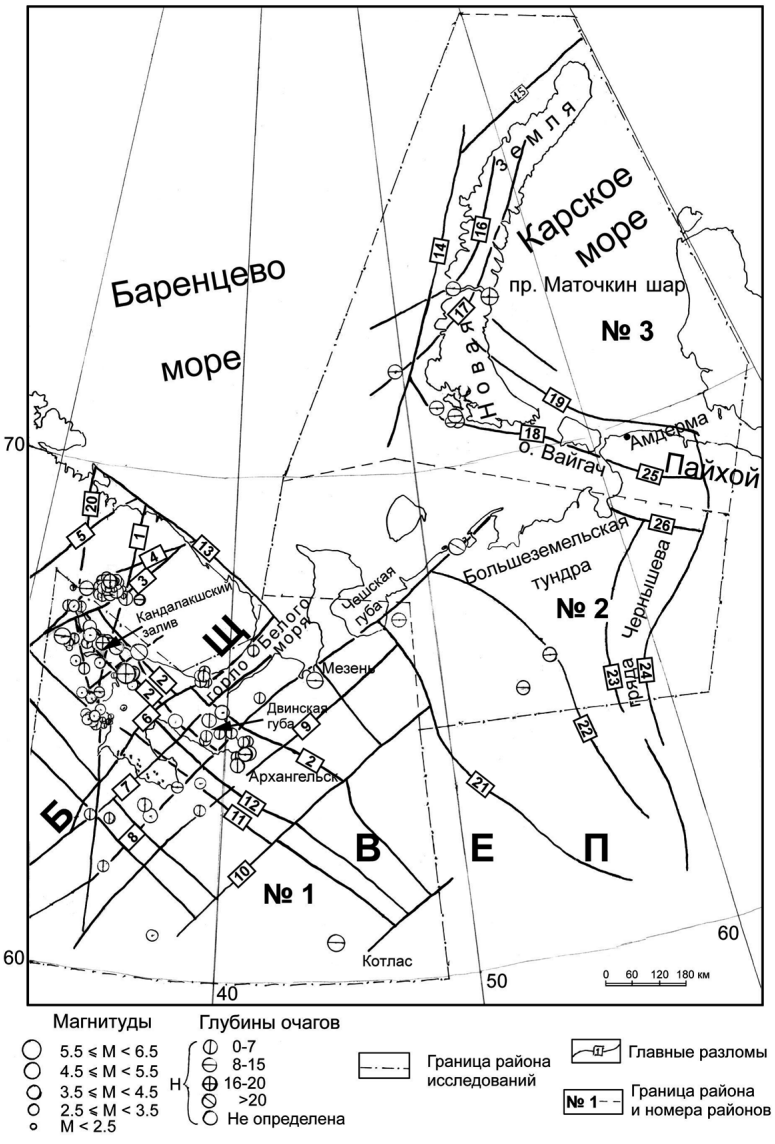


Рис. 2.17. Карта эпицентров землетрясений и главных разломов на территории Архангельской области и сопредельных территориях

Главные разломы: 1 — Выгоро-Гирвасский, 2 — Кандалакшский, 3 — Панаярви-Рындинский, 4 — Нарвско-Лавозерский, 5 — Туломский, 6 — Приморско-Стрельнинский, 7 — Псковско-Горлобеломорский, 8 — Ленинградско-Зимнебережный, 9 — Псковско-Мезенский, 10 — Крестецкий, 11 — Неблагора-Онежский, 12 — Двинской, 13 — Мурманский, 14 — Предновоземельский, 15 — Малый Карский, 16 — Главный Новоземельский, 17 — Русановский, 18 — Вайгачский, 19 — Байдарацкий, 20 — Печенгский, 21 — Западно-Тиманский, 22 — Припечорский, 23 — Западно-Уральский, 24 — Главный Уральский, 25 — Припайхойский, 26 — Вашуткино-Толотинский

Большая часть территории области характеризуется равнинным рельефом с высотами 200—250 м над уровнем моря. На его фоне выделяется несколько холмистых и грядовых возвышенностей: Ветреный пояс, Няндомская возвышенность, Тиманский кряж, Канин Камень, Пай-Хой, полого-холмистые гряды Большеземельской тундры.

Избыточное увлажнение в сочетании с равнинным рельефом, преобладанием слабоводопроницаемых грунтов определяет обилие поверхностных вод. Для Архангельской области характерна густая речная сеть, множество озер и болот. Крупнейшие реки области Печора и Северная Двина по водоносности уступают в европейской части России только Волге [Атлас.., 1976].

Большая часть территории Архангельской области относится к северной части древней Русской платформы. Формирование ее складчатого фундамента завершилось уже в среднем протерозое [Билибина, 1986]. Впоследствии фундамент испытывал неоднократные преобразования, был разбит разломами, образование которых сопровождалось вулканическими излияниями, одни участки были приподняты, другие — опущены. В результате образовалась очень неровная поверхность фундамента. Самая высокая его часть выходит на поверхность в виде Балтийского щита, на остальной площади он перекрыт морскими и континентальными отложениями платформенного чехла, который также подвергался тектоническим

деформациям. В нем выделяются узкие глубокие впадины (авлакогены), более широкие и пологие прогибы (синеклизы), обширные пологие поднятия (антеклизы). Мощность отложений осадочного чехла составляет в Мезенской синеклизе 4,5—5 км [Билибина, 1986], а, по устному сообщению В. Н. Широкова, по данным сейсморазведки достигает даже 10 км в долине р. Кулой. В Уральском предгорном прогибе на востоке Русской платформы мощность осадков увеличивается до 7—10 км [Добрынина, 1992].

По геолого-геофизическим данным [Малышев, 1986; Добрынина, 1992] докембрийский фундамент Русской платформы и ее покров принадлежат к двум крупным геоблокам — Карело-Кольскому и Белорусско-Балтийскому северо-западного простирания, оформившимся еще в позднем архее. Геоблоки разделены глубокопроникающими межблоковыми швами, в верхней части которых образуются прогибы различного генезиса, в частности, Кандалакшский грабен. Их пересекают почти под прямым углом более молодые по отношению к геоблокам наложенные активизированные структуры или разломно-блоковые зоны: Балтийско-Мезенская протяженностью свыше 1200 км и Хибинская — свыше 900 км. К первой из них относятся разломы 6, 7, 8, 9, 10, ко второй — разломы 3, 4, 5 [Юдахин, Французова, 2001б] (рис. 2.17).

Там, где Хибинская и Балтийско-Мезенская зоны пересекаются с разрывными нарушениями иных направлений, образуется наиболее высокая раздробленность земной коры и повышенная сейсмичность. Сейсмичность рассматриваемой территории относится к категории внутриплитной, очаги землетрясений располагаются в пределах земной коры. Наиболее высокой сейсмичностью выделяется Балтийский щит. Главными факторами, определяющими сейсмичность щита, являются сильное горизонтальное сжатие со стороны Северо-Атлантической зоны спрединга, приводящее к ремобилизации древнего структурного плана, и наличие астеносферной линзы в верхах мантии — низах коры [Юдахин, 2002]. Юго-западная часть щита входит в пределы территории, описываемой в данной статье.

По интенсивности проявления сейсмичности изучаемый регион может быть условно разделен на четыре района: Беломорско-Двинской (№ 1), Тимано-Печорский (№ 2), Новоземельско-Пайхойский (№ 3), архипелаг Земля Франца-Иосифа (№ 4) (рис. 2.17).

2.2.1. Сведения об исторической сейсмичности

В отечественных и зарубежных каталогах описание сейсмичности северных регионов России и Фенноскандии начинается с 1542 года. Согласно данным упомянутых каталогов и отдельных исследований [Ананьин, 1987; Никонов, 1992, 2000], начиная с этого периода и до настоящего времени на территории Архангельской области отмечено сравнительно мало сейсмических событий, прежде всего из-за отсутствия развитых наблюдательных сетей, в результате чего долгое время описываемую территорию считали асейсмичной.

Исследования последних десятилетий выявили геодинамическую нестабильность напряженно-деформированной литосферы северной части ВЕП и связанное с этим проявление слабоактивной сейсмичности, подробная характеристика которой дана в работе [Юдахин, Французова, 2001а]. Карта разломной тектоники континентальной части региона с эпицентрами ощутимых землетрясений представлена на рис. 2.17. Сведения о наиболее значимых землетрясениях на территории региона и сопредельных с ним территориях за период 1542—1997 гг. даны в табл. 2.8.

Следует отметить, что пространственно-временное распределение землетрясений в регионе неравномерно, наиболее сейсмоактивен Беломорско-Двинской район, в котором сосредоточены наиболее значительные по энергии сейсмические события, особенно в бортах Кандалакшского грабена и в поперечной к нему Балтийско-Мезенской трансблоковой зоне.

К зоне Кандалакшского грабена, к его северному и южному бортам, приурочено более десятка ощутимых землетрясений, наиболее значительные из которых: 31.05.1627 (02:00) с $I_o = 8 \pm 0{,}5$ балла и макросейсмической магнитудой $M_м = 6{,}5 \pm 0{,}5$, 30.06.1911 (07:10) с $I_o = 5{,}0 \pm 0{,}5$ балла и $M_м = 4{,}5 \pm 0{,}3$, 20.05.1967 (23:18) с $I_o = 5—6$ баллов, $M_{LH} = 3{,}9 \pm 0{,}5$.

В г. Архангельске и в непосредственной близости от него в акваториях Двинской губы и горле Белого моря зафиксированы ощутимые землетрясения: 16.08.1847 г. (06:00) с $I_o = 4 \pm 1$ балл, $M_M = 3 \pm 0{,}5$; 4.03.1935 г. с $M_{LH} = 3{,}5$; 10.05.1970 г. (04:08) с $M_{LH} = 3{,}8$; 07.08.1975 г. (07:40) с $M_{LH} = 3{,}7$.

Таблица 2.8. Список ощутимых ($I_o \geq 4$, $M \geq 3{,}5$) землетрясений Кандалакшской и Балтийско-Мезенской зон за период 1542–1997 гг.

№ п/п	Время: год	Время: число, месяц	t_0, ч-мин-с	φ°, N	λ°, E	h, км	M_M, M_{LH}, M_L	I_0, балл	Источник сведений
1	1542	13.08	10-00 ± 1 ч	66.40 ± 0.2	34.0 ± 0.2	15 (0–25)	5.0 ± 0.7	6.5 ± 0.5	Никонов, 2000, 2001
2	1627	31.05	02-00 ± 1 ч	65.50 ± 0.5	37.5 ± 1.0	25 (15–40)	6.5 ± 0.5	8 ± 0.5	Никонов, 2000, 2001
3	1829	31.08	23-30-00	61.0	44.5	10 ± 10	4.5 ± 0.7	6 ± 1	Specialized catalogue.., 1996
4	1847	16.08	06-00 ± 2 ч	64.5 ± 0.5	40.3 ± 1.0	7 (3–12)	3.0 ± 0.5	4 ± 1	Никонов, 2000, 2001
5	1873	05.06		66.5	34.5 ± 1.0	25 ± 25	4.0 ± 1.0	4 ± 1	Specialized catalogue.., 1996
6	1911	30.06	07-10-20 ± 20 с	65.8 ± 0.2	35.30 ± 0.2	18 (10–25)	4.5 ± 0.3	5.0 ± 0.5	Никонов, 1992
7	1914	20.04	16-00 ± 6 ч	65.5 ± 1.0	53.5 ± 1.0	15 + 15	3.5 ± 1.0	4 ± 1	Specialized catalogue.., 1996
8	1915	.06		66.0	55.0 ± 0.5	10 ± 10	3.5 ± 1.0	5 ± 1	„
9	1933	11.02	20-50 ± 1 ч	62.00 ± 0.5	43.00 ± 1.0	10 (5–18)	3.3 ± 0.5	4.0 ± 0.5	Никонов, 2000, 2001
10	1935	04.03		64.60	40.8 ± 0.5	2	3.5		Specialized catalogue.., 1996
11	1936	23.01	06-00 ± 1 ч	66.2 ± 0.5	43.3 ± 0.5	7 (3–12)	3.5 ± 0.5	4.5 ± 0.5	Никонов, 2000, 2001
12	1937	15.05±5дн	00-00 ± 3 ч	66.10 ± 1.0	37.9 ± 1.0	5 (3–8)	2.5 ± 1	4.0 ± 1	Никонов, 1992, 2001
13	1955	08.08	17-20-59	67.7 ± 0.5	33.6 ± 1.0	20 ± 20	4.0 ± 1.0	5 ± 1	Specialized catalogue.., 1996
14	1962	04.07	18-55-43.7	66.6	31.9	15 ± 15	4.5 ± 0.7	4–5	„
15	1967	20.05	23-18-12.6	66.6 ± 0.2	33.7	17 ± 17	3.9 ± 0.5	5–6	„
16	1970	10.05	04-08-23.6	65.4	39.7 ± 1.0		3.8		„
17	1971	15.09	09-15-13.3 ± 1.0	67.1	48.3 ± 4.0	10 ± 10	3.9 ± 0.5	5 ± 1	Аветисов, компьют. вариант
18	1975	07.08	07-40-14.8	65.1	37.6 ± 0.5		3.7		Панасенко, 1977
19	1982	29.08	05-33-34.4	67.7	33.7 ± 0.2	5	3.7	5	Ассиновская, 2004
20	1986	01.08	13-56-37.1	73.2	56.3	20	3.7		Ассиновская, 1994
21	1987	24.10	14-30-12.9	63.51	36.81	7	4.0		Акселевич, Оболенская, 1990
22	1988	07.05	14-19-22.6	67.3	34.0	15	3.9		Аветисов, компьют. вариант
23	1990	17.08	15-58-35.0	64.3	40.47	0	3.7		Акселевич, 1996
24	1995	14.11	15-25-14.1	68.4	51.6	33	3.9		Bulletin ISC, 1997
25	1996	10.06	17-16-45.7 ± 0.93	60.0 ± 0.1	43.6 ± 0.17	33	4.0		Bulletin ISC, 1998–1999
26	1997	14.08	08-32-13 ± 1.1	60.9 ± 0.16	46.6 ± 0.22	33	3.5(m_b)		Bulletin ISC, 1999–2000
27	1997	16.08	02-10-59.2 ± 0.93	72.6 ± 0.11	56.9 ± 0.29	10	3.8(HEL)LL)		„

В Балтийско-Мезенской зоне зарегистрированы ощутимые землетрясения, происшедшие: вблизи г. Мезени 23.01.1936 г. (Io = 4,5 ± 0,5 балла, M = 3,5 ± 0,5); юго-западнее г. Онеги 24.10.1987 г. (14:30) с M = 4,0; на берегу Чешской губы 15.09.1971 г. (09:15) с Io = 5 ± 1 балл, M = 3,9; юго-западнее г. Котласа 31.08.1829 г. (23:30) с Io = 6 ± 1 балл, M_M = 4,5 ± 0,7.

В Тимано-Печорском районе (№ 2) до 1995 г. выявлено три землетрясения: в бассейне р. Печоры на территории Республики Коми; описаны по макросейсмическим данным [Ананьин, 1987] землетрясения, происшедшие 20.04.1914 г. (16:00) с Io = 4 ± 1 балл, M_M = 3,5 ± 1,0 и в июне 1915 г. с Io = 5 ± 1 балл, M_M = 3,5 ± 1,0 [Specialized catalogue.., 1996].

Землетрясение 14.11.1995 г. (15:25) с M_L = 4,8, h = 33 км северо-западнее г. Нарьян-Мар зарегистрировано службой ISC [Bulletin.., 1997]. Ошибки в определении параметров для этого землетрясения в каталоге не указываются, но согласно [Ассиновская, 1994] точность определения широты и долготы эпицентра для землетрясений с M < 5,0 в этом районе составляет в среднем 25 и 50 км.

Несмотря на столь незначительное число сейсмических событий, обнаруженных на территории Тимано-Печорского района, его можно отнести к сейсмически активному. Об этом свидетельствует хотя бы тот факт, что в период функционирования сейсмической станции Амдерма с 1983 по 1986 г. в ее бюллетенях было зарегистрировано более 130 сейсмических событий с M = 3,0–4,0 в пределах эпицентральных расстояний 200–700 км. Отмеченные в бюллетенях землетрясения происходили в зоне гряды Чернышева, находящейся восточнее Тимано-Печорской провинции [Ассиновская, 1994]. Однако по данным только одной станции Амдерма определить параметры гипоцентров этих землетрясений с приемлемой точностью невозможно.

В Новоземельско-Пайхойском (№ 3) районе сейсмичность невысока: она отмечена только в южной оконечности архипелага Новая Земля и в районе пролива Маточкин Шар. Проявление сейсмичности здесь связывается с узлами пересечения разломов запад северо-западного и север северо-восточного направлений. Наиболее значительным из событий, происшедших в районе пролива Маточкин Шар, является землетрясение 1 августа 1986 г. (13:56) с M = 3,7,

зарегистрированное мировой сетью, со средней глубиной очага 20 км [Ассиновская, 1994]. Для этого землетрясения получено решение механизма очага, свидетельствующее о взбросовой подвижке по субмеридиональной плоскости разрыва, наклоненной к горизонту под углом 42° [Ассиновская, 1986].

Анализ сейсмичности территории показал, что, несмотря на слабую современную активность, здесь в историческом прошлом возникали очень сильные землетрясения. Данные С. Б. Николаевой [1993] и Lagerback [1990], изучавших палеосейсмодислокации на Кольском полуострове и в Фенноскандии, указывают на наличие признаков проявления древних землетрясений интенсивностью до 10 баллов.

В соответствии с действующей картой общего сейсмического районирования ОСР-97 [Сейсмическое районирование.., 1980] на наиболее густо заселенной территории Архангельского промышленного узла за 50-летний период с вероятностью 10% интенсивность землетрясения может превысить 6 баллов при среднем периоде повторяемости 500 лет.

Относительно малое количество каких-либо сведений о землетрясениях региона прежде всего объясняется необеспеченностью северных территорий России сейсмическими наблюдательными сетями.

2.2.2. Сейсмическая сеть

На существующих картах сейсмического районирования большая часть территории РФ отнесена к районам слабосейсмичным и асейсмичным. До недавнего времени среди специалистов бытовало мнение, что платформы являются стабильными в сейсмическом отношении участками литосферы в отличие от обрамляющих их активных горно-складчатых поясов. Всех успокаивало то обстоятельство, что значительные площади на территории России заняты обширными Восточно-Европейской (включающей Балтийский щит) и Западно-Сибирской платформами.

Именно в пределах платформ располагаются объекты особой важности и потенциально высокого экологического риска — атомные электростанции, хранилища радиоактивных и химических отходов (первые рассчитаны на срок функционирования в несколько десятков тысяч лет), трассы нефте- и газопроводов, протянувшиеся на тысячи километров, крупнейшие горнопромышленные предприятия, космодромы, гидроэлектростанции и т. д.

В последние годы после развертывания сейсмологических наблюдений и проведения детальных работ установлено, что на «стабильных» платформах выявляются участки с достаточно заметной сейсмической активностью. О сильных сейсмических проявлениях на платформах было известно давно. Однако достаточно крупные землетрясения здесь происходят значительно реже, чем в активных областях. Этим и объяснялся слабый интерес сейсмологов к изучению платформенных территорий. Тем не менее в пределах Восточно-Европейской платформы отмечались сильные подземные толчки: восьмибалльное землетрясение 31 мая 1627 г. в Кандалакшском заливе Белого моря, семибалльные — 13 января 1939 г. в Сысольском районе Республики Коми и 25 октября 1976 г. Осмуссаарское в Эстонии, не говоря уже об упомянутых выше исторических землетрясениях на Кольском полуострове. Количество шестибалльных толчков исчисляется десятками, пятибалльных — сотнями. О том, что платформа «живет» и в ее пределах продолжаются интенсивные геодинамические процессы, свидетельствуют недавние Калининградские землетрясения 21 сентября 2004 г. силой до 6,0—6,5 балла.

Полученные нами результаты, подтвержденные и другими исследователями [Базавлук, Юдахин, 1993; Касьянова, 1998; Юдахин, Французова, 2001а; Yudakhin, Bazavluk, 1997], показывают, что в земной коре постоянно присутствуют деформационные волны, распространяющиеся в горизонтальном направлении со скоростями 60—150 км/год. Проходя по какой-либо территории, деформационная волна меняет физическое состояние среды, поочередно вызывая ее растрескивание и консолидацию, т. е. расширение и сжатие. Наряду с подземными толчками деформационные волны представляют большую опасность для объектов высокого экологического риска.

Отмечено [Тимашев, Ерыгина, 1999], что каждый год в стране на нефтепромысловых системах и сооружениях, магистральных и внутрипромысловых трубопроводах происходит несколько десятков тысяч аварий. Протяженные трассы нефте- и газопроводов на Европейском Севере России проходят и проектируются в ландшафтах с неблагоприятными грунтовыми условиями (болота, вечномерзлые породы, закарстованные площади и т. д.). За счет действия

различных факторов (всплывание на болотах и водоемах, погружение в результате протаивания или карстообразования, давления на оползневых участках и т. п.) трубопроводы находятся в напряженном состоянии. Если к этому добавится воздействие подошедшей деформационной волны, может произойти разрыв трубопровода, что повлечет за собой серьезные экологические последствия.

Помимо этого, волны напряжений могут очень сильно влиять на геологическую среду и флюидодинамическую систему нефтяных месторождений, изменяя прочностные свойства пород и пластовые давления в нефтегазовых залежах, а также дебит скважин. По данным Н. А. Касьяновой [1998], на тех скважинах, которые оказались в зоне аномального геодинамического влияния, наблюдались изменения пластовых давлений и дебита скважин до 40%, а в пределах сейсмоактивных зон — даже до 100% (непосредственно перед землетрясением). По этим же данным, на месторождениях Восточного Предкавказья и Западной Сибири отмечен высокий процент совпадения случаев аварий на скважинах (более 50%) и порывов трубопроводных систем (75—94%) с аномальными проявлениями современных геодинамических процессов. Характерно, что аварии на некоторых трубопроводах происходят с четкой периодичностью (2—3 года, 5—6, 10—15, 22—25 лет). Это служит еще одним подтверждением существования деформационных волн в земной коре.

Геодинамический фактор ускоряет и усиливает другие процессы, способствующие возникновению аварий (электрохимическая коррозия, коррозионное растрескивание под напряжением, микробиологическая коррозия).

В нефтедобывающих районах к естественной сейсмичности может добавиться и индуцированная локальная сейсмогеодинамическая активизация, провоцирующая сильные землетрясения. Индуцированная активизация геодинамических процессов обусловлена антропогенными нагрузками. В частности, увеличились техногенные воздействия на геологическую среду, связанные с добычей нефти и газа. Заметим, что в условиях геодинамической нестабильности воздействия на геологическую среду антропогенных и техногенных факторов способны вызвать деформацию верхних частей земной коры и усиление наведенной сейсмичности даже на традиционно считавшихся асейсмичными территориях. Так, в Республике Татарстан, по данным К. М. Мирзоева с коллегами [1999] и В. И. Осипова [2001], за последние 15 лет в юго-восточных и восточных районах инструментально зарегистрировано несколько сотен землетрясений, включая 5—6-балльные. Кроме того, в той же республике техногенные воздействия, связанные с добычей нефти, привели к заметному подъему, а затем опусканию земной поверхности в районе Альметьевска и повышению сейсмической активности в районе Ромашкинского месторождения. Аналогично значительные откачки газа в районе Газли (Узбекистан) способствовали возникновению катастрофических землетрясений 8 апреля и 17 мая 1976 г. (I_0 = 8—9 баллов, M = 7,0—7,3) и большой серии афтершоков (Сейсмическое районирование.., 1980).

В Ненецком автономном округе Архангельской области, обладающем богатейшими запасами нефти и газа, промышленная добыча этого сырья, темпы которой стремительно нарастают из года в год, началась сравнительно недавно. Совершенно не исключено, что в ближайшем будущем здесь можно ожидать интенсивных проявлений наведенной сейсмичности.

Техническое состояние скважин и трубопроводов находится в прямой зависимости от степени современной нестабильности и деформированного состояния геологической среды. Протяженные трассы нефтепроводов, нефтехранилища с большой емкостью, морские терминальные сооружения, построенные на очень слабых в инженерно-геологическом отношении грунтах, представляют собой объекты повышенной сейсмической опасности. Даже слабые толчки могут привести к критическим последствиям.

Из изложенного вытекает настоятельная необходимость знания пространственно-временных особенностей развития геодинамических процессов на региональном и локальном уровнях. С этой целью надо создавать сеть геофизического мониторинга, в первую очередь, сейсмического. Для его обеспечения необходимо организовать представительную сеть сейсмических станций.

Эта сеть, помимо регистрации землетрясений и геодинамического мониторинга, позволит решать и многие другие научные и практические задачи — изучать строение земной коры и ее напряженно-деформированное состояние, наведенную или вызванную человеческой деятельностью сейсмичность, фиксировать промышленные взрывы на карьерах и при проведении строительных работ, а также происшедшие в результате аварий, ядерные взрывы и

другие источники упругих колебаний. Уместно отметить, что первыми о взрывах на подводной лодке «Курск» в Баренцевом море сообщили сейсмические станции Норвегии, отметившие точное время взрывов, их характер и мощность.

Как следует из рис. 2.18, где показано распределение сейсмических станций всех стран мира по территории земного шара, в северной части России практически нет станций, а на островах ее северных морей они и вовсе отсутствуют. Имеющиеся ранее на Севере немногочисленные пункты сейсмических наблюдений во времена экономического кризиса 90-х годов прошлого века были ликвидированы и в дальнейшем не восстановлены.

В то же время Север России обладает 80% всех природных ресурсов (нефть, газ, алмазы, золото, платина, минеральные удобрения, лес, пушнина, рыба) и обеспечивает 60–70% всех валютных поступлений страны. Именно здесь располагаются особо опасные в экологическом отношении крупные объекты. Через Север проходит единственная национальная магистраль России – Северный морской путь, роль которого особенно возрастает после потери страной большинства портов на Балтике, Черном и Каспийском морях. Север играет громадную геополитическую и военно-стратегическую роль, которая постоянно возрастает в связи с глобальными изменениями в структуре мировой экономической мощи. Для сравнения отметим, что за рубежом достаточно представительные сети сейсмических станций существуют даже в самых труднодоступных полярных районах – в северной Канаде, на Аляске, Шпицбергене и даже в Антарктиде (рис. 2.18), не говоря уже о густых сетях в Исландии и Фенноскандии.

Создание сети сейсмических станций на Севере России, направленное на решение важнейших научных и народнохозяйственных задач, имеет и другой аспект – обозначить присутствие государства на слабозаселенных арктических и субарктических территориях. В Архангельской области, расположенной на Европейском Севере России, организация сети сейсмических станций началась в 2003–2004 гг., когда были установлены станции «Архангельск» (ARH), «Пермогорье» (PRG), «Тамица» (TMC), «Климовская» (KLM) (рис. 2.19). Первые четыре станции укомплектованы короткопериодной аппаратурой, а станция «Климовская» – дополнительно еще и комплектом широкополосной цифровой аппаратуры типа SDAS, разработанной НПП «Геотех+» совместно с ГС РАН и предназначенной для проведения региональных и телесейсмических наблюдений в стационарных условиях. Комплект оборудования стационарной цифровой сейсмической станции состоит из следующих блоков и систем:

- блока сбора и выделения сейсмического сигнала (DASS);
- системы точного времени (GPS);
- системы архивации и обработки на базе персонального компьютера;
- комплекта сейсмометров СМЗ-ОС и СМЗ-КВ;
- системы резервного питания.

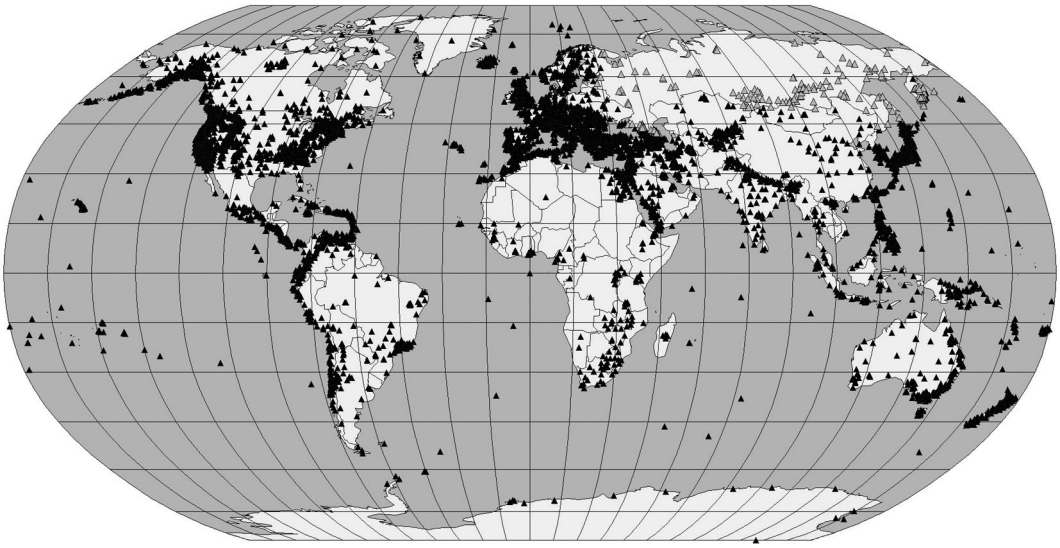


Рис. 2.18. Распределение сейсмических станций по земному шару:

▲ – сейсмические станции зарубежных стран; ▲ – сейсмические станции России

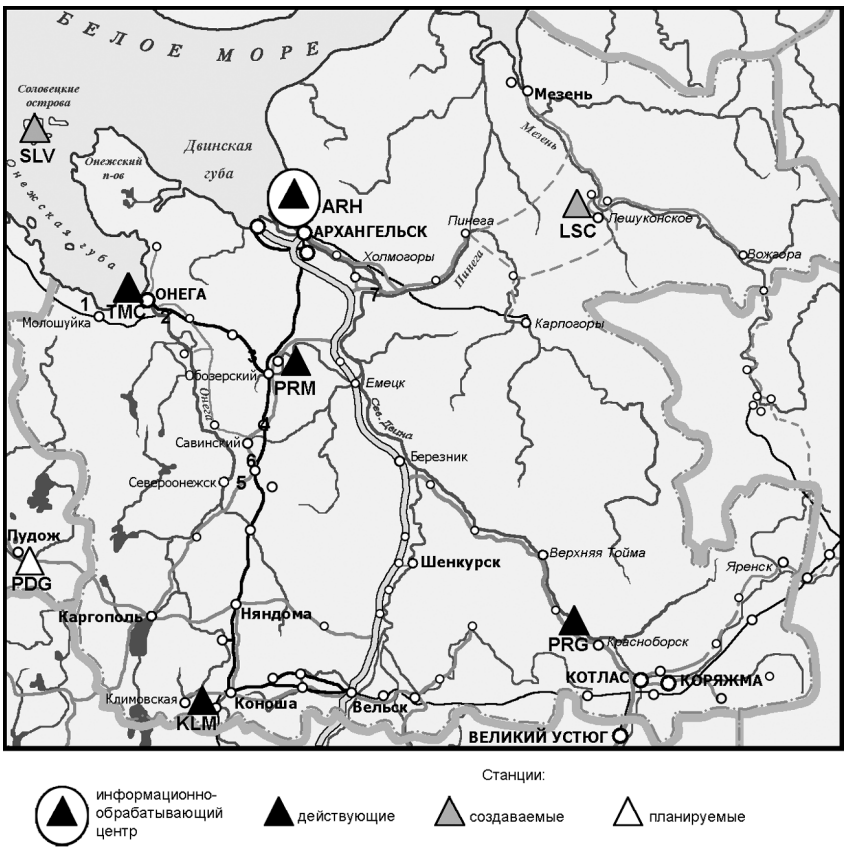


Рис. 2.19. Размещение сейсмических станций на территории Архангельской области

Регистрирующее оборудование SDAS v3.0 выполнено на базе дешевого стандартного процессорного комплекта класса PC, размещенного в пылевлагонепроницаемом корпусе. Оборудование обеспечивает регистрацию сейсмических сигналов в диапазоне 0—30 Гц с динамическим диапазоном не менее 90 дБ. Станция может работать как в автономном режиме, так и с обрабатывающим комплексом. Также возможен удаленный доступ к данным и управление режимами станции по различным коммуникационным каналам (Dial-Up, радиоканал, Ethernet) и через Интернет. Обработка зарегистрированных сейсмических событий ведется на базе пакета WSG. Имеются конверторы для перевода данных в другие форматы [Юдахин и др., 2004а].

Два комплекта сейсмодатчиков СМ3-КВ и СМ3-ОС, установленных в бункере, их частотные характеристики и внешний вид короткопериодной станции показаны на рис. 2.20 (а—в), внешний вид одного из зданий Геобиосферного стационара (ГБС) «Ротковец», внутри которого находится помещение станции, — на рис. 2.20, г.

В настоящее время проводятся работы по расширению сети станциями «Пермилово» (PRM), «Соловки» (SLN), «Лешуконское» (LSC) и «Пудож» (PDG). Вновь создаваемые станции «Пермилово», «Соловки», «Лешуконское» и «Пудож» оснащаются комплектами короткопериодных и широкополосных цифровых станций разработки фирмы «Geosig-LTD». Параметры аппаратуры сейсмической станции GSR-24 даны в табл. 2.9. Комплект этой аппаратуры и амплитудно-частотные характеристики (АЧХ) датчиков CMG-40T-1 и CMG-3ESP (г) показан на рис. 2.21.

Цифровая сейсмическая станция состоит из регистратора GSR-24 (производства GeoSIG Ltd) короткопериодного и широкополосного CMG-40T-1 и CMG-3ESP (производства Guralp Systems Limited, Англия) датчиков. Общая схема станции представлена на рис. 2.22. В отличие от используемой стационарной цифровой аппаратуры типа SDAS разработки НПП «Геотех+», управление работой рассматриваемой сейсмической станции производится только с компьютера. Регистратор GSR-24 подключается к компьютеру с помощью соединительного кабеля RS-232. Управление работой производится с помощью программного обеспечения GeoDAS (GeoSIG Data Acquisition System). Данные, записанные станцией, сохраняются на флэш-памяти и/или на жестком диске компьютера, которые в свою очередь с флэш-памяти могут быть переписаны на компьютер либо через соединительный кабель, либо через флэш-дисковод или модем. Форматирование

Таблица 2.9. Параметры аппаратуры сейсмической станции GSR-24

Тип аппаратуры	Перечень каналов	Частотный диапазон датчиков, Гц	Частота опроса, с	V m/c/каунт	a m/c^2/каунт
GSR-24 CMG-40T-1	SH(Z) SH(N) SH(E)	1—100	50, 100, 200	2*1604 2*1592 2*1602	21.4 21.4 21.8

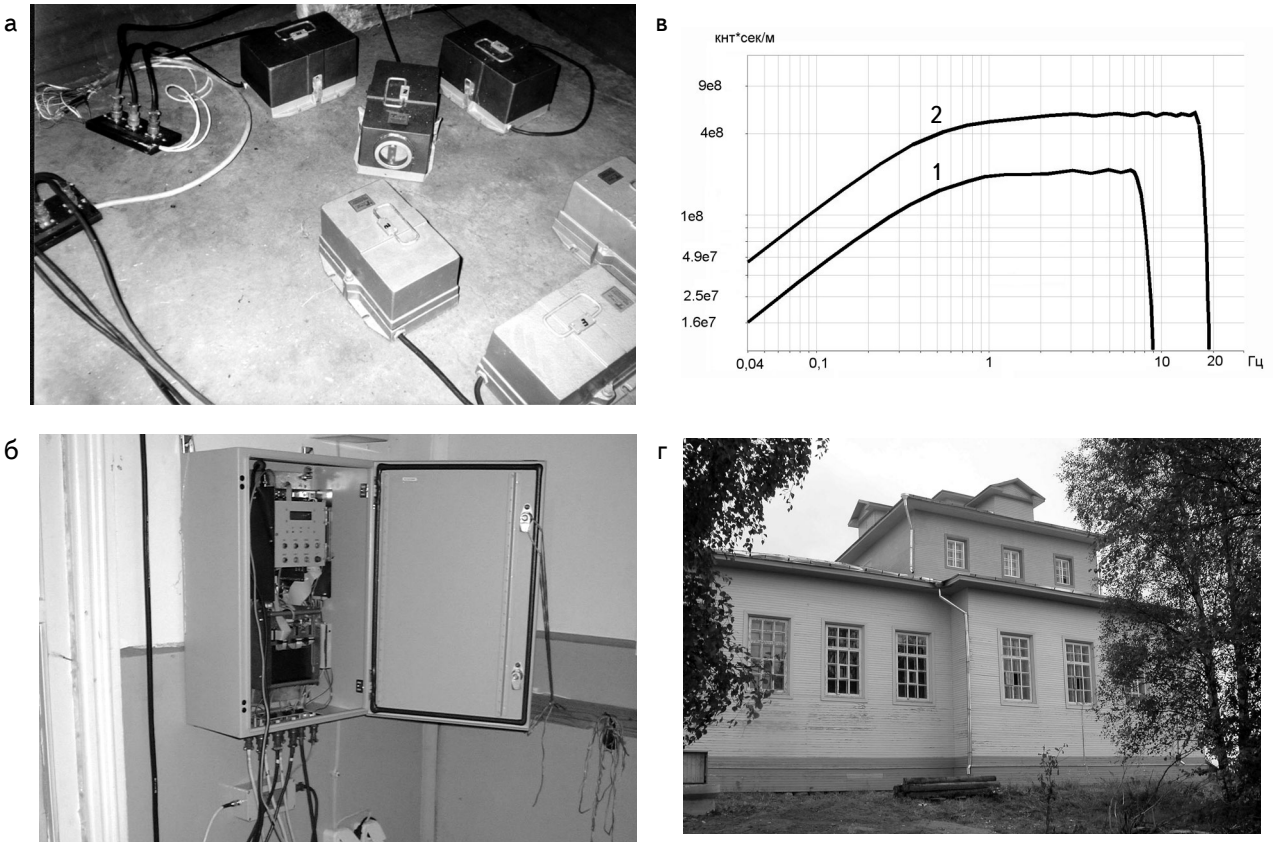


Рис. 2.20. Размещение двух комплектов короткопериодной и широкополосной сейсмической аппаратуры в бункере сейсмической станции (с/с) «Климовская» (а); вид регистратора типа SDAS (б); амплитудно-частотная характеристика (АЧХ) сейсмических станций Архангельской сети: 1 — ARH, 2 — PRG, TMC, KLM (в); внешний вид ГБС «Ротковец», где располагается с/с «Климовская» (г)

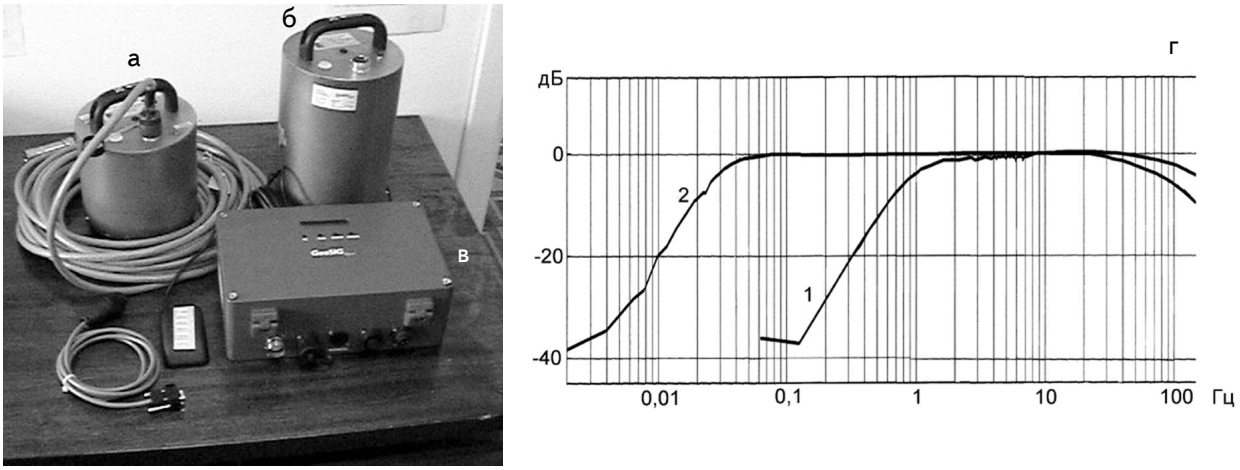


Рис. 2.21. Комплект аппаратуры GSR-24 разработки фирмы «Geosig-LTD»:

а — контейнер с тремя короткопериодными (EW, NS, Z) датчиками CMG-40T-1; б — контейнер с тремя широкополосными (EW, NS, Z) датчиками «CMG-3ESP»; в — регистратор; г — вид амплитудно-частотных характеристик (АЧХ) датчиков станции: 1 — CMG-40T-1; 2 — CMG-3ESP

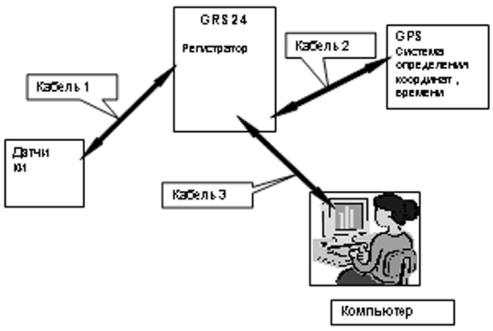


Рис. 2.22. Схема сейсмической станции GSR-24

флэш-памяти возможно производить только с помощью регистратора. Обработка информации предусматривается с помощью программных комплексов GeoDAS и SEISAN. Схема соединений блоков сейсмической станции представлена на рис. 2.22. Для удобства работы интерпретаторов формирование данных в форматы, используемые в пакете WSG, осуществляется с помощью специально разработанного конвертора.

Сейсмические станции типа SDAS включены в Федеральную сеть службы ГС РАН.

Глубинное строение территории Архангельской области изучено далеко не достаточно. Здесь имеется три пересечения методом ГСЗ, нацеленных на решение глобальных задач. Достаточно хорошо сейсморазведкой МОВ и МОГТ обследована только площадь юго-восточного Беломорья, где расположены крупные месторождения алмазов. В целом же по территории Архангельской области представления о строении земной коры весьма схематичны и не дают однозначного ответа, существуют ли закономерные связи размещения месторождений полезных ископаемых с особенностями глубинной структуры литосферы.

Создание сети сейсмических наблюдений на территории области позволит решать широкий круг задач, среди которых:

— участие в сейсмическом мониторинге телесейсмических и региональных землетрясений, проводимых ГС РАН;

— регистрация местных (локальных) землетрясений и проведение макросейсмического обследования их эпицентральных зон;

— мониторинг промышленных взрывов и использование их для изучения строения земной коры и верхней мантии;

— контроль чрезвычайных ситуаций, анализ характера сейсмических записей при удачных и неудачных запусках ракет на космодроме «Плесецк».

Сейсмический мониторинг слабоактивных территорий России преследует несколько задач: непрерывный контроль природных и природно-техногенных чрезвычайных ситуаций, сопровождающихся слабыми и умеренными землетрясениями; идентификация и локализация источников; контроль микросейсм эндогенного и экзогенного происхождения, в том числе связанных с процессами подготовки сильных удаленных землетрясений, местными и далекими метеорологическими явлениями — штормами, ураганами, тайфунами; регистрация удаленных землетрясений и их сейсмических предвестников. Эти проблемы являются до сих пор малоисследованными, существующие системы сейсмологических наблюдений нацелены на решение традиционных задач общей сейсмологии и не учитывают требований контроля чрезвычайных ситуаций.

Огромная территория северной части России, как уже отмечалось, в целом характеризуется слабой естественной сейсмичностью. Вместе с тем техногенное воздействие на земную кору постоянно растет, вследствие чего возникает инициированная сейсмичность. Контроль землетрясений, вызванных прямым действием техногенных источников — карьерных и ядерных взрывов, запусками тяжелых ракет, техногенными катастрофами, является самостоятельной задачей сейсмологии чрезвычайных ситуаций.

Обозначенные проблемы важны для Архангельской области, насыщенной большим количеством объектов потенциально высокого риска (хранилища радиоактивных и химических отходов, Центр атомного судостроения, Центральный космодром «Плесецк», тысячекилометровые трассы газо- и нефтепроводов и т. д.).

2.2.3. Анализ результатов сейсмического мониторинга

Архангельская сеть регистрирует телесейсмические землетрясения земного шара, и в течение 2004 и 2005 гг. ею зафиксировано более 1600 событий из Курило-Камчатского региона, Японии, Юго-Востока Китая, Индонезии и др. (рис. 2.23).

Значительное количество землетрясений регистрируется упомянутой сетью из более приближенных к станциям районов Азиатского и Европейского континентов. В качестве примеров

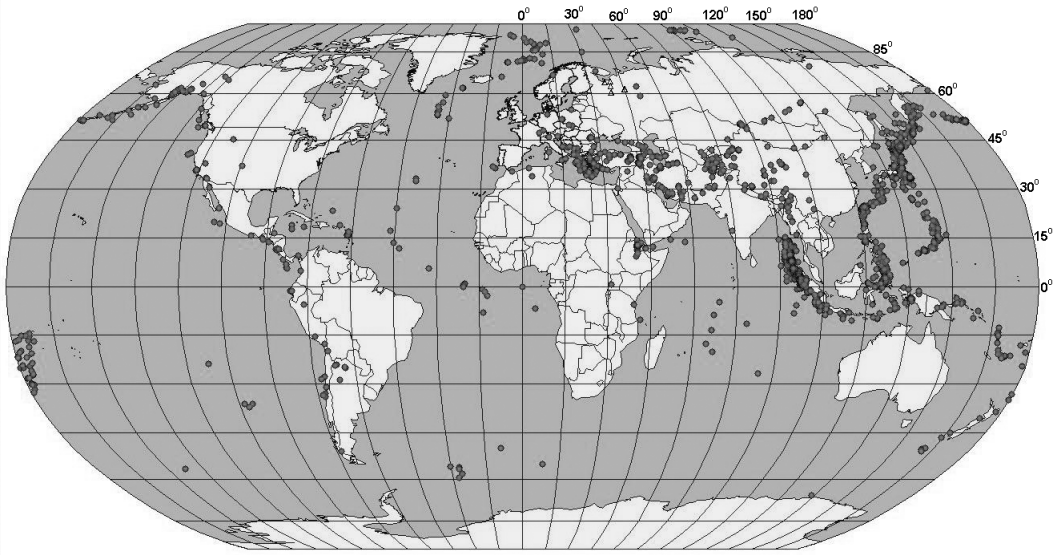


Рис. 2.23. Карта эпицентров землетрясений мира, зарегистрированных станциями Архангельской сети за период 2004–2005 гг.:

• – эпицентры землетрясений, △ – Архангельские сейсмические станции

предлагаются записи станциями «Климовская» и «Архангельск» двух телесейсмических событий: катастрофического землетрясения земного шара, происшедшего в западной части о. Суматра 26 декабря 2004 г. в 00:58:48.2, с магнитудой ms = 8,8, mb = 6,7, интенсивностью более 12 баллов (рис. 2.24) и сильного землетрясения, происшедшего в Пакистане 8 октября 2005 г. в 03:50:39, с магнитудой ms = 7,7 и интенсивностью Io = 9,5 балла (рис. 2.25).

Для Геофизической службы РАН важны сведения о зарегистрированных станциями Архангельской сети землетрясениях на территории России. За указанный период сетью зарегистрировано более 50 таких землетрясений. Пример одного регионального события, происшедшего на Кольском полуострове 3 октября 2004 г., и фрагмент его обработки приведен на рис. 2.26.

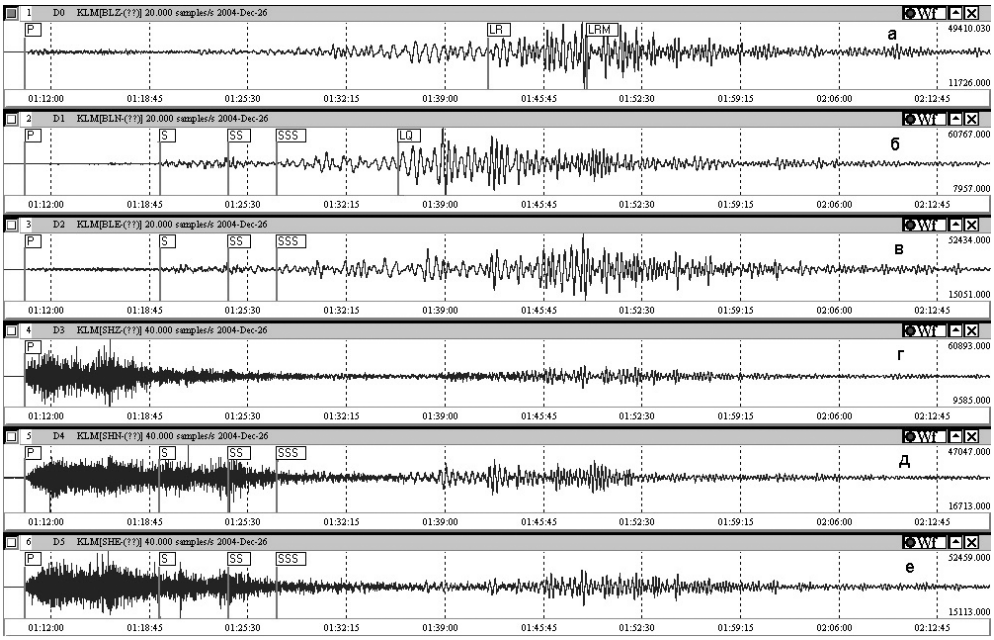


Рис. 2.24. Волновые формы записи землетрясения, зарегистрированного станцией «Климовская» у западного побережья северной Суматры 26.12.2004, t_0 = 00:58:48.2, ms = 8,8, mb = 6,7, Io > 12:

а–в – записи широкополосных, г–е – записи короткопериодных каналов

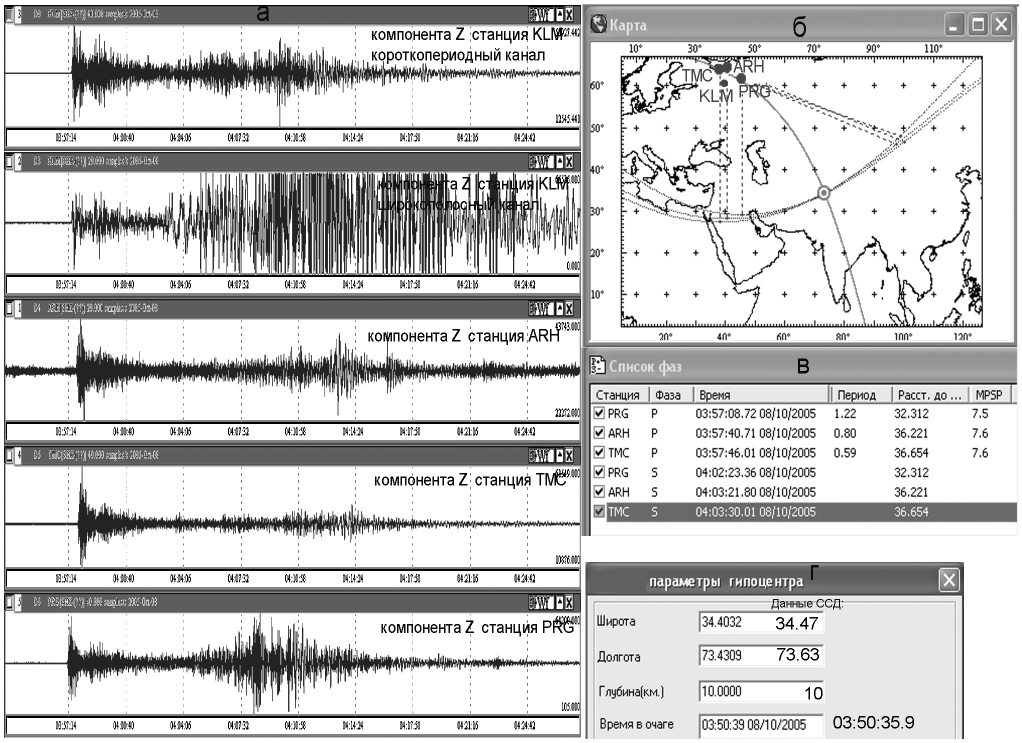


Рис. 2.25. Землетрясение в Пакистане 8 октября 2005 г. (03:50:35), 34.47° с. ш., 73.63° в. д., h = 10 км, ms = 7,7, Io = 9,5, зарегистрированное станциями Архангельской сети:

а — волновые формы записи землетрясения; б — местоположение сейсмических станций и эпицентра; в — фрагмент обработки; г — рассчитанные параметры гипоцентра события и сравнение их с данными ССД ГС РАН

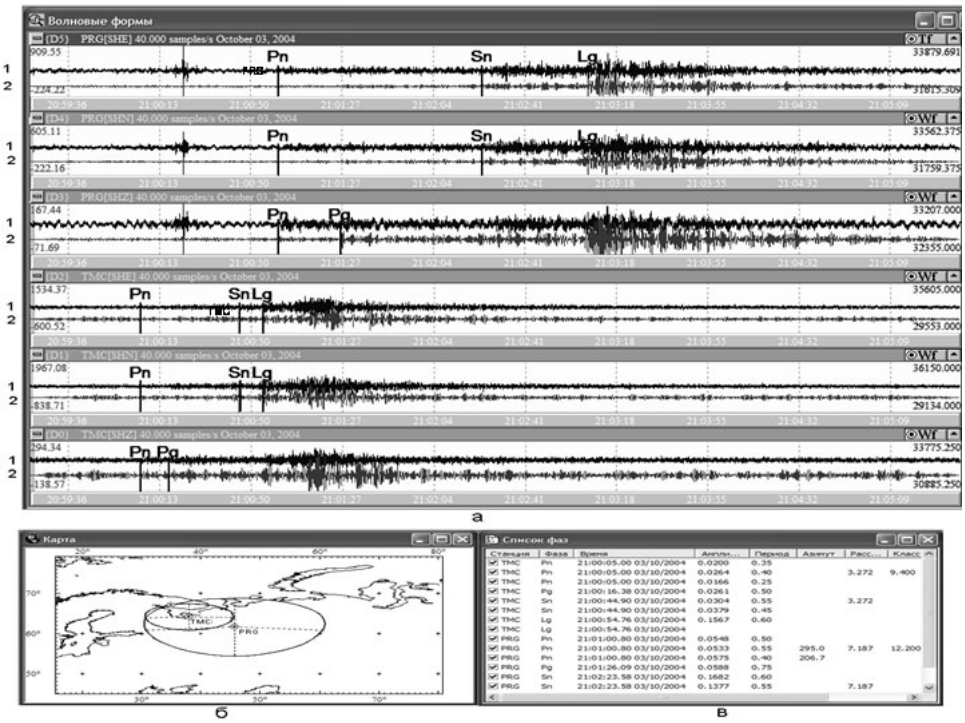


Рис. 2.26. Волновые формы (а) и обработка записи (б, в) землетрясения, происшедшего на Кольском полуострове 03.10.2004 г. (20:59:31.55) 67.83° с. ш. 34.88° в. д., h = 12 км, зарегистрированного станциями Архангельской сети:

1 — нефильтрованный сигнал, 2 — фильтрованный в окне 0,7—1,4 Гц

Незначительные по энергии землетрясения на территориях соседних регионов регистрируются чаще всего ближайшими к эпицентру сейсмостанциями. Например, землетрясение 29 ноября 2005 г. на Урале зарегистрировано тремя станциями «Пермогорье», «Пермилово» и «Климовская». Волновые формы этого землетрясения вместе с фрагментом обработки и бюллетенем станции показаны на рис. 2.27.

Сеть ориентирована также на регистрацию местной сейсмичности, которая проявляется в настоящее время весьма редко. Пример записи на канале Z местного землетрясения, происшедшего предположительно в 50 км восточнее г. Архангельска 22 октября 2005 г. в 17:46:46, зарегистрированного станциями Архангельской сети KLM, PRG, TMC, ARH, представлен на рис. 2.28.

Интенсивность использования взрывной технологии на горнодобывающих предприятиях значительно «засоряет» записи сейсмических станций Архангельской области, которые регистрируют большое количество взрывов, производимых на многочисленных карьерах. Общий вид записи одного из зарегистрированных на с/с «Тамица» массовых взрывов из карьера «Покровское» мощностью 30 т ВВ демонстрируется на рис. 2.29. Нами изучаются особенности

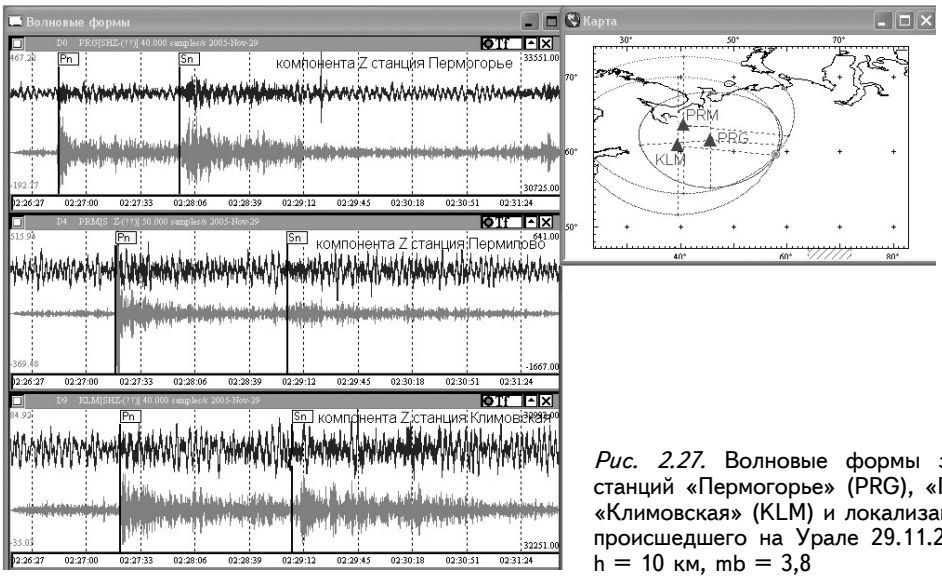


Рис. 2.27. Волновые формы записей (канал Z) станций «Пермогорье» (PRG), «Пермилово» (PRM), «Климовская» (KLM) и локализация землетрясения, происшедшего на Урале 29.11.2005 г. (02:24:54) с h = 10 км, mb = 3,8

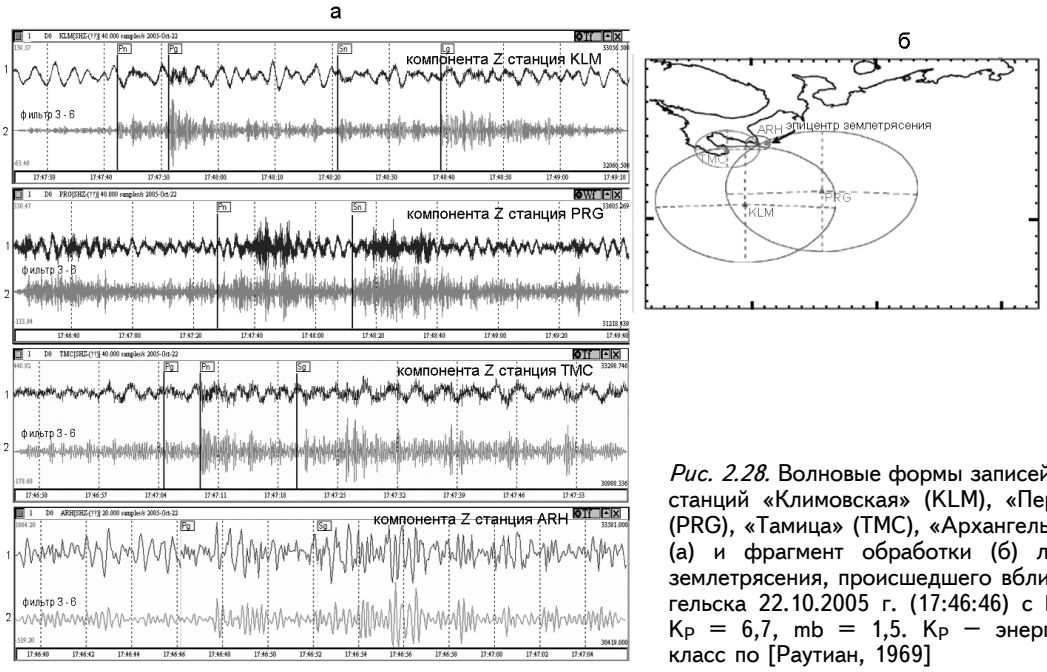


Рис. 2.28. Волновые формы записей (канал Z) станций «Климовская» (KLM), «Пермогорье» (PRG), «Тамица» (TMC), «Архангельск» (ARH) (а) и фрагмент обработки (б) локального землетрясения, происшедшего вблизи Архангельска 22.10.2005 г. (17:46:46) с h = 1 км, K_P = 6,7, mb = 1,5. K_P – энергетический класс по [Раутиан, 1969]

записи массовых взрывов с целью разработки дискриминантов сейсмического источника. Последнее необходимо для решения актуальной для многих регионов, в том числе и нашего, проблемы очистки сейсмических каталогов от засорения промышленными взрывами. Кроме того, записи взрывов используются для изучения строения среды на трассе карьер – станция [Французова, Габсатарова, 2004].

На сейсмограммах станций сети отмечаются в большом количестве события типа «импульс» – короткие (t = 2–6 с) записи с нечетко разделяющимися P- и S-волнами. Однозначная идентификация этих событий пока затруднена из-за особенностей их возникновения и трассы распространения. Можно указать лишь на некоторые источники их возбуждения. Это записи либо микроземлетрясений в верхней части земной коры, либо микросейсм, возникающих, например, при раскалывании льда в сильные морозы («морозобойные» удары), либо толчков, проявляющихся при весеннем торошении льда в Онежском заливе [Никонов, 1996, 2004; Шаров и др., 2005]. Вид таких записей приведен на рис. 2.30.

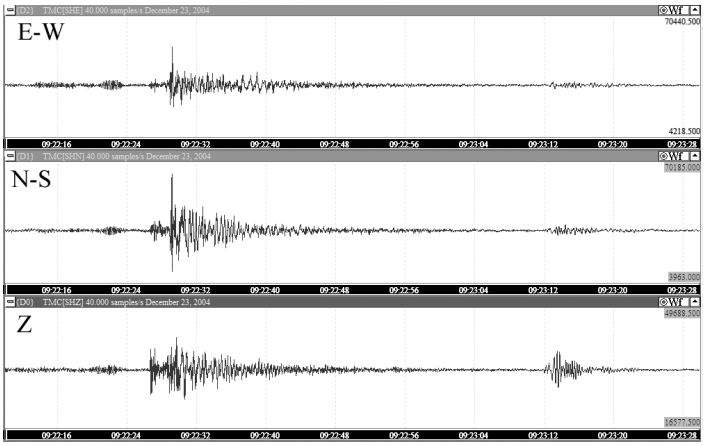


Рис. 2.29. Волновые формы записи промышленного взрыва (ВВ ~ 30 т) из карьера «Покровское», зарегистрированного с/с «Тамица» 23.12.04 (09:22:26 по Гринвичу)

Чрезвычайно важным и актуальным в настоящее время представляется еще один аспект работы сети, заключающийся в регистрации и интерпретации записей экологических катастроф. Сейсмограмма станции «Архангельск», воспроизводящая запись одной такой катастрофы, произошедшей 15 марта 2004 г., – взрыв газа в жилом доме на проспекте Советских Космонавтов, 120 в г. Архангельске, демонстрируется на рис. 2.31. В результате взрыва был полностью уничтожен крайний подъезд девятиэтажного дома, что сопровождалось большими человеческими жертвами. Сейсмограмма взрыва использовалась компетентными органами при решении вопроса о причинах катастрофы [Габсатарова и др., 2004].

Необходимо иметь в виду уникальную для Архангельской сети возможность регистрации удачных и неудачных запусков космических аппаратов с космодрома «Плесецк».

В процессе развития сети и, в частности, с вводом в эксплуатацию станции «Климовская», оснащенной двумя комплектами цифровой (короткопериодной и широкополосной) аппаратуры и, кроме того, расположенной в менее зашумленном по сравнению с другими станциями месте,

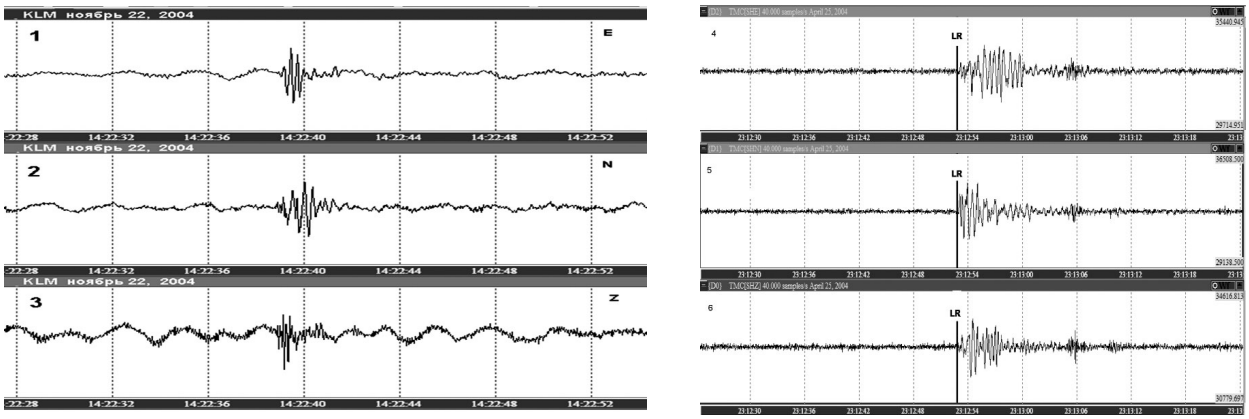


Рис. 2.30. Волновые формы записей сейсмических событий типа «импульс», зарегистрированных на с/с «Климовская» 21.11.2004 (14:22:39) и с/с «Тамица» 25.04.2004 (23:12) на каналах соответственно: 1 – EW; 2 – NS; 3 – Z; 4 – EW; 5 – NS; 6 – Z

значительно расширились возможности регистрации удаленных землетрясений и качественной интерпретации полученных записей. Запуск этой станции и совершенствование системы обработки привели к резкому увеличению в 2005 г. по сравнению с 2004 г. числа зарегистрированных сейсмических событий (соответственно 1236 и 367), а также к снижению уровня регистрируемых магнитуд (с M = 5,0 до M = 4,0), как это следует из рисунка 2.32. Более четко это проявляется на примере землетрясений Арктического региона (рис. 2.32, в, г).

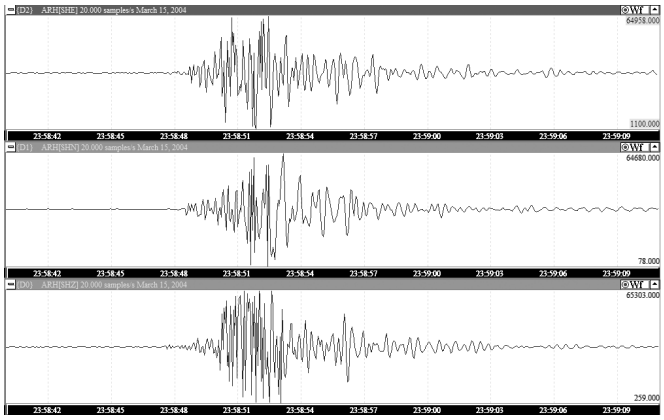


Рис. 2.31. Волновые формы станции «Архангельск» записи техногенного взрыва, происшедшего 15.03.2004 г. (23:58:49 по Гринвичу), K_P = 4,5, M = 0,63 в г. Архангельске на пр. Советских Космонавтов, 120

По заключению Геофизической службы РАН по качеству регистрации и интерпретации записей станции Архангельской сети – «Тамица», «Пермогорье» и особенно «Климовская» – могут заменить в случае технических сбоев опорную на Северо-Западе станцию ГС РАН «Ловозеро» (LVZ) [Юдахин и др., 2004; Французова и др., 2005].

Представленные на рис. 2.33 волновые формы записи землетрясения в Арктике 06.03.2005 г. на станциях LVZ, KLM, PUL в полной мере демонстрируют высокое качество записи на станциях LVZ, OBN, KLM, менее четкую запись из-за наложения интенсивных помех – на станции PUL.

В настоящее время Архангельская сеть активно участвует в проводимых службами ГС РАН глобальном и региональном сейсмомониторингах.

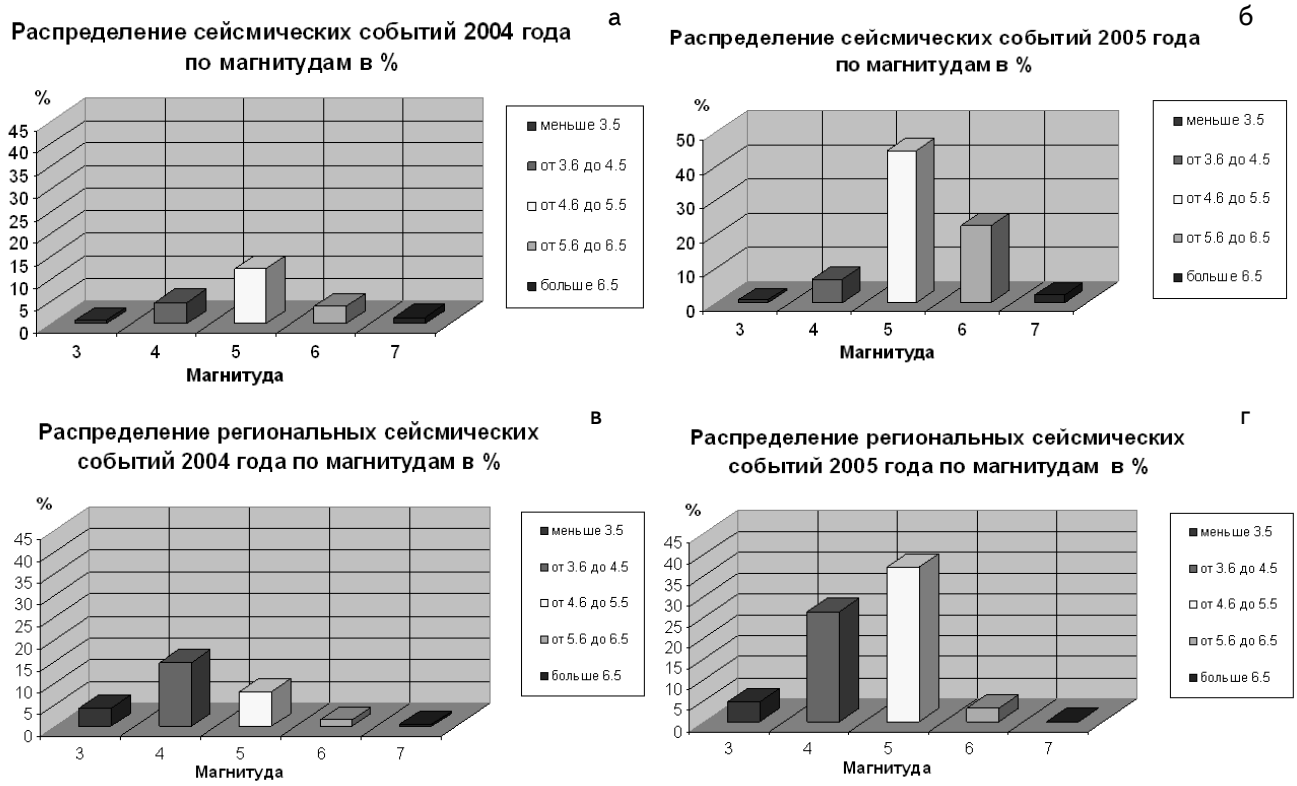


Рис. 2.32. Гистограммы распределения по магнитудам землетрясений мира (а, б) и Арктических (в, г) землетрясений за период 2004–2005 гг.

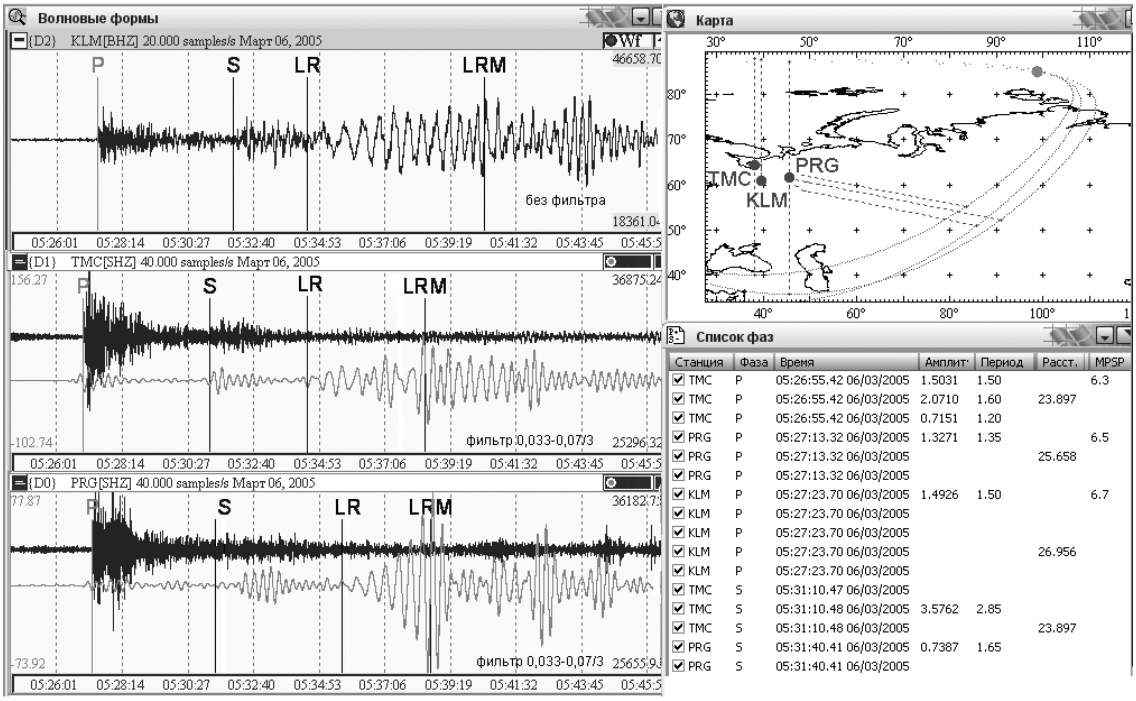


Рис. 2.33. Волновые формы записей землетрясения в Арктике 6 марта 2005 г. (05:21:44.6), ms = 6,1, H = 33 км, Io = 6,5 балла, станций LVZ, KLM, PUL, OBN

Таким образом, приведенные примеры свидетельствуют о широких возможностях сейсмического мониторинга на северных территориях России, главными из которых являются следующие. Это и решение фундаментальных задач – изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии и связанное с этим установление закономерностей распределения месторождений полезных ископаемых, прикладных задач – проведение геодинамического мониторинга с целью прогнозирования и предотвращения экологических катастроф: прорывов протянувшихся на тысячи километров трасс нефте- и газопроводов, исследование процессов наведенной сейсмичности при интенсивной разработке месторождений нефти и газа и, наконец, геополитических задач – обозначить присутствие России на слабозаселенных районах Крайнего Севера.

Об одной версии интерпретации положения очагов ощутимых землетрясений в северном борту Среднерусского авлакогена. За исторический период с 1542 г. по настоящее время в пределах северного борта Среднерусского авлакогена зафиксировано всего несколько ощутимых землетрясений [Юдахин, Французова, 2002, 2003]. Наиболее раннее из известных – землетрясение 31.08.1829 г., установленное по макросейсмическим данным И. В. Ананьиным [1987] и включенное в каталог ОИФЗ РАН (Specialized catalogue..,1996) со следующими параметрами очага: t_0 = 23:30:00, φ = 61.0° ± 1°, λ = 44.5° ± 1°, h = 10+10 км, M = 4,5 ± 0,7, Io = 6 ± 1 балл.

Очаг этого землетрясения приурочен к зоне пересечения Неблагора-Онежского и Двинского разломов северо-западного простирания [Юдахин и др., 2003] с поперечным по отношению к ним разломом, ограничивающим с северо-запада Среднерусский авлакоген. На стыке этих крупных региональных структур образовался узел тектонических напряжений в земной коре, разрядка которых приводит к возникновению землетрясений.

В последующие годы (до 1996 г.) какие-либо данные о сейсмической активизации в данном районе в отечественных и зарубежных каталогах отсутствуют.

В 1996–1997 гг. в каталогах ISC – International Seismological Centre здесь отмечены только два сейсмических события: 10 июня 1996 г. и 14 августа 1997 г. Параметры эпицентров этих сейсмических событий, включая землетрясение 1829 г., по данным каталогов ОИФЗ РАН и зарубежных агентств отражены в табл. 2.10, пространственное распределение эпицентров рассматриваемых землетрясений указано на рис. 2.34.

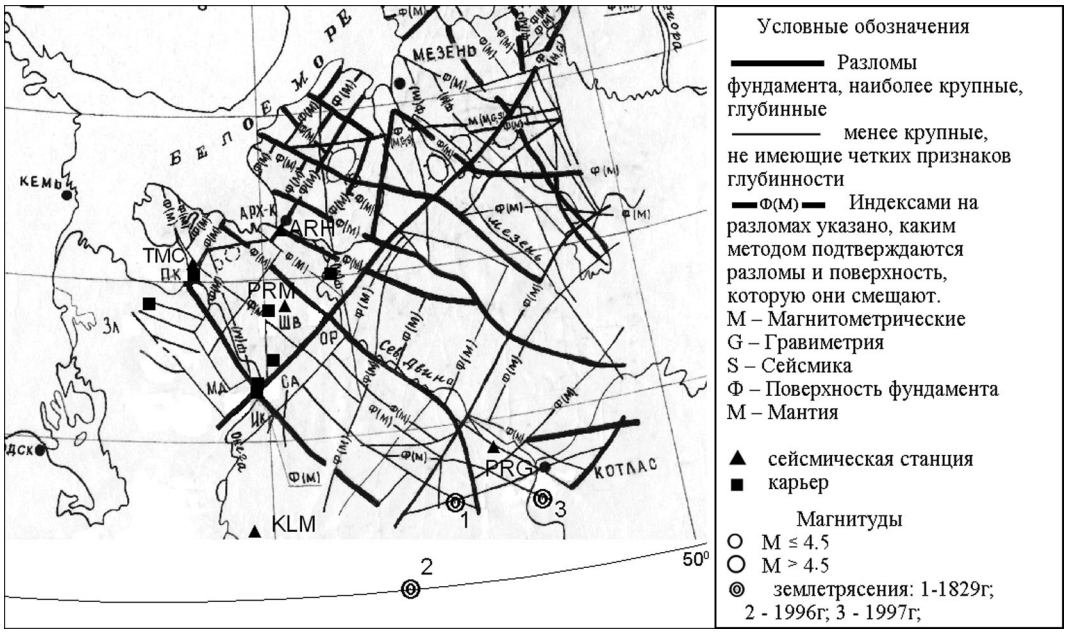


Рис. 2.34. Пространственное расположение эпицентров землетрясений в районе северного борта Среднерусского авлакогена. Тектонические разломы фундамента [Башилов, 1981]

Таблица 2.10. Параметры ощутимых землетрясений в пределах Среднерусского авлакогена в период 1829—1997 гг.

№ земл-летр.	Агентство	Дата	t_0, ч-мин-с	δt_0,с	Эпицентр				h, км	Магнитуды		I_0, балл	Примечание
					φ°, N	δφ°	λ°, E	δλ°		M_M MLH M_l/n	m_b/n		
1	ОИФЗ РАН	31.08.1829	23-30		61.00		44.5		10±10	4.5±0.7		6 ± 1	Ананьин, 1987
2	ISC	10.06.1996	17-16-45.7	0.93	60.00	0.10	43.60	0.17	33				
	BER		17-16-42.9		59.8		44.1		14				
	EIDS		17-16-47.0		59.74		43.11			4.1/4			
	HEL		17-16-52		59.94		43.22			4.0			
	HEL		17-16-51.6		59.94		43.22			3.6			
3	ISC	14.08.1997	08-32-13.0	1.1	60.90	0.16	46.65	0.22	33		3.5/9		
	EIDC		08-32-16.0		60.93		46.82		68		3.3/6		

Следует заметить, что в указанные годы сейсмичность на территории Архангельской области регистрировалась преимущественно сетями Скандинавских сейсмических станций, как наиболее близких из действующих (ARCESS, SPITS, FINES и др.), частично станциями КРСЦ (АРАО, Апатитский ARRAY) и изредка станциями Обнинск (OBN), Арти (ARU), Москва (MSK), Свердловск (SVE). Бюллетени станций собирались и обрабатывались в Международном Сейсмологическом Центре (ISC).

Очаг ощутимого землетрясения 10.06.1996 г. согласно данным табл. 2.10 приурочен к северному осложненному разломом борту Среднерусского авлакогена северо-восточного простирания, ограничивающего с юга Мезенскую синеклизу. Событие по данным ISC произошло на приграничной с Архангельской областью территории Вологодской области. В 2002 г. для обнаружения возможного проявления макросейсмического эффекта в Архангельской области проведено макросейсмическое обследование, в результате которого на осмотренных территориях обеих областей не обнаружено видимых разрушений, а опросы местного населения установили, что никто не ощущал какого-либо сейсмического эффекта. Свидетельств об этом событии в средствах массовой информации (местной печати, телевидении) также нет. По результатам обследования было сделано предположение, что эпицентр землетрясения находился где-то в другом месте и координаты его отличаются от указанных в каталоге ISC. Подтверждением этого может служить, прежде всего, наблюдаемый значительный (по долготе в пределах 1) разброс координат эпицентров, представленных в каталогах разных Агентств (табл. 2.10).

Точность определения координат эпицентров для плохо распределенных относительно эпицентров систем наблюдений (одностороннее расположение регистрирующей сети и отсутствие ближней, в пределах до 100—150 км, станции) резко снижается [Французова, Орлова, 1990], что и отмечается в нашем случае. Согласно сведениям из бюллетеня ISC за 10.06.1996 г. (табл. 2.11), расстояния от ближайших станций Обнинск (OBN) и Арти (ARU) равны соответственно 6,15° и 8,65° и, кроме того, азимуты на эпицентр почти для всей системы находятся в узком азимутальном створе 221°—333°. Исключение составляют данные станций ARU (Az = 108°) и NRI (Az = 45°). Можно предположить, что эпицентр землетрясения смещен на север, где макросейсмическое обследование не производилось. Последнее косвенно подтверждается ошибкой определения координат этого землетрясения ($\delta\lambda = 0{,}17°$ $\delta\varphi = 0{,}1°$) в каталоге ISC (табл. 2.10), из чего следует, что эпицентр смещен более в меридиональном направлении, нежели в широтном. Кстати, очаг имеет глубину 33 км. Для сравнения отметим, что очаг землетрясения 1829 г. предположительно располагался на глубине 20 км [Ананьин, 1987].

В отличие от бюллетеня ISC (табл. 2.11) бюллетень ГС РАН (табл. 2.12) содержит недостаточно уверенные (со знаком e, ee) сведения о сейсмических фазах на шести российских сейсмических станциях Арти, Закаменск, Москва, Обнинск и др., тоже отстоящих от эпицентра на больших расстояниях к востоку от него и также в узком азимутальном створе. Проведенная нами привязка времен вступлений фаз из бюллетеня ГС РАН указала на необходимость смещения эпицентра в северо-восточном направлении по отношению к эпицентру ISC.

Похожая ситуация наблюдается и для землетрясения 14.08.1997 г. (08:32:13), происшедшего согласно сводке ISC (табл. 2.10) юго-восточнее г. Котласа, с глубиной очага по разным источникам 33—68 км. В бюллетенях ISC приведены времена вступлений сейсмических фаз на девяти станциях Фенноскандии (табл. 2.13), находящихся на расстояниях от эпицентра

Таблица 2.11. Бюллетень ISC землетрясения 10.06.1996 г. (17:16:45.7)

Sta	Dist	EvAz	Pha	Time
OBN	6.15	221.0	PN	17:18:17.0
ARU	8.65	108.0	P	17:18:51.4
KAF	8.66	292.0	P	17:18:51.6
FIA0	8.72	287.0	P	17:18:52.67
FIA0	8.72		Sn	17:20:27.07
FIA0	8.72		LG	17:21:21.3
FINES	8.72	287.0	P	17:18:52.5
FINES	8.72		Sn	17:20:26.3
FINES	8.72		LG	17:21:17.9
APA0	8.95	333.0	P	17:18:56.15
APA0	8.95		Sn	17:20:35.12
APA0	8.95		LG	17:21:30.12
NUR	9.44	281.0	P	17:19:04.2
NUR	9.44		S	17:20:44.5
NUR	9.44		SG	17:21:45.2
VAF	10.44	296.0	P	17:19:16.7
UME	11.64	299.0	P	17:19:31.7
UME	11.64		SN	17:21:40.6
UME	11.64		SG1	17:22:46.5

Sta	Dist	EvAz	Pha	Time
ARA0	12.23	329.0	P	17:19:35.44
ARA0	12.23		Sn	17:21:47.27
ARA0	12.23		LG	17:23:08.15
ARCES	12.23	329.0	P	17:19:35.1
ARCES	12.23		Sn	17:21:46.4
ARCES	12.23		LG	17:23:13.2
UPP	13.01	281.0	SN	17:22:09.0
UPP	13.01		SG1	17:23:31.5
HFS	14.88	284.0	P	17:20:13.9
HFS	14.88		Sn	17:22:53.2
HFS	14.88		LG	17:24:30.3
NORES	15.80	287.0	P	17:20:26.7
NORES	15.80		Sn	17:23:12.3
NORES	15.80		LG	17:25:03.3
NRA0	15.80	287.0	P	17:20:24.74
NRA0	15.80		Sn	17:23:13.32
NRA0	15.80		LG	17:25:00.32
GEC2	20.49	250.0	P	17:21:23.24
GERES	20.49	250.0	P	17:21:22.5
NRI	20.68	45.0	P	17:21:31.3

Таблица 2.12. Данные бюллетеней сейсмических станций Геофизической службы РАН за 10.06.1996 г.

Станция, междунар. код	Фаза	Тип аппаратуры	Время вступления фазы	Станция, междунар. код	Фаза	Тип аппаратуры	Время вступления фазы
Арти (ARU)	eP EL	СКМ-Z СКМ-Z	17-17-27.0 17-20-30.0	Обнинск (OBN)	ee	СКМ-Z Z N	17-18-17.0 17-18-3.0 17-19-24.0
Закаменск (SKN)	e eM e eM	СКМ-Z СКМ-Z СКМ-Z СКМ-Z	17-20-57.0 17-20-57.6 17-21-16.0 17-21-16.6	Свердловск (SVE)	+e e	СКМ3-Z СКМ-Z	17-20-39.5 17-21-04.0
Москва (MSK)	e e e e	СКМ-Z СКМ-Z СКМ-Z СКМ-Z	17-18-22.0 17-19-2.0 17-19-43.0 17-20-30.0	Цей (ZEI)	e eM e e	СКМ-Z СКМ-Z СКМ-Z СКМz	17-19-06.0 17-19-07.0 17-20-12.0 17-26-04.0

Таблица 2.13. Бюллетень ISC землетрясения 14.08.1997 г. (08:32:13.0)

Sta	Dist	EvAz	Pha	Time
FIA0	9.94	282.0	P	08:34:34.44
FIA0	9.94		Sn	08:35:37.34
FIA0	9.94		Lg	08:36:02.34
FINES	9.94	282.0	P	08:34:37.7
HFS	16.15	282.0	P	08:35:58.54
HFS	16.15		Sn	08:38:04.94
HFS	16.15		Lg	08:39:16.3
NORES	17.00	285.0	P	08:36:09.3

Sta	Dist	EvAz	Pha	Time
NRA0	17.00	285.0	P	08:36:09.66
NRA0	17.00		Sn	08:38:22.86
NRA0	17.00		Lg	08:39:42.28
KBZ	17.35	189.0	P	08:36:13.6
ZAL	21.43	92.0	P	08:36:59.8
ZAL	21.43		pP	08:37:11.8
GERES	22.19	252.0	P	08:37:07.4
EKA	26.34	280.0	P	08:37:44.0
EKA	26.34		sP	08:38:01.9

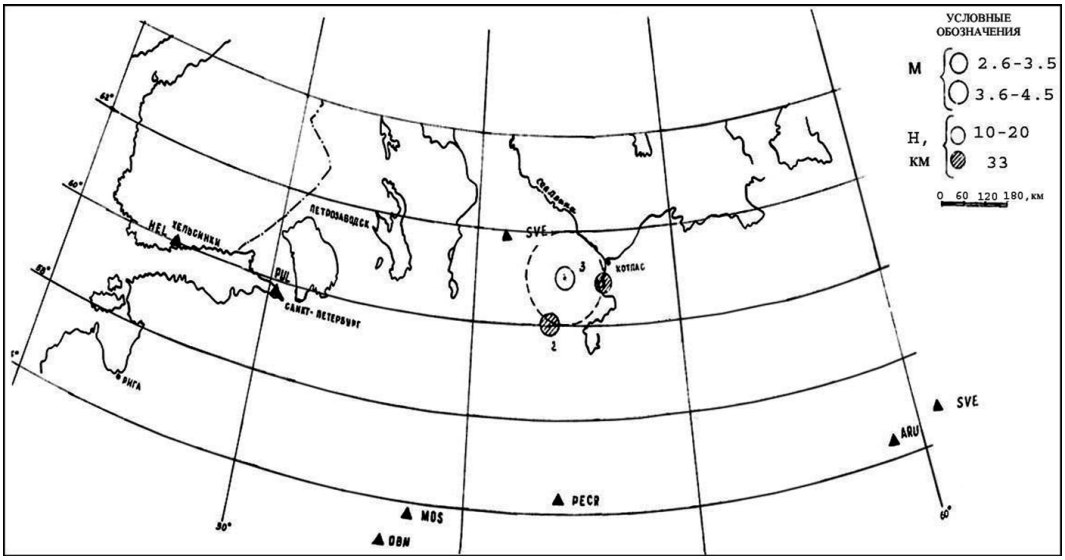


Рис. 2.35. Положение эпицентров землетрясений 1996 (1), 1997 (2), 1829 (3) гг. Пунктиром обозначена область определения координат эпицентра землетрясения 1829 г. по данным [Ананьин, 1987]

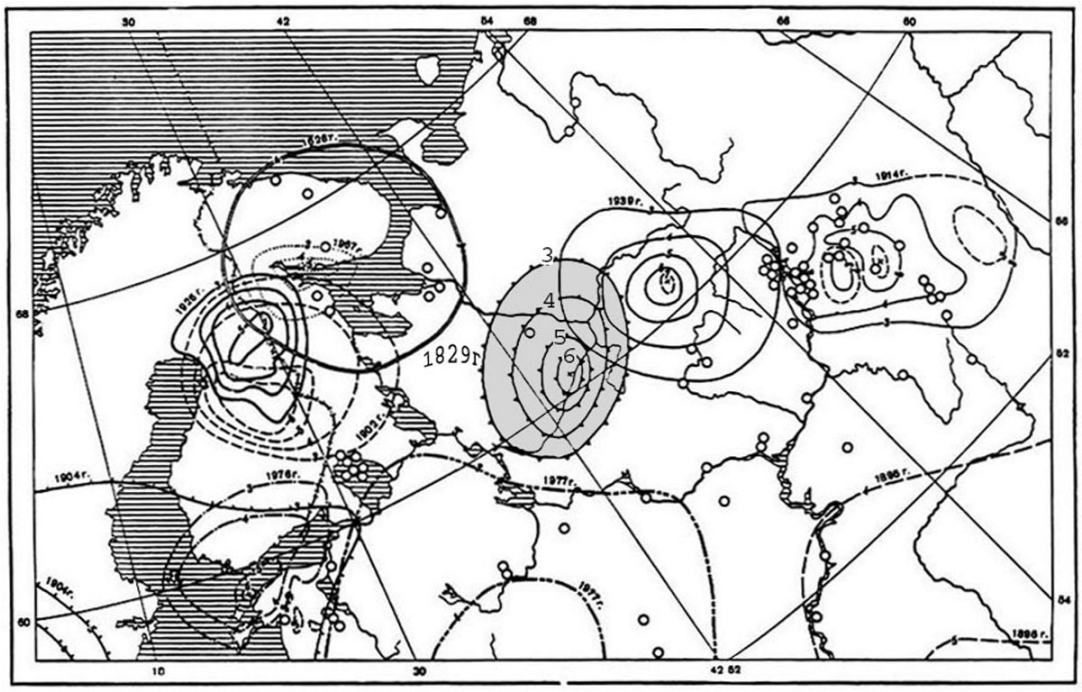


Рис. 2.36. Изосейсты землетрясения 31.08.1829 г. (23:30:00) (эпицентральная область затемнена) [Ананьин, 1987]

9,9—26,34 и в диапазоне азимутов 92—285, что по указанным причинам исключает возможность надежного определения эпицентра. По нашему предположению, эпицентр этого землетрясения тоже должен располагаться в эпицентральной зоне события 1829 г.

Как видно из рис. 2.35, где представлены все три эпицентра (1829, 1996, 1997 гг.), все они попадают в область ошибок определения эпицентра землетрясения 1829 г., что лишний раз свидетельствует о возможном их совпадении.

Это же следует из расположения изосейст землетрясения 1829 г., представленных на рис. 2.36, поскольку область 3—4-балльных изосейст охватывает значительную площадь, вмещающую и эпицентральные зоны землетрясений 1996—1997 гг. Так как макросейсмический эффект землетрясения 1829 г. определен достаточно надежно, резонно приурочить очаги землетрясений 1996—1997 гг. к макросейсмическому эпицентру.

Таким образом, как показал анализ данных бюллетеней для рассматриваемых землетрясений 1996—1997 гг., их эпицентры должны быть смещены в область макросейсмического эпицентра 1829 г., т. е. приурочены к узлу тектонических напряжений в земной коре в зоне пересечения Неблагора-Онежского и Двинского разломов с разломом, ограничивающим с севера Среднерусский авлакоген.

Литература

Аветисов Г. П. (отв. ред.). Банк арктических сейсмологических данных АРС. СПб.: ВНИИ Океанология. Компьютерный вариант.

Акселевич Э. Р., Оболенская Л. М. Балтийский щит, Баренцево море, арх. Шпицберген // Землетрясение СССР в 1987 году. М.: Наука, 1990. С. 295—296.

Акселевич Э. Р. (отв. сост.). Балтийский щит, Баренцево море, арх. Шпицберген // Землетрясение СССР в 1990 году. М.: Наука, 1996. 208 с.

Ананьин И. В. Европейская часть СССР, Урал, Западная Сибирь // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. С. 465—470.

Ананьин И. В. Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. С. 109—114.

Ананьин И. В. Сейсмичность северной части Восточно-Европейской платформы и ее связь со строением земной коры // Глубинное строение слабосейсмичных регионов СССР. М.: Наука, 1987. С. 187—194.

Ананьин И. В. К вопросу о проявлении некоторых землетрясений в восточной части Восточно-Европейской платформы // Исследования по сейсмической опасности. Вопросы инженерной сейсмологии. 1988. Вып. 29. С. 119—124.

Андреев С. С. О сейсмической характеристике Русской платформы // Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1956. № 12. С. 1484—1487.

Ассиновская Б. А. Механизмы очагов землетрясений северо-восточной части Балтийского щита // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 1. С. 101—106.

Ассиновская Б. А. Сейсмичность Баренцева моря. М.: Изд-во МГК, 1994. 128 с.

Ассиновская Б. А. Каталог землетрясений // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2004. С. 217—226.

Атлас землетрясений СССР. М.: Наука, 1962.

Атлас Архангельской области / Отв. редактор Н. А. Моргунова. Изд-во ГУГК СССР, 1976. С. 5—6.

Базавлук Т. А., Юдахин Ф. Н. Деформационные волны в земной коре Тянь-Шаня по сейсмологическим данным // Доклады РАН. 1993. Т. 329, № 5. С. 565—570.

Башилов В. И. Космофотогеологическая карта Севера Европейской части СССР (масштаб 1 : 25 000 000). 1981.

Билибина Т. М. Блоковая тектоника и геодинамика земной коры северо-запада Русской платформы и принципы прогнозирования рудоносных структур // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1986. С. 22—39.

Блинова Т. С. Прогноз геодинамически неустойчивых зон. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 163 с.

Бюллетень региональной сейсмической сети Средней Азии (за январь — март 1939 г.). М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. № 1. 10 с.

Бюллетень сейсмической станции «Пулково» (за январь 1939 г.). Л.: Изд-во ФМИ им. Стеклова АН СССР, 1939. № 1. 1 с.

Вейс-Ксенофонтова З. Г., Попов В. В. К вопросу о сейсмической характеристике Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1940. 12 с. (Тр. Сейсмологического института. № 104).

Вальднер Н. Г. Годограф волн Li, Lg, Rg // Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1961. № 6. С. 882—888.

Габсатарова И. П., Французова В. И., Юдахин Ф. Н., Морозов А. Н. Сейсмологическая интерпретация техногенного взрыва в г. Архангельске // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде Северных регионов: Материалы Всерос. конф. с междунар. участием. Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 2004. Т. 1. С. 148—153.

Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2004. 353 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист О-(38), 39. Киров. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 331 с.

Добрынина М. И. Рифтогенез в геологической истории докембрия северной части Русской плиты // Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов Европейской части СССР. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1992. С. 71—78.

Карточный каталог землетрясений Восточно-Европейской платформы и сопредельных областей // Белорусский сейсмологический бюллетень. 1991. Вып. 1. С. 21—85.

Касьянова Н. А. Волновая миграция активности в пределах Кавказа и Предкавказья // Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. М.: Научный мир, 1998. С. 245—247.

Малышев Н. А. Разломы Европейского Северо-востока СССР в связи с нефтегазоносностью. Л.: Наука, 1986. 112 с.

Мирзоев К. М., Степанов В. П., Гатиятуллин Р. Н. и др. Возбужденная сейсмичность района Ромашкинского месторождения нефти в Татарстане // Геодинамика и геоэкология: Материалы междунар. конф. Архангельск: Ин-т экологических проблем Севера, 1999. С. 254—256.

Молнар П., Нерсесов И. Л., Рузайкин А. И., Халтурин В. И. Волны Lg и их распространение в Центральной Азии // Сборник советско-американских работ по прогнозу землетрясений. Душанбе; Москва: Дониш, 1976. С. 185—203.

Мушкетов И. В., Орлов А. П. Каталог землетрясений в Российской империи. СПб., 1893. 582 с. (Записки Русского геогр. об-ва. Т. 26).

Нерсесов И. Л., Раутиан Т. Г. Кинематика и динамика сейсмических волн на расстояниях до 3500 км от эпицентра // Тр. ИФЗ АН СССР. 1964. № 32 (199). С. 63—88.

Николаева С. Б. Палеосейсмодислокация южной части Кольского полуострова // Четвертичные отложения и новейшая тектоника ледниковых областей Восточной Европы. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. С. 96—81.

Никонов А. А. Макросейсмическая характеристика землетрясений XX века в восточной части Балтийского щита // Белорусский сейсмологический бюллетень. Вып. 2. Минск: ОНТИ, 1992. С. 96—144.

Никонов А. А. Проблемы выделения неотектонических землетрясений на Восточно-Европейской платформе в оценке ее сейсмической опасности // Недра Поволжья и Прикаспия. 1996. Вып. 13 (специальный). С. 42—49.

Никонов А. А. Землетрясения Севера Европейской России. (Новая версия каталога на основе первичных материалов) // Геодинамика и техногенез: Материалы всерос. совещ. Ярославль, 2000. С. 118—119.

Никонов А. А. Исторические землетрясения Карельского региона // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2004. С. 194—196.

Никонов А. А., Мокрушина Н. Г., Лубягина Л. И. Исторические землетрясения Вятского края // Вестн. Вятского гос. пед. ун-та. 2000. № 2. С. 76—80.

Никонов А. А., Чепкунас Л. С., Удоратин В. В. Сысольское землетрясение 13 января 1939 г. на Русском Севере (ревизия данных) // Геология европейского Севера России. 2001. Сб. 5. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН. Вып. 108). С. 29—43.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. 535 с.

Осипов В. И. Природные катастрофы на рубеже XXI века // Геоэкология. 2001. № 4. С. 293—309.

Панасенко Б. Д. Землетрясения Фенноскандии 1951—1970 гг. Изд-во МГК, 1977. 111 с.

Попов В. В. О землетрясениях, наблюдавшихся на территории СССР в 1939 г. // Природа. 1940. № 6. С. 95—97.

Раутиан Т. Г. Об определении энергии землетрясений на расстояниях до 3000 км // Тр. ИФЗ АН СССР. 1969. № 32 (199). С. 88—93.

Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. 535 с.

Сейсмологический бюллетень сети опорных сейсмических станций СССР (за январь 1939 г.). М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. № 1. 8 с.

Структура платформенного чехла Европейского Севера СССР / Под ред. В. А. Дедеева. Л.: Наука, 1982. 200 с.

Тимашев С. А., Ерыгина А. В. Экспертные оценки риска эксплуатации участков трубопроводов, находящихся в условиях повышенной геодинамики // Материалы междунар. конф. Архангельск: Ин-т экологических проблем Севера УрО РАН, 1999. С. 362—363.

Тимонин Н. И. Сысольское землетрясение 1939 г. (материалы опроса, статья). Отчет. Сыктывкар: Коми НЦ УрО АН СССР. 1986.

Удоратин В. В. Глубинное строение и сейсмичность южных районов Республики Коми. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 72 с.

Французова В. И., Габсатарова И. П. Особенности карьерного взрыва, зарегистрированного сейсмической станцией «Тамица» // Тектоника сейсмичности при горных работах: модели очагов, прогноз, профилактика. Материалы междунар. совещ. Апатиты; Кировск, 2004. С. 195–197.

Французова В. И., Орлова О. В. Об оценке точности определения координат эпицентров землетрясений Таджикистана на ЭВМ // Известия АН ТаджССР, отделение физ.-мат., хим. и геол. наук. Душанбе, 1990. 33 с. Библиогр. 15 назв. Рукопись депонирована в ВИНИТИ 16.07.90 № 3858-1390.

Французова В. И., Габсатарова И. П., Ваганова Н. В., Захарова И. В. Оценка представительности сейсмических станций Архангельской сети при регистрации телесейсмических землетрясений Арктического региона // Строение, геодинамика и минералогические процессы в литосфере: Материалы 11-й междунар. науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 358–361.

Шаров Н. В., Никонова А. А., Французова В. И. и др. Нетектонические землетрясения 2003–2004 годов в Северной Карелии и Онежской губе Архангельской области // Строение, геодинамика и минералогические процессы в литосфере: Материалы 11-й междунар. науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 390–392.

Юдахин Ф. Н. О природе геодинамических процессов в Фенноскандии // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон: Материалы VIII Междунар. конф. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2002. С. 171–174.

Юдахин Ф. Н., Французова В. И. Архангельская область // Землетрясения Северной Евразии в 1995 г. М.: ГС РАН, 2001а. С. 128–139.

Юдахин Ф. Н., Французова В. И. Особенность проявления геодинамических процессов и внутриплитной сейсмичности на северо-западе Восточно-Европейской платформы // Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2001б. С. 223–225.

Юдахин Ф. Н., Французова В. И. Архангельская область // Землетрясения Северной Евразии в 1996 году. М.: ГС РАН, 2002. С. 152–154.

Юдахин Ф. Н., Французова В. И. Архангельская область // Землетрясения Северной Евразии в 1997 году. М.: ГС РАН, 2003. С. 164–167.

Юдахин Ф. Н., Щукин Ю. К., Макаров В. И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург, 2003. 299 с.

Юдахин Ф. Н., Старовойт О. Е., Французова В. И., Мехрюшев Д. Ю. Создание архангельской сейсмической сети // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде Северных регионов: Материалы Всерос. конф. с междунар. участием. Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 2004а. Т. 2. С. 414–418.

Юдахин Ф. Н., Французова В. И., Мехрюшев Д. Ю. и др. Первая оценка регистрационных возможностей сейсмических станций Архангельской сети // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде Северных регионов: Материалы Всерос. конф. с междунар. участием. Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 2004б. Т. 2. С. 418–422.

Bulletin of the International Seismological Centre (for 1995). 1997. Berkshire, ISC

Bulletin of the International Seismological Centre (for 1996). 1998-1999. Berkshire, ISC.

Bulletin of the International Seismological Centre (for 1997). 1999-2000. Berkshire, ISC.

http://www.norsar.no

Lagerback R. Late Quaternery faulting and paleoseismicity in northen Fennoscandia, with particular reference to the Lansjary area, northen Sweden // Geologiska Fareningens Stokholm Forhandling: ar 1990. Vol. 112, N 4. P. 333–354.

Specialized catalogue of Earthguakes for North Eurasia / Eds. N. V. Kondorskaya, V. I. Ulomov, 1996. http://www.scgis.ru systems of data bases. 1996.

Yudakhin F. N., Bazavluk T. A. Oscilllatory processes in the Earth lithosphere // XXII General Assembly of European Geophysical Society. Annales Geophysicae. Pt. 1. Society Symp. Solid Earth Geophysics and Natural Hazards. Suppl. 1, vol. 15, Vienna, 1997.

ГЛАВА 3
ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ РУССКОЙ ПЛИТЫ

3.1. ПЕРМСКАЯ ОБЛАСТЬ

3.1.1. Система сейсмологических наблюдений

В системе сейсмологических наблюдений, действующей на территории Пермской области, можно выделить три уровня [Маловичко и др., 2005].

Телесейсмический уровень представлен федеральной сейсмостанцией «Соликамск», запущенной в эксплуатацию в 1999 г. и оснащенной регистрирующей аппаратурой IDA MK6b. Два комплекта трехкомпонентных датчиков (короткопериодные СМ3-КВ и широкополосные СМ3-ОС) установлены в специальном сейсмопавильоне, оборудованном в горной выработке калийного рудника СКРУ-2 ОАО «Сильвинит» на глубине 350 м. Регистрация в двух режимах — непрерывном (с использованием широкополосных датчиков и частоты оцифровки 20 Гц) и триггерном (с использованием короткопериодных датчиков и частоты оцифровки 200 Гц) — позволяет фиксировать сейсмические события в широком диапазоне магнитуд и эпицентральных расстояний — от телесейсмических, имеющих очаги на расстояниях в 10—20 тыс. км, до слабых местных, очаги которых удалены на расстояния в первые километры.

Региональный уровень включает шесть сейсмостанций: «Кизел»/«Верхнечусовские городки» (запущена в эксплуатацию в 1999 г.; в 2003 г. перебазирована), «Романово» (2000 г.), «Добрянка» (2002 г.), «Кунгур» (2003 г.), «Пермь» (2003 г.) и «Власы» (2005 г.). Все сейсмостанции оборудованы однотипной аппаратурой SDAS, изготовленной совместно Геофизической службой РАН и НПП «Геотех» (г. Обнинск), и комплектом короткопериодных сейсмоприемников СМ3-КВ. Регистрация на всех станциях ведется в непрерывном (с частотой оцифровки 20 Гц) и триггерном (с частотой 200 Гц) режимах. Развертывание региональных сейсмостанций было выполнено при поддержке Администрации Пермской области, а также гранта РФФИ-офи № 04-05-97506.

Локальный уровень образуют шахтные системы сейсмологического контроля на шести действующих рудниках Верхнекамского месторождения калийных солей [Malovichko et al., 2005]. Данные системы представляют собой площадные группы из вертикальных сейсмоприемников СМ3-КВ, установленных в горных выработках рудников и связанных посредством кабельных линий телеметрии с наземными регистрирующими модулями. Сбор данных осуществляется в триггерном режиме с частотой оцифровки 91 Гц. Шахтные системы сейсмоконтроля были развернуты благодаря активной технической и финансовой поддержке ОАО «Сильвинит» и ОАО «Уралкалий», главным образом, с целью повышения безопасности ведения горных работ на рудниках данных предприятий.

Несмотря на то что система каждого уровня изначально ориентирована на регистрацию сейсмичности определенного масштаба (крупные землетрясения, региональные сейсмические события и локальные сейсмопроявления в калийных рудниках), материалы систем разного уровня достаточно хорошо увязываются между собой. К примеру, шахтные системы четко фиксируют продольные волны от сильных (m_b более 5,5) удаленных землетрясений, а сейсмостанция SOKR позволяет получать длиннопериодные волновые формы локальных сейсмических событий на шахтных полях ОАО «Сильвинит».

Сбор данных систем локального уровня и сейсмостанции «Романово», а также их первичная обработка выполняются в двух локальных сейсмологических центрах в гг. Березники и Соликамск. Данные остальных стационарных станций и локальных центров передаются в региональный центр сбора и полной обработки данных, развернутый в г. Перми на базе Горного института УрО РАН. Для повышения оперативности работы сейсмологической сети в последние

годы была реализована регулярная автоматическая пересылка сейсмологических данных с использованием различных механизмов проводной и беспроводной коммуникации (ISDN, GPRS, CDMA) с сейсмостанций «Романово», «Добрянка», «Кунгур» и «Власы», а также из локального центра в г. Соликамске в региональный центр в г. Перми.

Общие сведения о сейсмологических системах Пермской области приведены в табл. 3.1. Положение стационарных сейсмостанций и локальных сетей показано на рис. 3.1.

Таблица 3.1. Стационарные сейсмические станции и локальные сейсмологические сети, действующие на территории Пермской области

Название сейсмостанций и шахтных сетей	Код	Каналы	Год		Координаты, град.		Организация, осуществляющая эксплуатацию
			открытия	закрытия	широта *N*	долгота *E*	
«Соликамск»	SOKR	xyz SP xyz BB	1999		59.57	56.79	ГС РАН ГИ УрО РАН
«Кизел»	KIZ	xyz SP	1999	2003	59.04	57.66	ГИ УрО РАН
(«Верхнечусовские городки»)	PR0		2003		58.20	57.14	
«Романово»	PR1	xyz SP	2000		59.18	56.74	Та же
«Добрянка»	PR2	xyz SP	2002		58.55	56.19	”
«Кунгур»	PR3	xyz SP	2003		57.44	57.01	”
«Пермь»	PR5	xyz SP	2003		58.20	56.13	”
«Власы»	PR4	xyz SP	2005		57.91	55.68	”
СКРУ-1		7 z SP	1997		59.62	56.81	ОАО «Сильвинит»,
СКРУ-2		9 z SP	1995		59.59	56.80	ГИ УрО РАН
СКРУ-3		4 z SP	2000		59.65	56.93	
БКРУ-1		7 z SP	1998		59.39	56.82	ОАО «Уралкалий»,
БКРУ-2		3 z SP	1999 2006	2002	59.36	56.95	ГИ УрО РАН
БКЗ-4		3 z SP	2000	2002	59.44	57.01	

Примечание. Каналы: xyz — трехкомпонентный, z — однокомпонентный (вертикальный); SP — короткопериодный, BB — широкополосный; для шахтных систем число означает количество сейсмоприемников. В мае 2002 г. системы временно законсервированы, в марте 2006 г. система сеймомониторинга на руднике БКРУ-2 возобновила работу.

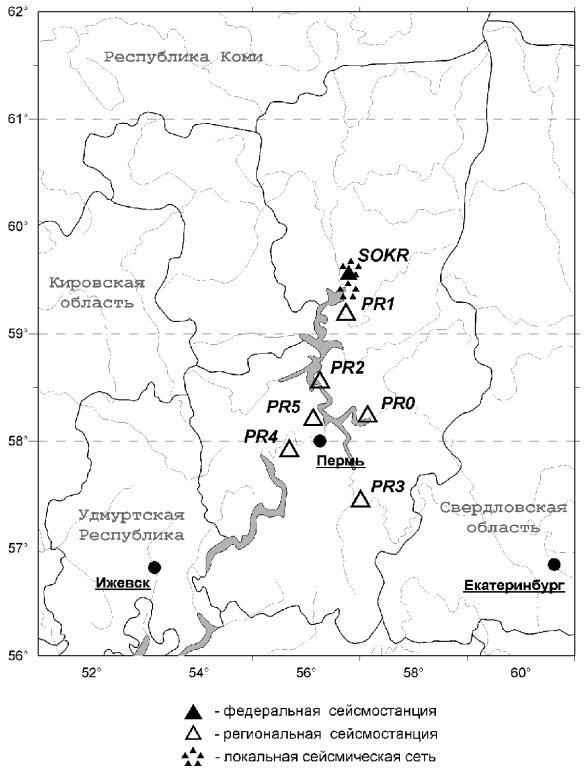


Рис. 3.1. Система сейсмологических наблюдений, действующая на территории Пермской области

Для всех сейсмических станций был выполнен анализ уровня микросейсмических шумов. Анализ проводился на основе записей, взятых в различные временные интервалы (дневные и ночные часы, а также по возможности в разные времена года) и свободных от нестационарных сигналов (сейсмических волн от землетрясений и взрывов). На рис. 3.2 представлены осредненные спектральные характеристики шумов, полученные в результате обработки данных записей. Для сопоставления на этом же рисунке показаны модельные кривые шумов по Петерсону [Peterson, 1993] (NHNM — Новая модель сильных шумов, NLNM — Новая модель слабых шумов), построенные на основе обобщения показаний сейсмических станций всего мира. Как видно, уровень микросейсмических шумов на всех станциях, за исключением «Верхнечусовских городков», можно классифицировать как средний по интенсивности. Отмечаемый для кривых максимум (в районе 0,1—0,4 Гц) связан с океаническими микросейсмами — сейсмическими волнами, возбуждаемыми в морях и океанах движениями водных масс. Для мониторинга региональных сейсмических событий интерес представляют сейсмические колебания

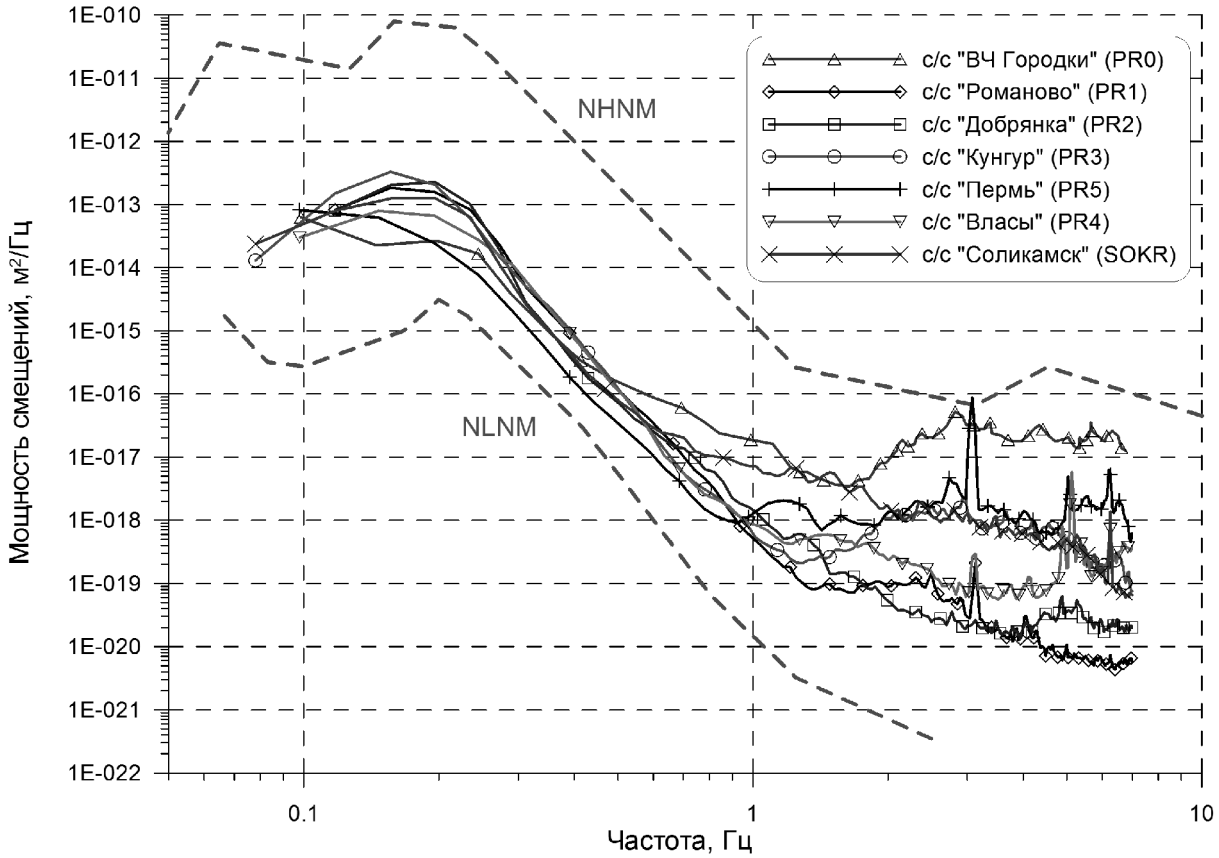


Рис. 3.2. Спектры мощности микросейсмических шумов на стационарных сейсмостанциях, действующих на территории Пермской области

с частотами выше 1 Гц. В данном диапазоне наименьший уровень шума отмечается на станциях «Романово» (PR1), «Добрянка» (PR2) и «Власы» (PR4) — среднеквадратическая амплитуда смещений составляет 0,5—1 нм. На сейсмостанциях «Соликамск» (SOKR), «Кунгур» (PR3) и «Пермь» (PR5) в целевом для регионального мониторинга диапазоне уровень микросейсмического фона выше — среднеквадратическая амплитуда микросейсм равна 2—3 нм. Высокая интенсивность шума на сейсмостанции «Верхнечусовские городки» (PR0) объясняется ведением поблизости временных строительных работ. После прекращения данных работ ожидается уменьшение уровня микросейсм.

Описанная технология анализа микросейсмических шумов применялась при развертывании сейсмостанций «Добрянка», «Кунгур», «Пермь» и «Власы». Предварительно на одном или нескольких потенциальных пунктах расположения данных сейсмостанций с помощью мобильных сейсмометрических комплексов проводились временные измерения микросейсмических шумов. Далее на основе материалов измерений оценивались спектральные характеристики микросейсмических шумов (рис. 3.2). Информация об уровне шумов на каждом из потенциальных пунктов учитывалась наряду с другими факторами (сохранность оборудования, наличие коммуникационных каналов) при окончательном принятии решения о выборе месторасположения стационарной сейсмостанции.

Представленные на рис. 3.2 результаты также позволяют получить теоретическую оценку регистрационных возможностей действующей на территории Пермской области системы сейсмологических наблюдений. В понятие «регистрационные возможности» мы вкладываем следующий, приемлемый для наших условий смысл: *событие определенной магнитуды считается зарегистрированным, если на трех сейсмических станциях оно порождает сигналы с максимальной амплитудой, в 5 раз превышающей среднеквадратическую амплитуду микросейсмических шумов в диапазоне частот 1—8 Гц.* Полученная в соответствии с данным определением карта магнитуд минимальных фиксируемых сейсмических событий представлена на рис. 3.3.

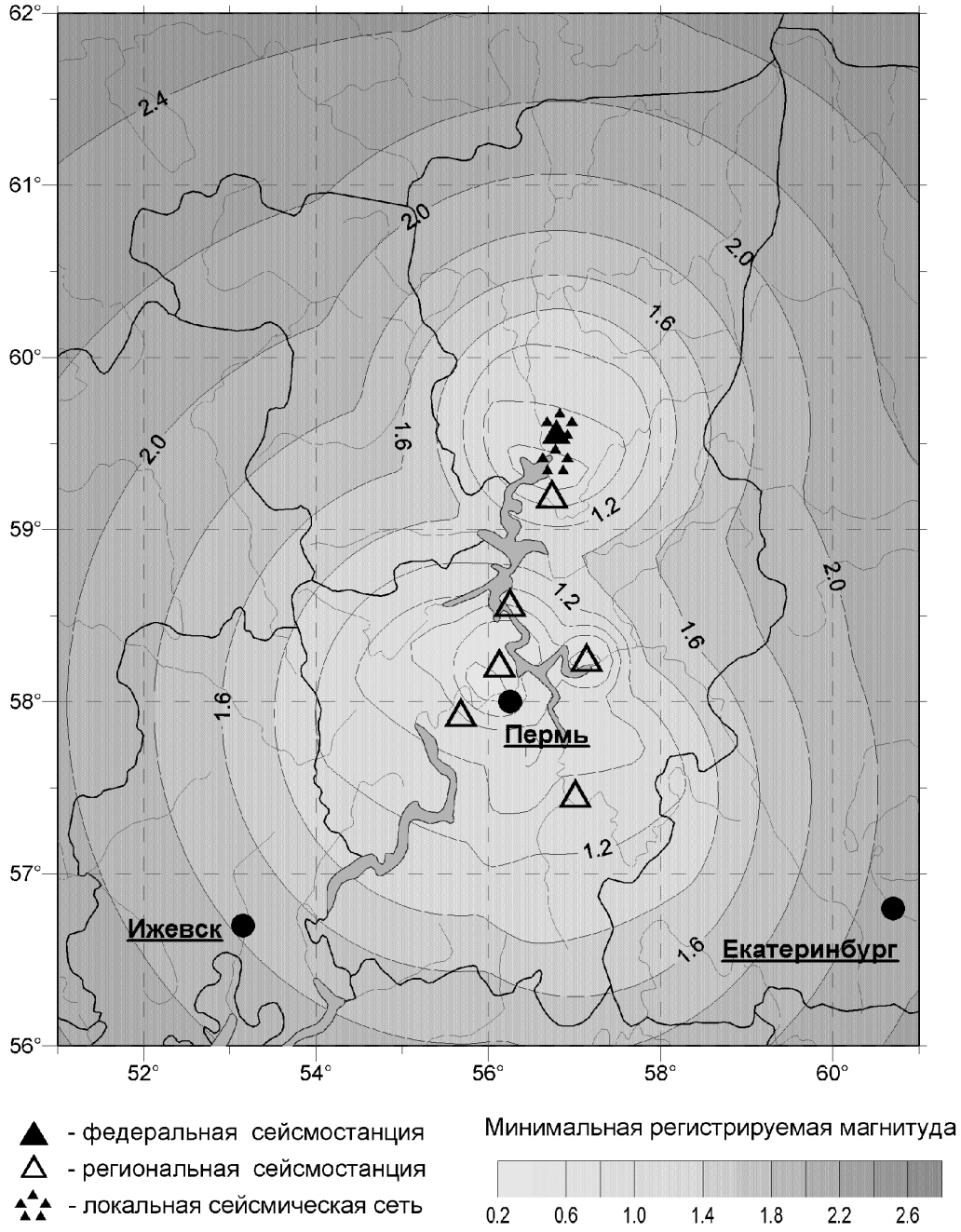


Рис. 3.3. Регистрационные возможности сейсмостанций Пермской области

Как видно, в окрестности г. Перми и в районе рудников Верхнекамского месторождения калийных солей (ВКМКС) обеспечивается регистрация событий с магнитудами более 1,0. В целом на территории Пермской области должны регистрироваться все сейсмические события с магнитудой более 2,0—2,2.

3.1.2. Результаты наблюдений локальными сейсмологическими сетями рудников ВКМКС

Сейсмологические сети, действующие в рудниках ВКМКС, регулярно фиксируют небольшие локальные сейсмические события. Записи событий, как правило, содержат пакеты продольных (P) волн и более интенсивные пакеты поперечных (S) волн (рис. 3.4, а). Частотный

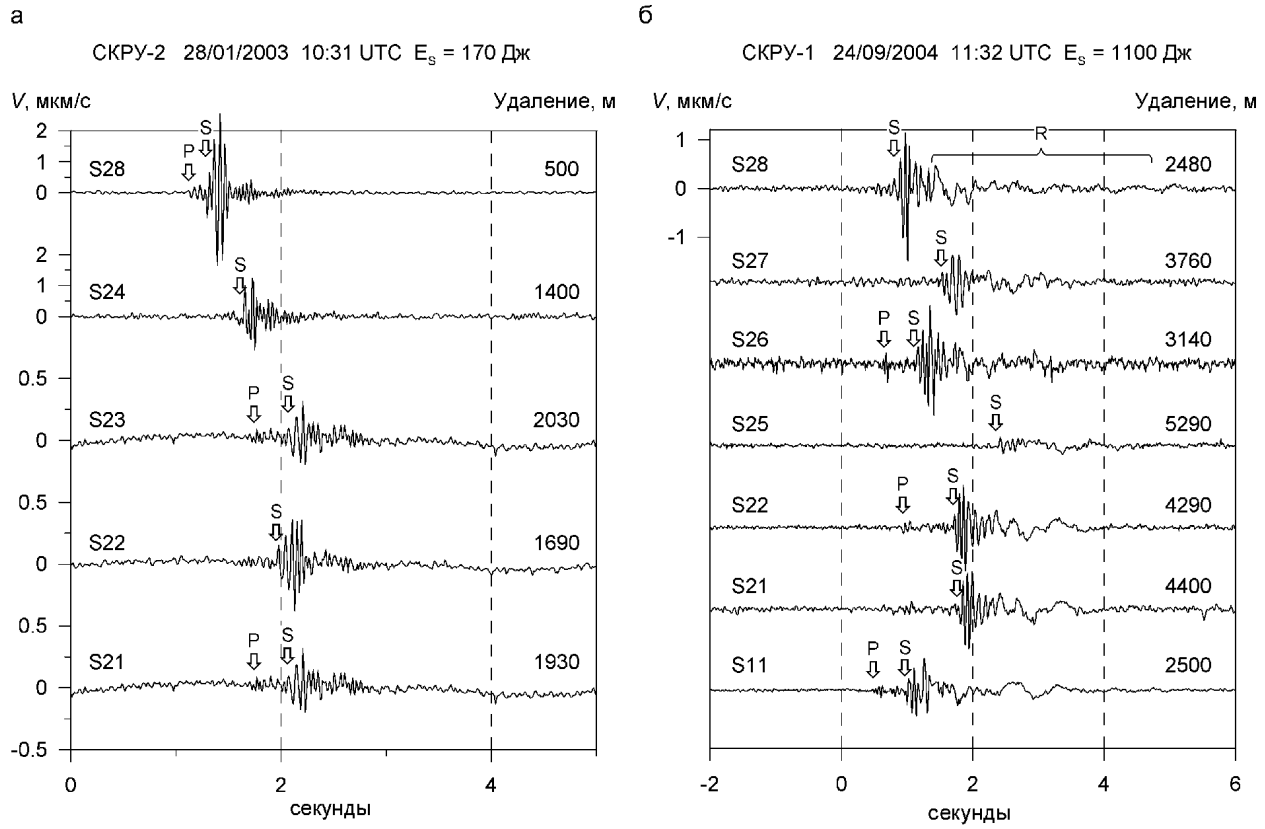


Рис. 3.4. Сейсмические события, фиксируемые локальными системами сейсмомониторинга на рудниках ВКМКС

диапазон данных сигналов составляет от 8 до 30 Гц. Обработка сейсмических записей включает определение положений очагов по временам вступлений P- и S-волн, оценку выделившейся сейсмической энергии E_S, а также идентификацию типа события (технологический взрыв в руднике, естественное событие).

Результаты обработки свидетельствуют, что очаги всех событий приурочены к территориям шахтных полей рудников. Ввиду того, что конфигурация систем сейсмомониторинга на рудниках ВКМКС близка к планарной (сейсмоприемники установлены в горных выработках, которые расположены приблизительно в горизонтальной плоскости), прямая оценка вертикальной координаты очагов событий по временам прихода фаз объемных волн затруднена. Однако некоторые свойства волновых форм (низкая амплитуда P-волн по сравнению с S-волнами на вертикальных сейсмоприемниках, отсутствие высоких кажущихся скоростей распространения сейсмических волн через расстановку сейсмоприемников) дают основание полагать, что очаги событий приурочены к уровню горных выработок.

Интересной особенностью сейсмичности, отмечаемой в рудниках ВКМКС, является присутствие здесь группы событий с интенсивными поверхностными волнами Рэлеевского типа (R) в частотном диапазоне 0,5—2 Гц (рис. 3.4, б). Применение разработанных в «большой» сейсмологии алгоритмов восстановления параметров источников для событий с интенсивными поверхностными волнами позволяет интерпретировать их очаговые процессы как локальные обрушения кровли горных выработок [Маловичко, 2006].

В среднем в течение года на рудниках СКРУ-1, СКРУ-2 и СКРУ-3 регистрируется порядка 300 событий с сейсмическими энергиями от 100 Дж до 30 кДж, на руднике БКРУ-1 — около 50 событий с энергиями от 500 Дж до 5 кДж. На основе каталогов данных событий исследуется сейсмический режим рудников, выделяются активные зоны и анализируется динамика их развития. Данная информация учитывается при планировании горных работ (в частности, позволяет корректировать порядок проведения закладочных работ).

3.1.3. Результаты наблюдений стационарными сейсмическими станциями

Стационарными сейсмостанциями Пермской области в среднем ежегодно фиксируется около 4500 сейсмических событий различной природы. В их число входят только те, которые имели на сейсмограммах динамически выраженные вступления продольных и поперечных волн. Все многообразие регистрируемых событий можно разделить на три группы:

1) дальние землетрясения (с магнитудами 4,0 и более), очаги которых расположены на расстояниях в тысячи и десятки тысяч километров. К данной группе относится порядка 75% событий;

2) технологические и массовые взрывы на карьерах и рудниках, а также взрывы вследствие аварий на различных ответственных объектах (магистральных газопроводах, химических комбинатах и т. д.). На долю подобных событий приходится примерно 20% от общего числа;

3) местные землетрясения и микроземлетрясения, имеющие тектоническую природу или вызванные ведением горных работ. К данной группе принадлежит менее 5% событий.

Именно последняя группа событий является главным объектом сейсмологического мониторинга для сети сейсмостанций Пермской области. Большую часть этих событий (около 60%) формируют слабые микроземлетрясения (с магнитудами от −0,5 до 1,0) на территории Верхнекамского региона (Усольский, Березниковский и Соликамский районы). Как правило, они фиксируются лишь одной или двумя ближайшими станциями (PR1 и SOKR), что создает трудности при локации их очагов и оценке параметров. В эту же группу включены слабые события, регистрируемые сейсмостанцией PR3 и интерпретируемые как обрушения в Кунгурской ледяной пещере.

Наиболее крупные землетрясения (с магнитудами M_L от 1 до 4,4) из последней группы представлены в табл. 3.2, а положение их эпицентров показано на рис. 3.5. Как видно из таблицы и рисунка, действующая на территории Пермской области сейсмическая сеть позволяет получать информацию о сейсмичности не только для территории области, но также и для значительной части Урала и прилегающих регионов — Кировской области и Республики Коми.

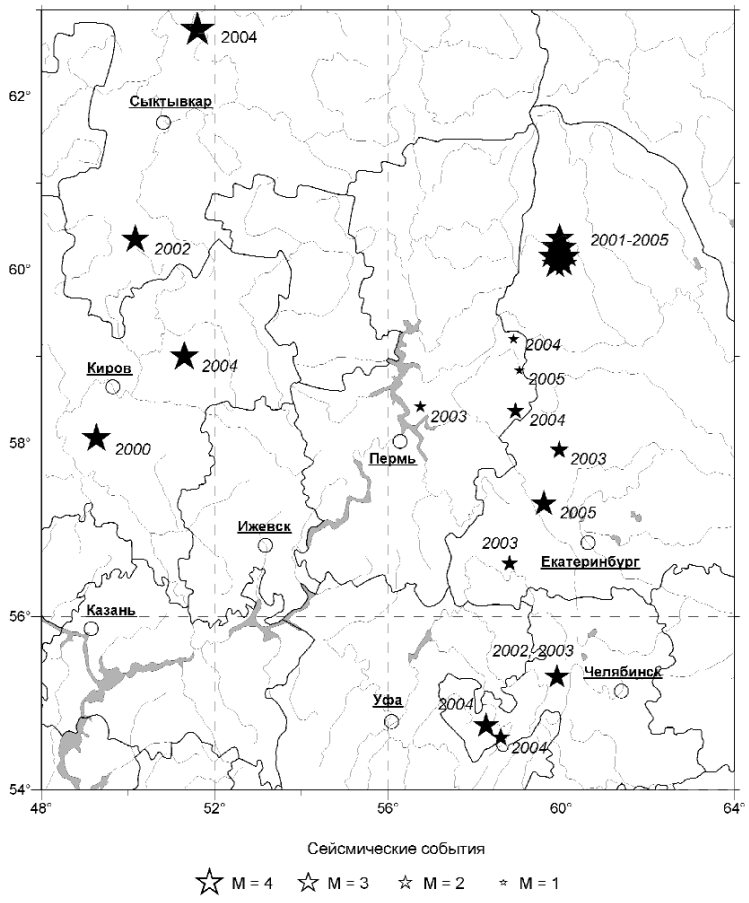


Рис. 3.5. Карта эпицентров сейсмических событий на территории Пермской области и соседних регионов за 2000–2005 гг.

Самыми крупными тектоническими землетрясениями, зарегистрированными в центральной части Уральского региона в новом тысячелетии, являются землетрясения в Челябинской области вблизи г. Златоуста, в Кировской области вблизи г. Белая Холуница, а также в Республике Коми в р-не г. Емвы. Данные землетрясения произошли, соответственно, 18 августа 2002 г., 18 мая 2004 г. и 17 сентября 2004 г. и имели магнитуды 3,9, 4,0 и 4,4. Сейсмическая запись сильнейшего из них приведена на рис. 3.6.

Наиболее крупными техногенными сейсмическими событиями в новом тысячелетии на Урале являются землетрясения в районе Североуральских бокситовых месторождений. За последние 5 лет зафиксировано 8 таких землетрясений, локальные магнитуды которых превысили 3,0. Характерно, что половина из них произошла в 2005 г. Запись самого крупного землетрясения — 29 ноября

Таблица 3.2. Каталог сейсмических событий за 2000—2005 гг.

№ п/п	Дата (год, месяц, день)	Время. UTC	Координаты. град.		Магнитуда M_L	Местоположение эпицентра
			широта *N*	долгота *E*		
1	2000.01.18	04:05:42	58.06	49.27	3.7	Кировская область, район н.п. Нижнеивкино
2	2001.10.02	03:39:19	60.16	59.96	3.1	Свердловская область, район г. Североуральска
3	2002.02.25	18:37:41	63.70	47.60	3.3	Республика Коми, район н.п. Междуреченск
4	2002.07.24	17:03:47	60.16	59.96	3.3	Свердловская область, район г. Североуральска
5	2002.08.18	15:23:18	55.30	59.90	3.1	Челябинская область, район г. Златоуста
6	2002.11.09	06:47:15	60.35	50.17	3.6	Республика Коми, Койгородский район
7	2003.03.13	14:01:12	57.92	59.95	2.3	Свердловская область, г. Н. Тагил
8	2003.06.05	10:15:32	67.08	74.15	3.9	Тюменская область, устье р. Оби
9	2003.06.26	08:14:10	60.16	59.96	3.5	Свердловская область, район г. Североуральска
10	2003.07.18	22:59:03	58.42	56.75	1.6	Пермская область, Добрянский район
11	2003.07.20	20:33:23	56.61	58.81	2.1	Свердловская область, район г. Нижн. Серги
12	2003.10.15	11:20:56	55.30	59.90	2.7	Челябинская область, район г. Златоуста
13	2004.03.25	15:01:42	60.16	59.96	3.6	Свердловская область, район г. Североуральска
14	2004.04.11	20:13:39	59.20	58.90	1.3	Пермская область, Горнозаводский район
15	2004.05.18	15:59:25	59.00	51.30	3.8	Кировская область, район г. Белая Холуница
16	2004.06.16	17:25:51	58.37	58.94	2.2	Пермская область, Горнозаводский район
17	2004.07.07	00:31:00	54.60	58.60	2.4	Челябинская область, район г. Катав-Ивановска
18	2004.07.07	00:46:53	54.74	58.26	3.2	Там же
19	2004.07.23	02:21:26	60.87	66.30	3.4	Тюменская область
20	2004.09.17	18:58:13	62.77	51.60	4.4	Республика Коми, Княжпогостский район
21	2005.03.22	02:56:34	60.16	59.96	3.2	Свердловская область, район г. Североуральска
22	2005.09.21	20:40:19	57.30	59.60	3.3	Свердловская область, г. В. Тагил
23	2005.09.23	20:55:58	60.16	59.96	3.0	Свердловская область, район г. Североуральска
24	2005.10.01	12:40:06	60.16	59.96	3.3	Свердловская область, район г. Североуральска
25	2005.11.12	17:45:32	58.84	59.03	1.2	Пермская область, Горнозаводский район
26	2005.11.29	02:24:57	60.16	59.96	3.8	Свердловская область, район г. Североуральска

Примечание. Сейсмические события в р-не г. Североуральска представлены только с $M_L > 3{,}0$.

2005 г. с магнитудой 3,6 представлена на рис. 3.7. Некоторые из землетрясений на Североуральских бокситовых месторождениях сопровождались значительными разрушениями в горных выработках действующих шахт.

Анализ пространственного распределения эпицентров сейсмических событий на рис. 3.5 свидетельствует, что они приурочены к четырем зонам. Четыре крупных землетрясения (с магнитудами 3,7—4,4) произошли в южной части Республики Коми и в восточной части Кировской области. Другая локальная зона сейсмоактивности отмечается в Челябинской области вблизи городов Златоуст и Катав-Ивановск.

Зоной высокого уровня техногенной активности проявил себя район шахт Североуральского бокситового месторождения. Помимо 8 землетрясений с магнитудами более 3,0 здесь были также зафиксированы и сейсмические события магнитудного уровня 1,5—2,5.

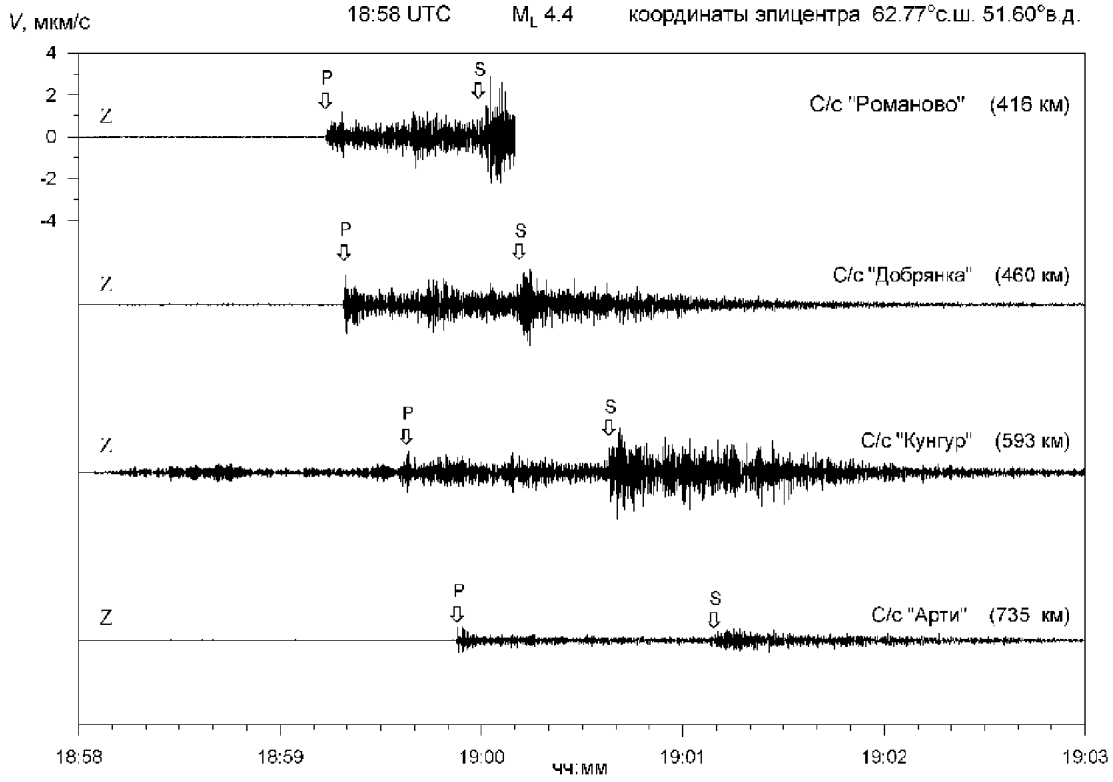


Рис. 3.6. Землетрясение в районе г. Емвы Республики Коми 17 сентября 2004 г.

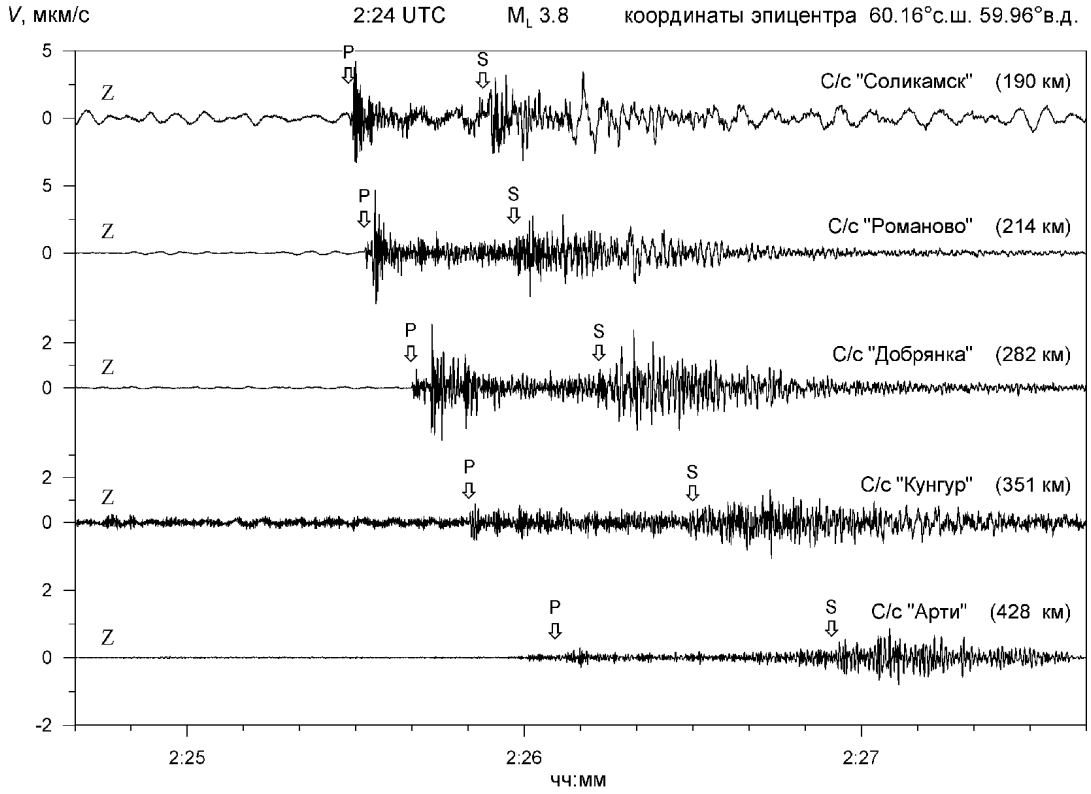


Рис. 3.7. Землетрясение на Североуральских бокситовых месторождениях 29 ноября 2005 г.

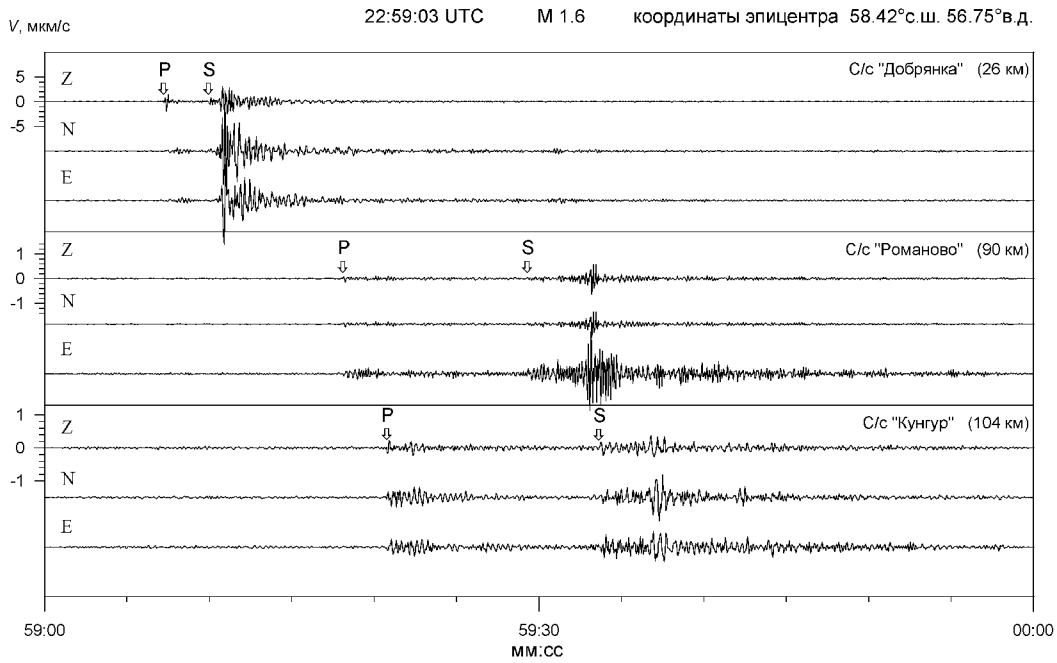


Рис. 3.8. Сейсмическое событие в Добрянском районе Пермской области 18 июля 2003 г.

Наконец, зона рассеянной сейсмичности может быть выделена на территории Среднего Урала. Максимальные магнитуды сейсмических событий здесь составили 2,2 (в Горнозаводском районе Пермской области) и 3,3 (вблизи г. В. Тагил).

Любопытным событием является землетрясение с магнитудой 1,6, зафиксированное в центральной части Пермской области 18 июля 2003 г. Очаг землетрясения оказался расположенным на территории Ярино-Каменоложского месторождения нефти. Отсутствие поверхностных волн на сейсмограммах указывает на глубинную природу очага (рис. 3.8). Примечательно, что данное событие является единственным достоверно зафиксированным землетрясением, приуроченным к нефтяным месторождениям Пермской области.

3.2. СЕЙСМИЧНОСТЬ УРАЛА

Исследования уральской сейсмичности начались в конце XIX в. В каталог землетрясений Российской империи, составленный И. В. Мушкетовым и А. П. Орловым [1893], вошли и уральские события за период с 1788 по 1885 г. Большую работу по сбору и обобщению данных об уральских землетрясениях проделали З. Г. Вейс-Ксенофонтова и В. В. Попов. В своей статье [Вейс-Ксенофонтова, Попов, 1940] они приводят результаты обобщения и анализа макросейсмических данных о землетрясении 1914 г. (самого значительного сейсмического события в регионе), а также схему сейсмичности Урала и каталог землетрясений с 1788 по 1939 г. В 1961 г. А. Я. Левицкая опубликовала схему распределения эпицентров землетрясений Урала с 1693 по 1958 г., составленную на основе карточного каталога ИФЗ [Левицкая, 1961]. На схему было вынесено 40 эпицентров землетрясений по данным макросейсмических исследований и три события по инструментальным наблюдениям. Эти же три события представлены в [Атлас землетрясений.., 1962]. Большой вклад в систематизацию сейсмических данных внес И. В. Ананьин, составивший в 1977 г. «Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г.». В этом каталоге все события приведены к единому общемировому времени и сделана их энергетическая оценка. Следующий систематизированный каталог землетрясений Урала за период с 1693 по 1997 г. опубликован в книге «Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона» [2001]. В книге и в каталоге отражены результаты исследований уральской сейсмичности, которые проводились в 60-е, 70-е и 80-е годы в Институте геофизики УрО РАН под руководством Н. И. Халевина, в 80-е и 90-е годы в Уральском филиале ВНИМИ под руководством В. С. Ломакина, в 90-е годы в Институте

геофизики УрО РАН и в Уральском филиале Центра ГЕОН под руководством В. С. Дружинина, в Горном институте УрО РАН (г. Пермь) под руководством А. А. Маловичко и в Баженовской геофизической экспедиции под руководством С. Н. Кашубина. Анализу макросейсмических и инструментальных материалов по всем сейсмическим событиям, вошедшим в Уральский каталог, и уточнению этого каталога посвящен сборник «Сейсмические события Уральского региона за 1914–2002 гг.» [2002].

Началом инструментального периода сейсмических наблюдений на Урале можно считать октябрь 1913 г., когда было окончено переоборудование сейсмической станции в Екатеринбурге, открытой в 1906 г., сейсмографами системы Голицына и была обработана первая сейсмограмма. С этого времени станция «Екатеринбург», впоследствии – «Свердловск», становится станцией 1-го класса, выполняющей наблюдения за землетрясениями и обработку полученных данных по единой программе совместно с шестью другими российскими станциями такого же класса. С 1970 г. начинает работать сейсмическая станция «Арти» Института геофизики УрО РАН, включенная в 1973 г. в Единую сеть сейсмических наблюдений (ЕССН). В настоящее время это обсерватория, входящая в систему IRIS. С 1971 по 1995 г. сейсмические наблюдения проводились в Кизеловском угольном бассейне (станции «Углеуральск» и «Северная»), с 1992 г. начала работать станция «Кургазакская» на Южноуральских бокситовых рудниках (в настоящее время закрыта). С 1979 г. работает многоканальная сейсмическая станция «Североуральск», осуществляющая регистрацию сейсмической активности и прогноз горных ударов на Североуральских бокситовых месторождениях.

В настоящее время в регионе, кроме перечисленных сейсмических станций, работают цифровые сейсмостанции Горного института УрО РАН, образующие Западноуральскую сейсмологическую сеть («Соликамск», «Пермь», «Кунгур», «Добрянка», «Романово», «Верхнечусовские городки», «Власы»), и три пункта создаваемой Институтом геофизики УрО РАН совместно с Уралсейсмоцентром Свердловской региональной сети, оборудованные трехкомпонентными цифровыми регистраторами: «Зональный» (г. Нижний Тагил), «Мариинск» (в 20 километрах к югу от г. Ревды) и «Радон» (в 20 километрах к северо-востоку от г. Екатеринбурга). Ограниченное время работали экспедиционные пункты: «Октябрьский» и «Екатеринбург» (рис. 3.9).

В результате выполненных исследований установлено, что уральские землетрясения имеют различную природу. Это денудационные (обвальные) землетрясения в районах развития карстовых пустот в Пермском и Башкирском Предуралье, землетрясения метеоритного происхождения, горные и горно-тектонические удары и землетрясения тектонической природы, не связанные с деятельностью человека.

За 220 лет на Урале зафиксировано (по различным источникам) порядка 100 сейсмических событий, из них 60 зарегистрировано инструментально. При этом 85% всех инструментально зарегистрированных событий составляют техногенные землетрясения (горно-тектонические удары) и 15% – землетрясения тектонической природы. Инструментальных записей денудационных (карстово-провальных) землетрясений и землетрясений метеоритного происхождения по материалам уральских сейсмических станций не выявлено. Эти события включены в каталоги только по макросейсмическим описаниям.

В настоящей работе приводится краткое описание инструментально зарегистрированных на Урале сейсмических событий с 2002 по 2005 г., которые не вошли в перечисленные каталоги, а также приводятся дополнительные сведения о некоторых известных землетрясениях. На основе анализа всех событий дается общая характеристика сейсмичности Урала.

При обработке инструментальных записей местных сейсмических событий, зарегистрированных станциями «Свердловск», «Арти» и тремя станциями Свердловской региональной сети, выполнен сравнительный анализ записей промышленных взрывов, горно-тектонических ударов и местных землетрясений. По результатам анализа установлено преобладание сдвиговых волн и отсутствие поверхностных на записях местных землетрясений. Отношение A_S/A_P на сейсмограммах тектонических событий может достигать 10, в то время как у взрывов это отношение не более 3, у горных ударов – 3–5. Эти характерные особенности позволяют оценивать природу регистрируемых событий (рис. 3.10).

Землетрясения техногенного характера, связанные с влиянием горных работ, происходили неоднократно в Кизеловском угольном бассейне (до момента закрытия шахт в середине 90-х годов), на Североуральских и Южноуральских бокситовых рудниках (СУБР и ЮУБР) и в пределах Верхнекамского месторождения калийных солей.

Одно из интенсивных событий техногенной природы произошло в 1955 г. в Кизеле. Во всех каталогах до 2002 г. оно отмечено как землетрясение, но это типичный горно-тектонический удар с глубиной очага 0,6 км, магнитудой M = 4 и интенсивностью в эпицентре I_0 = 5, который ощущался на поверхности на удалении до 5 км от шахты [Сейсмические события.., 2002].

Еще более интенсивный горный удар 28 мая 1990 г. в районе Южноуральского бокситового рудника, зарегистрированный многими станциями, в том числе зарубежными, привел к большим разрушениям подземных выработок и частичному разрушению надземной части вентиляционного ствола. Его магнитуда M = 4,4, интенсивность в эпицентре 5—6 баллов, глубина очага 0,4 км.

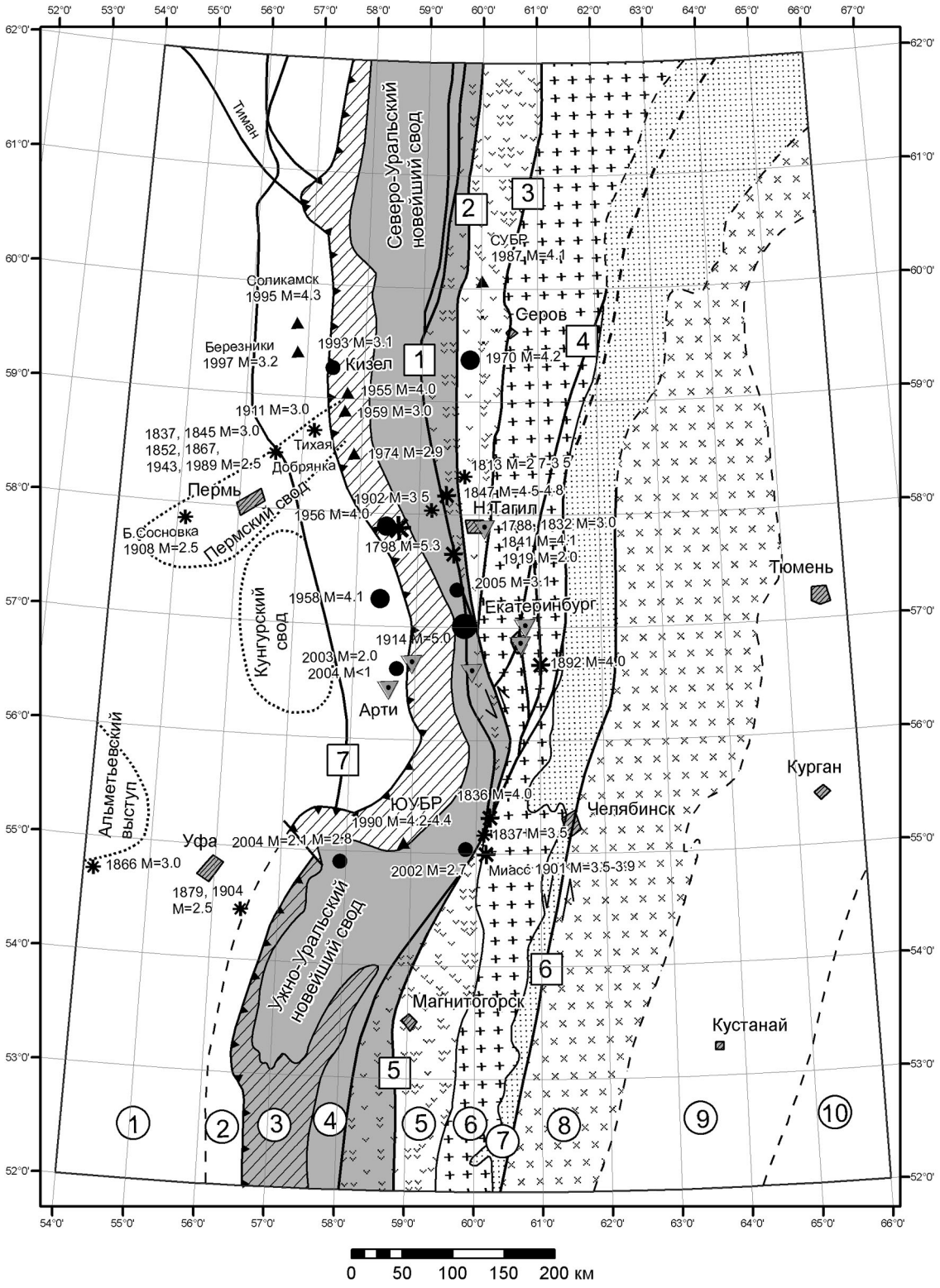
Событие 5 января 1995 г. в районе Соликамска (M = 4,3, интенсивность в эпицентре 5,5 балла, глубина очага меньше 1 км) привело к крупной аварии на калийном руднике, сопровождавшейся «многочисленными разрушениями опорных целиков и взрывами горючих газов, а также оседанием земной поверхности на площади 55 га. Область ощутимых на поверхности сотрясений (2—3 балла) оценивается в 40 км в меридиональном направлении и 25 км — в широтном. Эпицентральная область существенно меньше, она оконтуривает зону обрушения» [Сейсмические события.., 2002].

Из этих примеров видно, что сейсмические события техногенной природы, даже самые интенсивные, пятибалльные и шестибалльные, отличаются небольшой областью распространения и глубиной очага меньше одного километра. Такая глубина объясняет присутствие интенсивных поверхностных волн на записях горных ударов. Параметры всех инструментально зарегистрированных событий техногенной природы с магнитудой больше или равной двум приведены в каталоге (табл. 3.3), большая часть которого (с 1955 по 1997 г.) взята из сводного каталога уральских сейсмических событий [Сейсмические события..., 2002]. Часть, соответствующая периоду с 2002 по 2005 г., составлена по результатам интерпретации данных Свердловской региональной сети.

События с большой площадью ощутимых сотрясений, а также события, эпицентры которых расположены за пределами локальных участков карстово-провальных и техногенных землетрясений, отнесены нами к тектоническим (или вероятно тектоническим), если записи этих событий отличаются преобладанием сдвиговых и отсутствием поверхностных волн. При оценке природы события учитывались также особенности глубинного строения очаговых зон, их приуроченность к определенным неоднородностям литосферы и к тектоническим узлам. Параметры всех инструментально зарегистрированных уральских тектонических событий сведены в отдельный каталог (табл. 3.4).

Самое интенсивное из всех инструментально зарегистрированных тектонических событий — *Билимбаевское землетрясение 17 августа 1914 г.,* охватившее весь средний Урал (около 700 км в меридиональном направлении и 400 км — в широтном), зарегистрировано девятью сейсмическими станциями, российскими и зарубежными. Это событие подробно описано в работе З. Г. Вейс-Ксенофонтовой и В. В. Попова [1940]. По результатам анализа макросейсмических данных З. Г. Вейс-Ксенофонтовой и Н. Э. Штеллингом была построена схема распространения землетрясения в виде изосейст. Зона максимальной интенсивности сотрясений оконтурена общей изосейстой 5—6 баллов. В эту зону попали Екатеринбург, Н. Тагил и Н. Серги, а в самом центре оказался Билимбаевский завод, где падали дымовые трубы и растрескивались каменные стены. Интенсивность в эпицентре — 6 баллов, магнитуда, определенная по сейсмограмме станции «Екатеринбург», равна 5. Координаты эпицентра, которые приведены в работе, соответствуют координатам п. Билимбай, но почему-то они были несколько изменены в каталоге [Новый каталог.., 1977] и во всех последующих. У Вейс-Ксенофонтовой $\lambda = 59°47'$, в Новом каталоге $\lambda = 59.4°$. Возможно, просто произошла ошибка, и 47 минут прочитали как 0.47 градуса. Мы приводим в своем каталоге вариант координат Вейс-Ксенофонтовой (выделен в табл. 3.4 жирным шрифтом).

Землетрясение 28.07.1956 г. ощущалось в г. Перми, Пермском, Сергинском, Кишертском, Суксунском, Лысьвенском, Кунгурском и Красноуфимском районах. Имеется сейсмограмма станции «Свердловск», по которой произведена оценка магнитуды M = 4. Интенсивность в эпицентре в Атласе [Атлас землетрясений.., 1962] и в каталоге [Новый каталог.., 1977] принята равной 5, в работе Ломакина, Годзиковской и др. [Сейсмические события.., 2002] — 4. На наш взгляд, данное событие вполне можно считать тектоническим, так как область ощутимости его


Тиман
Северо-Уральский новейший свод
Соликамск
1995 M=4.3
Березники
1997 M=3.2
1993 M=3.1
Кизел
1911 M=3.0
1955 M=4.0
1959 M=3.0
1837, 1845 M=3.0
1852, 1867,
1943, 1989 M=2.5
Тихая
Добрянка
1974 M=2.9
Пермь
Пермский свод
Б.Сосновка
1908 M=2.5
1956 M=4.0
1902 M=3.5
1798 M=5.3
Кунгурский свод
1958 M=4.1
1914 M=5.0
2003 M=2.0
2004 M<1
Арти
Альметьевский выступ
Уфа
1866 M=3.0
1879, 1904
M=2.5
2004 M=2.1,M=2.8
ЮУБР
1990 M=4.2-4.4
2002 M=2.7
Южно-Уральский новейший свод
Магнитогорск
СУБР
1987 M=4.1
Серов
1970 M=4.2
1813 M=2.7-3.5
1847 M=4.5-4.8
Н.Тагил
1788, 1832 M=3.0
1841 M=4.1
1919 M=2.0
2005 M=3.1
Екатеринбург
1892 M=4.0
1836 M=4.0
1837 M=3.5
Миасс 1901 M=3.5-3.9
Челябинск
Тюмень
Курган
Кустанай
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
0 50 100 150 200 км

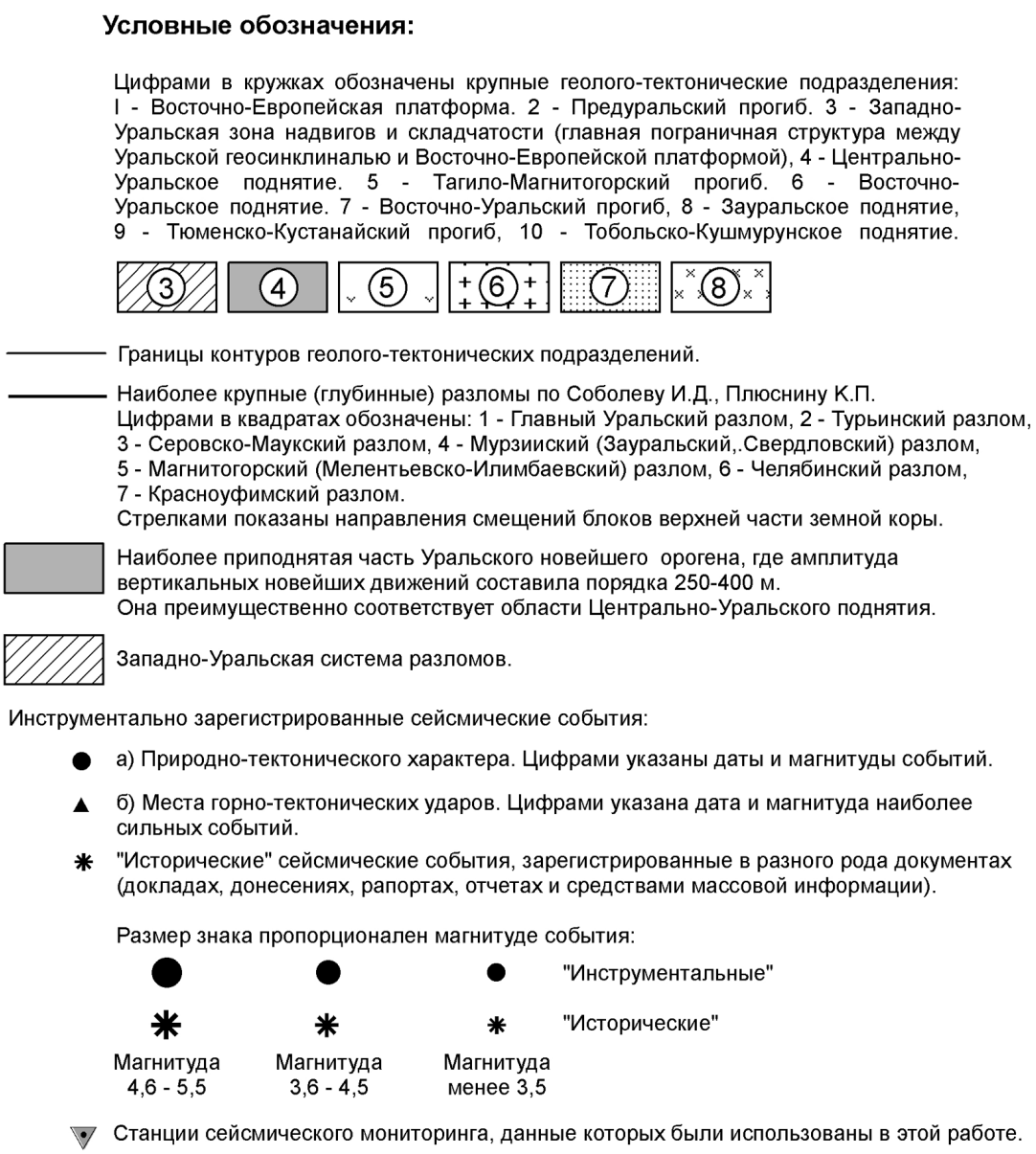


Рис. 3.9. Тектоническая схема центральной части Уральского региона (по Соболеву И. Д., 1983 г.) с эпицентрами ощутимых землетрясений

очень большая, и на записи отсутствуют поверхностные волны. Требуют уточнения координаты эпицентра, так как есть разночтения в разных каталогах. Судя по разности ($t_S - t_P$) = 22 с на сейсмограмме станции «Свердловск», эпицентральное расстояние равно 185 км, и это больше соответствует координатам, приведенным не в каталоге [Новый каталог.., 1977], а в работе Шимановского [Шимановский, 1957] и в Атласе [Атлас землетрясений.., 1962], т. е. почти на градус восточнее, в районе п. Кын.

Событие 13.09.1958 г. в районе Шамары-Шаля ощущалось в с. Филипповское, п. Кын и его окрестности и в г. Перми [Максимович, 1964]. Его мы также считаем тектоническим (высокочастотная запись на сейсмограмме E-W Харина и трех составляющих Голицына, поверхностных волн нет, длительность записи 11 минут). Эпицентральное расстояние 135 км ($t_S - t_P$ = 16 с) соответствует приведенным в Новом каталоге координатам. Представляет несомненный интерес низкая оценка балльности (3—3,5) при магнитуде, равной 4,0—4,1, которая вполне надежно определена. Такое соотношение интенсивности и магнитуды свидетельствует о большой глубине очага.

Таблица 3.3. Список инструментально зарегистрированных Уральских сейсмических событий техногенной природы с 1914 по 2002 г. [Сейсмические события.., 2002] и с 2002 по 2005 г. (по данным Свердловской региональной сейсмологической сети)

Дата	t_o, час-мин-сек	Координаты, градусы	h, км	K	M	I_0, баллы	Источники информации	Район и природа события
19.04.1955	08-46-12	59,0N ; 57,7E	0,6		4	5	СОГУ, с.116; бюл. «Свердловск»	Кизел, ГТУ
14.01.1957	13-43-23		<1		2,7	4	Ломакин; с/гр. «Свердловск»	Кизел-Губаха, сомнительное
24.04.1958	18-34-54	59,0N; 57,8E	≤1		2,8	5	СОГУ, с. 147; бюл. «Свердловск»	Кизел, ГТУ
10.09.1959	05-08-23	58,9N; 57,6E	≤1		<<3,7	<<5	СОГУ, с. 160; с/гр. и бюл. «Свердловск»	Кизел, ГТУ
21.08.1966	05-55	59,00N; 57,56E	~0,5	10,7	3,7	5	Ломакин; с/гр.«Свердловск»	Кизел, ГТУ
09.07.1967	01-12	59,05N; 57,60E	0,5		2,3		Ломакин; бюл. «Свердловск»	Кизел, ГТУ
13.06.1970	02-09-18	59,0N; 57,8E	≤1		2,7		Ломакин; с/гр. «Свердловск»	Кизел, ГТУ
28.08.1973	14-37-20	59,03N; 57,60E	0,3	9,5	3,3	5	Ломакин; с/гр. «Арти», «Свердловск»	Кизел, ГТУ
19.06.1974	18-27-04	58,50N; 57,86E	0,5-0,6		2,9	4,5	Ломакин; с/гр. «Арти», «Свердловск»	Гремячинск, ГТУ
07.11.1979	18-41	60,18N; 59,99E	1		2	4	Ломакин; с/гр. «Североуральск»	СУБР, ГТУ
28.11.1979	11-18	60,18N; 59,99E	1	9,0	2,8	5	Ломакин; с./гр. «Арти»	СУБР, ГТУ
10.06.1980	01-15	59,03N; 57,60E	0,4	9,9	3,3	5-6	Ломакин; с/гр. «Арти», «Свердловск», «Североуральск»	Кизел, ГТУ
14.06.1980	01-12	60,17N; 59,99E	≤1	7,7	2,2	5	Ломакин; с/гр. «Арти», «Североуральск», «Углеуральск»	СУБР, ГТУ
22.04.1984	18-39-45	60,33N; 59,99E	0,7	9,9	3,3		Ломакин; с/гр. «Арти», «Свердловск»	СУБР, ГТУ
05.10.1984	10-18	60,19N; 59,98E		8,6	2,6		Ломакин; с/гр. «Свердловск»	СУБР, ГТУ
21.10.1984	14-01	60,33N; 59,99E	1	7,8	2,1	4	Ломакин; с/гр. «Арти»	СУБР, ГТУ
19.09.1985	10-41	60,19N; 59,98E	1	11,2	4,0	4	Ломакин; с/гр. «Арти», «Свердловск»	СУБР, ГУ
15.03.1986	18-42-13	59,0N; 57,7E	1	9,5	3,1	4	Ломакин; с/гр. «Арти», «Свердловск», «Североуральск»	Кизел, ГТУ
26.02.1987	00-18-21	60,20N; 59,99E	0,6	11,3	4,1	5	Ломакин; КГУ; бюл. «Свердловск»; с/гр. «Свердловск», «Арти», «Углеуральск»	СУБР, ГТУ
03.05.1987	07-16	59,02N; 57,60E	1	8,8	2,7	5	Ломакин; бюл. «Арти»; с/гр. «Свердловск»	Кизел, ГТУ
02.12.1988	16-42-07	59,02N; 57,66E	1	9,5	3,1	5,5	Ломакин; с/гр. «Арти», «Свердловск»	Кизел, ГТУ
06.02.1989	11-50-04	59,08N; 57,66E	1		2,3	4,5	Ломакин; бюл. «Арти»	Кизел, ГТУ
10.04.1989	20-27-02	59,08N; 57,66E	0,3	8,2	2,6	4,0	Ломакин; с/гр. «Арти»	Кизел, ГТУ
18.06.1989	13-58-53	58,88N; 57,60E	1	9,2	3,1	4,0	Ломакин; с/гр. «Арти», «Свердловск», «Североуральск»	Губаха, ГТУ
05.08.1989	18-05	59,1N; 57,6E	0,5	8,3	2,4	4,5	Ломакин; с/гр. «Арти», «Североуральск»	Кизел, ГТУ
28.11.1989	20-12-18	59,1N; 57,6E	1	9,7	3,2	5,5	Ломакин; с/гр. «Арти», «Свердловск»	Кизел, ГТУ
28.05.1990	00-35-13	55,14N; 58,73E	0,4	8,7	2,6		Ломакин, Халевин (2002); с/гр. «Арти», «Свердловск»	ЮУБР, ГТУ
28.05.1990	00-35-50	55,14N; 58,73E	0,4	11,6	4,2	5	ОМЭ; Ломакин; Ломакин, Халевин (2002); с/гр. «Арти», «Свердловск»	ЮУБР, ГТУ
28.05.1990	02-41-27	55,14N; 58,73E	0,4	12,0	4,4	6	ОМЭ; Ломакин; Ломакин, Халевин (2002); с/гр. «Арти», «Свердловск»	ЮУБР, ГТУ
12.12.1990	20-03-22	59,1N; 57,7E	<1	9,2	2,9	3,5	Ломакин; с/гр. «Арти», «Свердловск», «Североуральск»	Кизел, ГТУ
17.08.1991	20-15-18	59,1N; 57,6E	0,3	8,8	2,7	3,5	С/гр. «Арти», «Свердловск»	Кизел, ГТУ
21.03.1992	23-41-59	59,1N; 57,6E	0,3	8,1	2,3	3	С/гр. «Арти», «Свердловск»	Кизел, ГТУ
15.10.1992	08-53	59,09N; 57,63E	0,4	8,8	2,7	4	Ломакин; с/гр. «Североуральск»	Кизел, ГТУ
23.04.1993	16-02-36	59,09N; 57,64E	0,4	9,3	3,1		С/гр. «Арти», «Свердловск»	Кизел, ГТУ
25.10.1993	13-31-04	59,23N; 56,77E	4	9,3	3,2		С/гр. «Арти», «Свердловск»	Березники, возможно техногенное
11.12.1993	08-35-49	59,10N; 57,65E		8,4	2,7		С/гр. и бюл. «Арти»	Кизел, ГТУ
14.12.1993	21-22-45	59,10N; 57,64E	0,5	9,0	3,0		С/гр. и бюл. «Арти»	Кизел, сомнительное
28.07.1994	19-06-22	55,13N; 58,76E	0,2		2,0	4	Ломакин; с/гр «Арти», «Кургазак»	ЮУБР, ГТУ

28.07.1994	19-11-31	55,13N; 58,76E	0,2		3,5	4	Ломакин; с/гр. «Арти», «Кургазак», «Свердловск»	ЮУБР, ГТУ
05.01.1995	12-46-02	59,59N; 56,80E	<1	11,9	4,3	5,5	Маловичко (2001); с/гр. «Арти», «Свердловск»	Соликамск, ГТУ
08.10.1997	20-57-33	59,36N; 56,93E	1	9,0	>3,0		С/гр. «Арти», «Свердловск»	Березники, возможно техногенное
24.07.2002	17-04	60,2N; 60,0E		8,3	2,4		С/гр. «Радон», «Зональный», «Октябрьский»	СУБР, ГТУ
13.03.2003	14-01	57,97N; 59,85E		8,0	2,2		С/гр. «Арти», «Зональный», «Мариинск»	Н. Тагил, ГТУ
26.06.2003	08-13	60,2N; 60,0E		8,8	2,7		С/гр. «Радон», «Зональный», «Мариинск»	СУБР, ГТУ
04.08.2003	18-29	60,2N; 60,0E		~8,3	~2,4		С/гр. «Радон», «Зональный», «Мариинск»	СУБР, ГТУ
13.02.2004	14-37	60,2N; 60,0E		8,0	2,2		С/гр. «Радон», «Зональный», «Мариинск»	СУБР, ГТУ
25.03.2004	15-01	60,2N; 60,0E		~8,5	~2,5		С/гр. «Радон», «Зональный», «Мариинск»	СУБР, ГТУ
22.03.2005	02-56	60,2N; 60,0E		8,3	2,4		С/гр. «Радон», «Зональный», «Мариинск»	СУБР, ГТУ
23.09.2005	20-55	60,2N; 60,0E		8,0	2,2		С/гр. «Радон», «Зональный», «Екатеринбург»	СУБР, ГТУ
01.10.2005	12-40	60,2N; 60,0E		8,5	2,5		С/гр. «Радон», «Зональный», «Екатеринбург»	СУБР, ГТУ
29.11.2005	02-24	60,2N; 60,0E		≥9,9	≥3,3		С/гр. «Радон», «Зональный»	СУБР, ГТУ

Примечание. КГУ — Каталог горных ударов на рудных и нерудных месторождениях. Л.: Изд-во ВНИМИ, 1989, 182 с. Ломакин — Оперативные данные и архивные материалы Уральского филиала ВНИМИ. Ломакин, Халевин (2002) — Ломакин В. С., Халевин Н. И. О сейсмичности Урала // Уральский геофизический вестник. № 3. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2002. С. 89—96. Маловичко (2001) — Маловичко А. А., Маловичко Д. А., Кустов А. К. Соликамское землетрясение 5 января 1995 года (M = 4,2) // Землетрясения Северной Евразии в 1995 году. М.: Изд-во ОИФЗ РАН, 2001. С. 163—169. ОМЭ — Данные Опытно-методической экспедиции Геофизической службы РАН. СОГУ — Систематическое описание горных ударов на шахтах СССР. Л.: Изд-во ВНИМИ, 1967. 534 с.

Таблица 3.4. Список инструментально зарегистрированных землетрясений Уральского региона с 1914 по 2005 г.

Дата	t_0, час-мин-сек	Координаты, градусы	h, км	M	I_0, баллы	Источники информации	Район и природа события
17.08.1914	04-57-01	56,80 N; 59,40 E **57,00 N; 59,80 E**	26	5,0	6,0	[Атлас.., 1962; Вейс-Ксенофонтова, Попов, 1940; Левицкая, 1961; Новый каталог.., 1977; Сейсмические события.., 2002; Сейсмичность.., 2001]; с/гр. «Свердловск»	Билимбай; тектоническое
28.07.1956	21-02-42	57,90 N; 58,50 E	15	4,0	5,0	[Атлас.., 1962; Левицкая, 1961; Новый каталог.., 1977; Сейсмические события.., 2002; Сейсмичность.., 2001; Шимановский, 1957]; с/гр. «Свердловск»	Кын; вероятно тектоническое
13.09.1958	04-39-50	57,20 N; 58,40 E	?	4.1	3.5?	[Атлас.., 1962; Максимович, 1964; Новый каталог.., 1977; Сейсмические события.., 2002; Сейсмичность.., 2001]; с/гр. «Свердловск»	Шамары; вероятно тектоническое
21.02.1970	07-09-15	59,40 N; 59,80 E	10?	4,2	5,0?	[Новый каталог.., 1977; Сейсмические события.., 2002; Сейсмичность.., 2001]; с/гр. «Свердловск»	Павда; вероятно тектоническое
18.08.2002	15-33-51,5	55,05 N; 59,85 E	6	2,7	4,0	[О тектонической.., 2004; Сейсмические события.., 2002]; с/гр. «Арти», «Свердловск», Свердловская сеть: «Радон», «Зональный», «Октябрьский» и Западно-Уральская сеть: «Добрянка»	Сыростан; вероятно тектоническое
20.07.2003	20-33-23,5	56,65 N; 58,65 E	24	2,0	2,5	[О тектонической.., 2004]; с/гр. «Арти», Свердловская сеть: «Мариинск», «Радон», «Зональный» и Западно-Уральская сеть: «Добрянка», «Романово»	Сабарский увал; вероятно тектоническое
07.07.2004	00-31-19	54,85 N; 57,95 E	?	2,1	?	[Информация.., 2005]; с/гр. «Арти», Свердловская сеть: «Радон», «Зональный», «Мариинск» и Западно-Уральская сеть: «Добрянка», «Романово», «Кунгур», «Пермь»	Катав-Ивановск; сомнительное
	00-46-53	54,85 N; 57,95 E	~ 4	2,8	4,0		
04.09.2004	06-25-13 06-37-14	56,65 N; 58,75 E		< 1		С/гр. временной ст. «Сосновый Бор»	Сосновый Бор; вероятно тектоническое
21.09.2005	20-40-21,5	57,35 N;59,70 E	10	3,1	4,0	С/гр. «Арти»,«Свердловск», Свердловская сеть: «Радон», «Зональный», «Екатеринбург»	В. Тагил; вероятно тектоническое

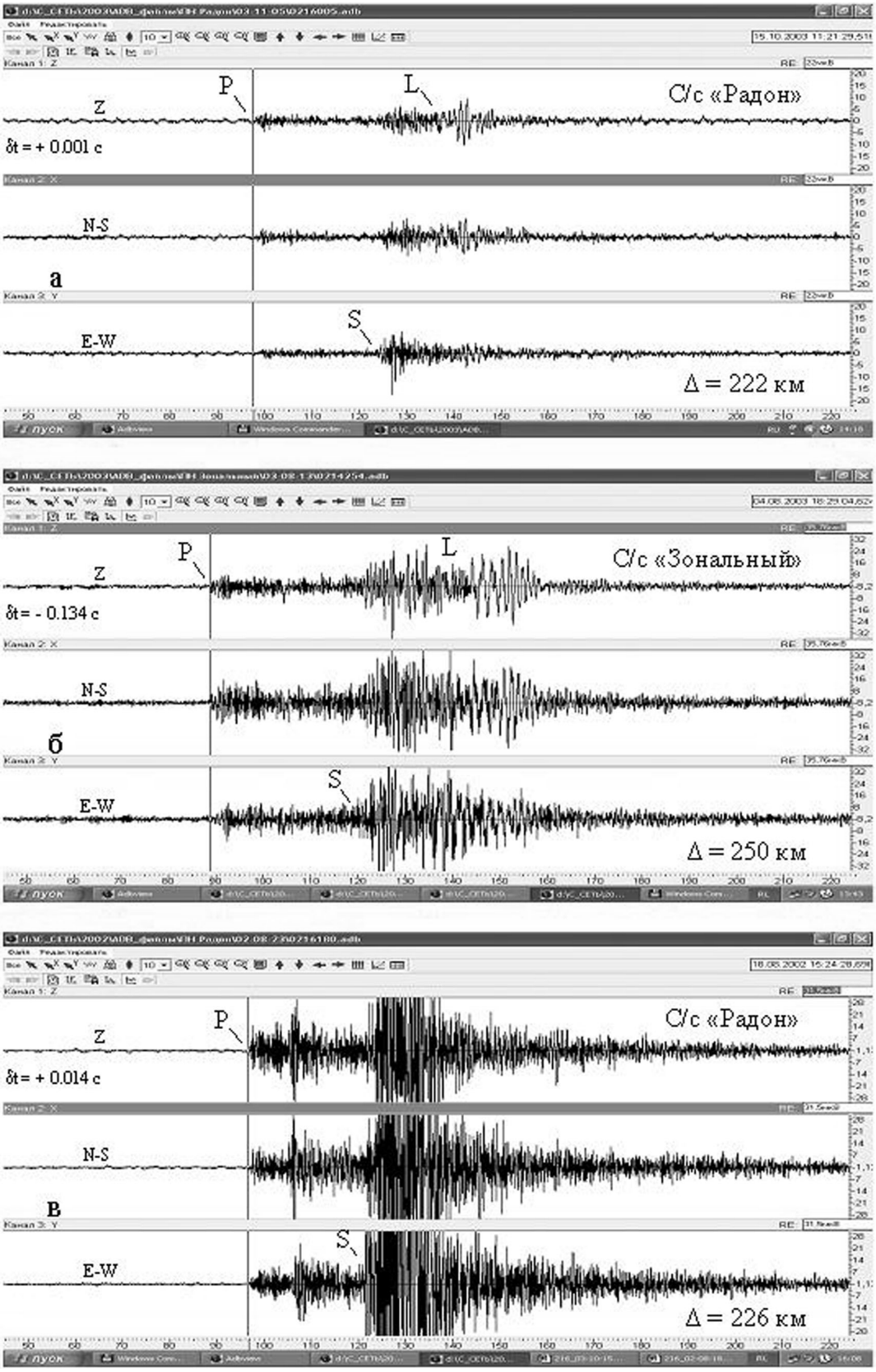


Рис. 3.10. Сейсмограммы: промышленный взрыв 15.10.2003, Хребет, ст. «Радон» (а); горно-тектонический удар 04.08.2003, СУБР, ст. «Зональный» (б); землетрясение 18.08.2002, Сыростан, ст. «Радон» (в)

Следует отметить, что оба события — 1956 и 1958 гг. — произошли в одной структурно-тектонической зоне, а именно — в пограничной зоне между Предуральским прогибом и Западно-Уральской зоной складчатости. К этой же зоне приурочено самое интенсивное шестибалльное землетрясение доинструментального периода — Пермско-Лысьвенское (1798 г.), область ощутимых сотрясений которого охватывала Пермский, Осинский, Кунгурский, Екатеринбургский и Верхотурский уезды, распространяясь по площади более чем 500×400 км.

Событие 21.02.1970 г. в районе Павды по характеру записи на вертикальном приборе СВКМ станции «Свердловск» ($t_S - t_P = 31$ с, эпицентральное расстояние 280 км) вполне можно отнести к тектоническим: отличается высокочастотной записью, абсолютным преобладанием сдвиговых волн ($A_S/A_P = 10$) и полным отсутствием поверхностных. Зарегистрировано 14 станциями на удалении более 3000 км. Магнитуда равна 4,2, интенсивность — 5,0 (?) в г. Павда, других макросейсмических данных нет.

Событие, произошедшее 18.08.2002 г. в 15 часов 33 минуты в районе Златоуста — Миасса и названное нами Сыростанским, зарегистрировано шестью сейсмическими станциями: «Арти», «Свердловск», «Добрянка», «Октябрьский», «Радон» и «Зональный» (рис. 3.9). В работе [Сейсмические события.., 2002] приводятся данные анализа сейсмограммы станции «Свердловск», а также опросные сведения. Из этих сведений следует, что землетрясение ощущали жители Златоуста, Миасса, Новозлатоуста, Уржумки, Медведки, Кувашей, Магнитки, Кусы, Атляна, Хребта и Сыростана, отмечались звон посуды, дребезжание оконных стекол, вибрации зданий (более сильные, чем при взрывах в ближайшем карьере п. Хребет), люди выходили на улицу. Наиболее сильные сотрясения ощущались в поселках Хребет и Сыростан, особенно в последнем. Даются координаты эпицентра, магнитуда $M = 2,7$ и интенсивность $I_0 = 4$, природа события оценена как техногенная.

Мы проанализировали записи данного события на четырех сейсмических станциях — «Арти», «Октябрьский», «Радон» и «Зональный» (рис. 3.11). Ни на одной из этих записей нет поверхностных волн, которые обычно являются доминирующими на записях взрывов и горных ударов. Вторая особенность анализируемых сейсмограмм — большая интенсивность поперечных волн по сравнению с продольными. Максимальные амплитуды A_S превышают максимальные амплитуды A_P в 10 раз — на станциях «Арти» и «Радон», в 8 раз — на станции «Октябрьский», что характерно для тектонических землетрясений. Обе эти особенности хорошо видны при сравнении сейсмограмм станции «Радон» с записями Сыростанского события 18.08.2002 и промышленного взрыва 15.10.2003 из того же района, предположительно из карьера в п. Хребет (рис. 3.10). Для наглядности эти события визуализированы примерно с одинаковым усилением. При этом максимальные амплитуды поперечных волн на записи тектонического события оказались «срезанными» — не вместились в размеры заданного окна. Если оценить глубину очага по известной корреляционной зависимости между магнитудой, интенсивностью и глубиной, приняв $M = 2,7$, а $I_0 = 4$, что соответствует и нашей оценке, получим $h = 7,5$ км. Время в очаге — $t_0 = 15$ ч 33 мин 51,5 с, эпицентр (55°02.2′N; 59°51.5′E) на 4 км южнее п. Сыростан, в котором землетрясение ощущалось сильнее, чем в соседних населенных пунктах. Принятые нами характеристики Сыростанского события приведены в работе [О тектонической природе.., 2004] и в табл. 3.4.

20 июля 2003 г. в 20 ч 33 мин по гринвичскому времени (02 ч 33 мин 21 июля — по местному) двумя стационарными станциями «Свердловск» и «Арти», а также тремя станциями Свердловской региональной сети («Зональный», «Радон», «Мариинск») и двумя — Пермской сети («Добрянка» и «Романово») зарегистрировано местное сейсмическое событие, которое мы по результатам анализа классифицируем как слабое тектоническое землетрясение [О тектонической природе.., 2004]. Эпицентр события, определенный по записям четырех ближних станций, две из которых расположены в 25,9 и 75,9 км от него и отличаются четкими вступлениями P- и S-волн, приходится на южный склон Сабарского увала, южнее п. Кленовское, (56°39,5′N; 58°38,8′E), где нет никакого карьера, в котором могли бы производиться взрывы, и никакого «закрытого» предприятия. Кроме того, произошло это событие ночью, в 2 ч 33 мин, что также свидетельствует не в пользу взрыва. Анализ записей (рис. 3.12) показал, что на всех сейсмограммах отсутствуют поверхностные волны, зато очень хорошо выражены поперечные, которые по интенсивности значительно превосходят продольные. Отношение $A_S/A_P = 5$ на станции «Мариинск», 7 — «Радон», 8 — «Арти» и 12 — «Зональный». То, что в разных направлениях от эпицентра эти отношения несколько различны, зависит, вероятно, от положения разломов и других особенностей глубинного строения.

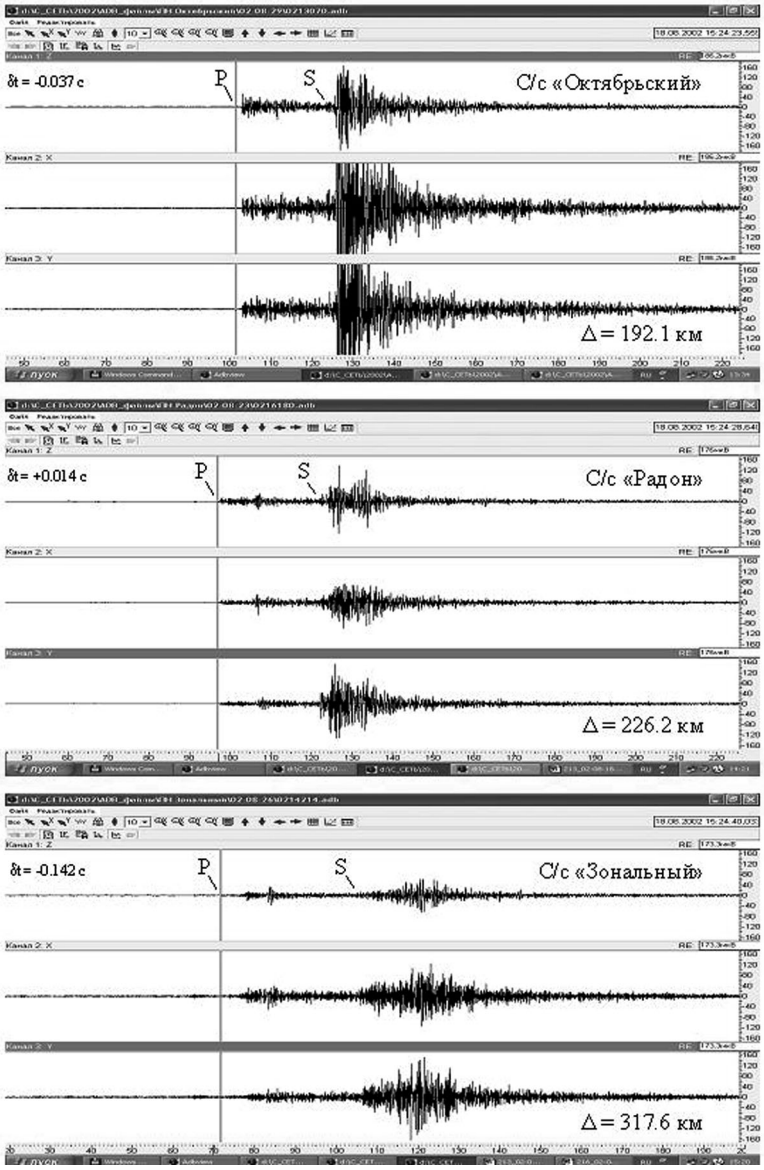


Рис. 3.11. Сейсмограммы землетрясения 18.08.2002, Сыростан

Время в очаге t_0 (20 ч 33 мин 23,5 с) и времена пробега продольных и поперечных волн от очага до пунктов наблюдения: $t_P = P - t_0$ и $t_S = S - t_0$ определены вполне надежно, так как есть две близкие к очагу станции: «Арти» и «Мариинск». Определив времена пробега для каждой станции, мы обратили внимание на несоответствие их экспериментальным уральским годографам, в том числе полученным в данном районе. В данном случае все t_P превышают времена, приведенные в уральских годографах для аналогичных значений разности (S – P). Так как указанные годографы получены при исследованиях с поверхностными источниками, увеличенные по сравнению с ними времена пробега свидетельствуют о глубинном очаге данного события. По временам t_P были оценены гипоцентральные расстояния D. После определения эпицентра по стандартной методике [Рихтер, 1963; Инструкция о порядке.., 1981] и соответствующих эпицентральных расстояний Δ определили глубину очага h из соотношения:

$$h^2 = D^2 - \Delta^2.$$

Поскольку значение этого параметра может быть надежным только в случае, когда эпицентральное расстояние сопоставимо с глубиной очага, мы приводим значение h, полученное для станции «Арти», удаленной от эпицентра на 26 км, и оно равно 24 км. Глубина очага была также косвенно оценена по разности между первыми вступлениями P и отраженными волнами PP ($Pм^{отр}$) в последующих вступлениях. При сопоставлении сейсмограмм станций «Радон» (Δ = 132,5 км) и «Зональный» (Δ = 163,1 км) с теоретическими годографами, рассчитанными М. Я. Алиевским для разных глубин очага и слоистой скоростной модели, наилучшие совпадения разности (PP – P) получили для глубины очага 20 км.

Магнитуда землетрясения определена двумя способами: по максимальному смещению в группах продольных и поперечных волн на записи станции «Арти» и по длительности записи на четырех станциях – «Арти», «Мариинск», «Радон» и «Зональный». Среднее значение магнитуды – 2,0.

Для оценки интенсивности был произведен опрос населения в ближайших к эпицентру населенных пунктах в радиусе 40 км. Очевидцев, проснувшихся (землетрясение было ночью, в 2 ч 33 мин) и ощутивших колебания, не удалось найти. Только в одном из ближайших к эпицентру поселков – Накоряково – жители запомнили беспокойное поведение собак, и в двух населенных пунктах – в Ключевой и в Бисерти (в 25 км от эпицентра) – резко понизился уровень воды в скважинах, вследствие чего в Ключевой была авария на водонасосной станции. Каких-либо изменений почвы, оползневых явлений не отмечено. Таким образом, в связи с отсут-

ствием ощутимых сотрясений вблизи эпицентра землетрясения мы не можем оценить его интенсивность больше, чем в 2,5 балла, и относим его к слабым тектоническим землетрясениям. Принятые нами характеристики приведены в табл. 3.4.

7 июля 2004 года в 00 ч 31 мин и в 00 ч 46 мин по гринвичскому времени (соответственно, в 06 ч 31 мин и 06 ч 46 мин — по местному) сейсмостанциями двух региональных сетей, Свердловской («Радон», «Мариинск», «Зональный») и Западноуральской, были зарегистрированы два местных сейсмических события [Информация о двух.., 2005]. Эпицентры этих событий находятся в Катав-Ивановском районе Челябинской области. Нами были проанализированы записи указанных событий на станциях Свердловской сети. Станции расположены в 180—370 км к северу и северо-востоку от эпицентров событий. Первое событие по интенсивности в 4—5 раз слабее, чем второе, волновые картины обоих событий идентичны. На записях, кроме объемных P- и S-волн, присутствуют маловыразительные поверхностные волны (L). Величины разности времен первых вступлений P- и S- волн для первого и второго событий очень близки (различие — десятые доли секунды). Поэтому можно предположить, что оба события произошли практически в одном месте с интервалом 15 мин 34 с.

Определение времени в очаге (t_o) и координат эпицентра было сделано по стандартной методике [Рихтер, 1963; Инструкция о порядке.., 1981]. Согласно этому определению, эпицентр двух сейсмических событий находится в 15 км к северо-западу от Катав-Ивановска. По нашей просьбе сотрудниками управления по делам ГО и ЧС г. Катав-Ивановска и Катав-Ивановского района был проведен опрос населения, и он показал следующее. Сейсмические события, произошедшие 7 июля 2004 г. в 6 ч 31 мин и в 6 ч 46 мин местного времени, ощущались многими жителями Катав-Ивановска в разных частях города. Люди, находившиеся в это время вне помещений, ощущали колебание почвы. Многие из тех, кто был в это время дома и спал, а таких опрошенных большинство, проснулись от толчков и, лежа, ощутили вибрацию. Многие отмечают, что толчков было 2 — продолжительностью от нескольких секунд до минуты, при этом наблюдалась вибрация окон, посуды, приоткрытые окна распахивались, лампы и занавески раскачивались, домашние животные беспокоились. В других населенных пунктах Катав-Ивановского района толчки не ощущались. Согласно

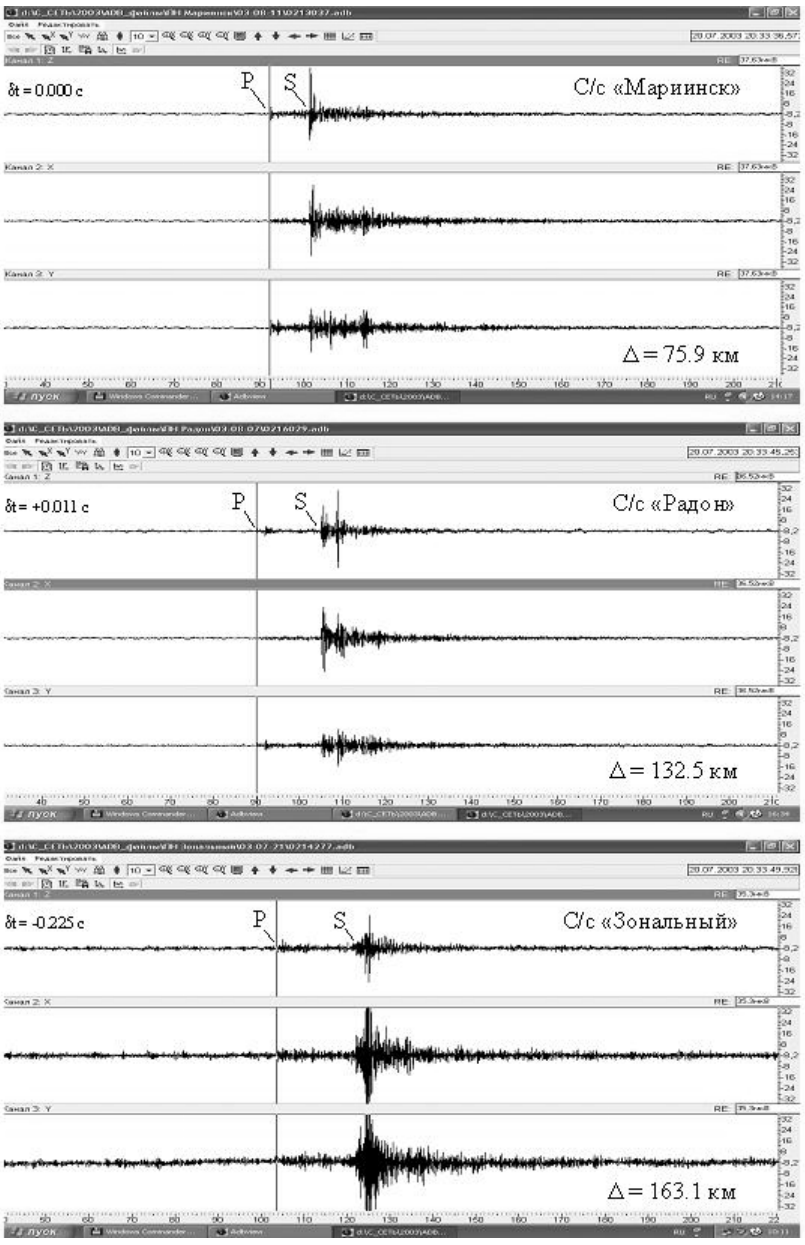


Рис. 3.12. Сейсмограммы землетрясения 20.07.2003, Сабарский увал

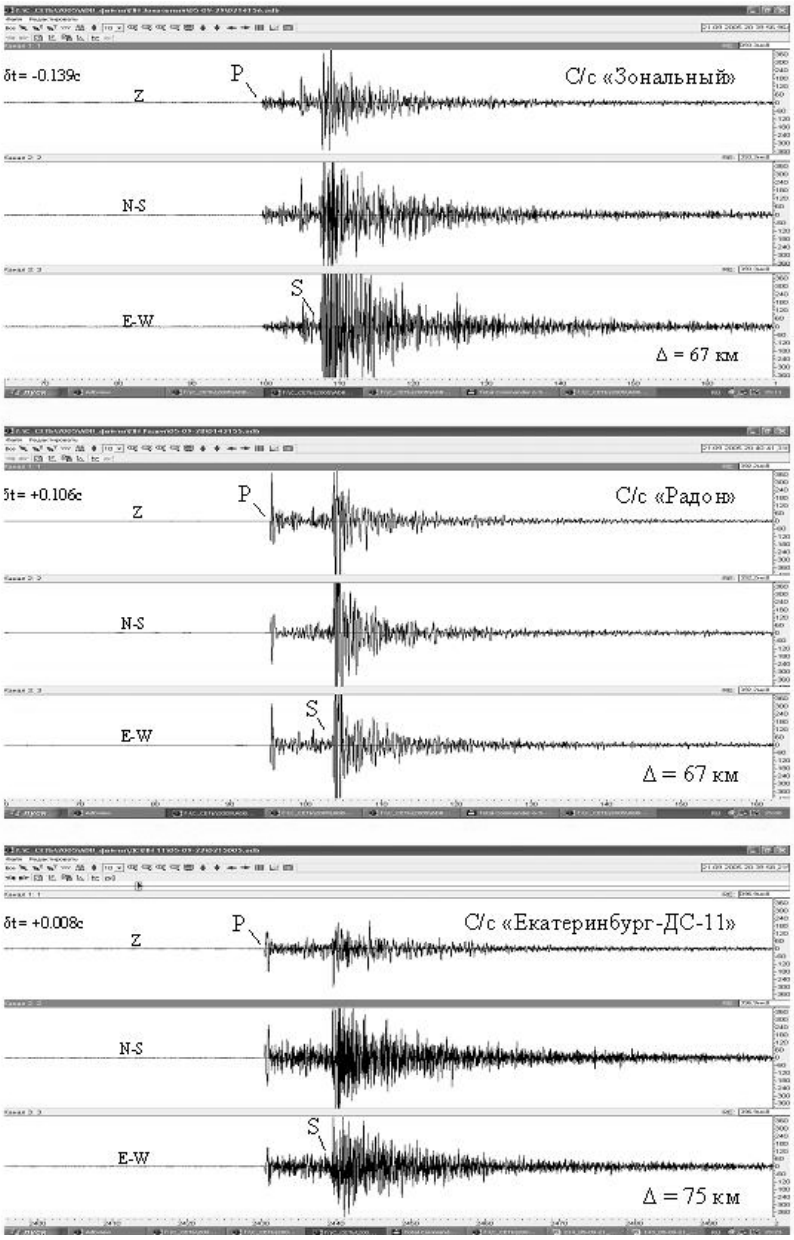


Рис. 3.13. Сейсмограммы землетрясения 21.09.2005, В. Тагил

данным опроса, интенсивность сейсмического события в Катав-Ивановске, т. е. практически в эпицентре (I_0), можно оценить в 4 балла. Магнитуда (M) описываемых событий оценена по длительности записи и составила 2,1 — для первого события и 2,8 — для второго. Полученные нами характеристики приведены в табл. 3.4.

Оценить достоверно природу описанных сейсмических событий на данный момент не представляется возможным в связи с недостатком информации. По отношению максимальных амплитуд поперечных и продольных волн $A_S/A_P = 4–6$ и по магнитуде M = 2,8 можно сделать вывод о том, что это — не взрыв в карьере, а более глубинное и более интенсивное событие. Однако однозначно отнести его к глубинным тектоническим землетрясениям мы также не можем, в том числе и потому, что на сейсмограммах присутствуют поверхностные волны.

04.09.2004 г. в районе Сабарского землетрясения одной временной сейсмической станцией «Сосновый Бор» зарегистрировано два микроземлетрясения с характерной записью и магнитудой <1.

21.09.2005 г. в 20 ч 40 мин по гринвичскому времени, т. е. в 02 ч 40 мин 22.09.2005 г. по местному, произошло сейсмическое событие в районе г. В. Тагил, зарегистрированное стационарными сейсмостанциями: «Арти», «Свердловск» и тремя временными станциями Свердловской сети: «Радон», «Зональный», «Екатеринбург».

Землетрясение ощущалось в городах В. Тагил, Новоуральск, В. Нейвинск, Кировоград, поселках Половинный, Белоречка. Есть публикации об этом в газете «Уральский рабочий» и в Новоуральской газете. Люди просыпались от дребезжания оконных стекол, раскачивания мебели, многие слышали гул и ощущали толчки и вибрацию. Есть рассказ человека, упавшего с дивана. Судя по этим свидетельствам, интенсивность в районе эпицентра (вблизи п. Белоречка и п. Половинный) можно оценить в 4 балла. Анализ сейсмограмм (рис. 3.13) подтверждает тектоническую природу события, так как наблюдаются высокочастотный характер записи, преобладание сдвиговых волн (отношение A_S/A_P меняется от 6—7 на станциях «Радон» и «Екатеринбург» до 8 на станции «Арти» и 20 на станции «Зональный») и отсутствие поверхностных волн. Определены время в очаге и времена пробега P и S волн, координаты эпицентра и эпицентральные расстояния (67 км для станций «Радон», «Зональный», 75 км — «Екатеринбург» и 121 км — «Арти»). Магнитуда оценена по длительности записи (4 минуты) и равна 3,1, а также для станции

«Свердловск» — по номограмме Раутиан [1964] по сумме амплитуд P- и S-волн и равна 3,3. Оценка глубины очага по корреляционной зависимости [Инструкция.., 1981] дает h = 10 км.

Эпицентр этого землетрясения находится в непосредственной близости от эпицентра самого интенсивного (за инструментальный период) Билимбаевского землетрясения 1914 г., в зоне Главного Уральского разлома, отделяющего Центрально-Уральское поднятие от Тагило-Магнитогорского прогиба, в месте пересечения его крупной субширотной дислокацией. К этой же зоне приурочены в местах пересечения ее субширотными разломами описанные выше Серовское (1970 г.) и Сыростанское (2002 г.) землетрясения, а также ряд известных тектонических событий доинструментального периода: В. Туринско-Кушвинские (1813, 1847 гг.), Н. Тагильские (1788, 1832 гг.), Серебрянское (1902 г.), Златоусто-Миасские (1836, 1837, 1901 гг.).

Вторая субмеридиональная зона концентрации эпицентров уральских землетрясений соответствует пограничной полосе между Предуральским прогибом и Западно-Уральской складчатостью, т. е. Уральским хребтом. Об этой зоне мы уже упоминали в связи с землетрясениями 1956, 1958 гг. и самым интенсивным землетрясением доинструментального периода — Пермско-Лысьвинским (1798 г.). К ней же приурочено Сабарское землетрясение 2003 г. Между двумя указанными зонами в пределах Западного Урала выделена по данным ГСЗ глубинная структура с пониженными упруго-деформационными параметрами литосферы [Колмогорова и др., 2004].

Как следует из приведенного анализа опубликованных и новых данных по региональной сейсмичности, большая часть эпицентров ощутимых сейсмических событий на Урале, как природного, так и природно-техногенного характера, сосредоточена в пределах так называемой Среднеуральской области повышенной сейсмичности. Эта область располагается между 55° и 60° с. ш. и между 56° и 61° в. д. Она охватывает большую часть Среднего и прилегающую к нему часть Южного Урала и вмещает восточные районы Пермской области, западные — Свердловской и северные — Челябинской областей. Ни севернее, ни южнее подобных областей концентрации сейсмических событий пока не обнаружено.

Данный район Урала характеризуется рядом особенностей геологического и глубинного строения, рельефа дневной поверхности и орогидрографии. Эти особенности выделяют его как аномальный сектор на субмеридиональном отрезке от Южного до Приполярного Урала.

Основной особенностью геологического строения является то, что в направлении к центру Среднего Урала с севера и с юга наблюдается изгиб на восток ряда крупных геолого-тектонических структур: Западно-Уральской зоны складчатости, Центрально-Уральского поднятия и Тагило-Магнитогорского прогиба (рис. 3.9). Образуется так называемый Уфимский амфитеатр Урала. Существуют две различные точки зрения на природу этого явления: или это выступ древней Восточно-Европейской платформы [Сейсмичность и сейсмическое.., 2001], или этот изгиб обусловлен трансрегиональной субширотной зоной дислокаций с аномальным строением и своей историей развития [Дружинин и др., 2004].

Наиболее крупные глубинные разрывные нарушения (Главный Уральский разлом, Туринский, Серовско-Маукский и Мурзинский разломы), разделяющие перечисленные выше тектонические структуры, веерообразно сближаются и сходятся в пределах Среднего и северной части Южного Урала. Участками наибольшего сближения и сочленения этих структур являются сейсмоактивные узлы: Билимбаевский и Златоусто-Миасский. В пределах Билимбаевского узла располагается эпицентр самого сильного на Урале (за все время инструментальных наблюдений) землетрясения 17 августа 1914 г., а также эпицентр (ощутимого) землетрясения 21 сентября 2005 г. В пределах Златоусто-Миасского узла сосредоточены эпицентры наиболее сильных землетрясений Южного Урала 1836, 1837, 1901 и 2002 гг.

Особенность геоморфологии и неотектоники Среднеуральской области повышенной сейсмичности состоит в том, что по направлению к центру Среднего Урала с севера и с юга уменьшается высота и ширина новейшего горного сооружения. Высотные отметки здесь понижаются до 400—700 м, тогда как в пределах смежных областей Северного и Южного Урала горы имеют высоту более 1000 м. К Среднеуральскому сегменту новейшего Уральского орогена Североуральский и Южноуральский своды, понижая высоту, сходятся клинообразно. При этом хребты, увалы и разделяющие их впадины, постепенно сужаясь, веерообразно сходятся к Билимбаевскому и Нязепетровскому тектоническим узлам. Особенность орогидрографии рассматриваемого района состоит в том, что протекающие здесь наиболее крупные реки (Чусовая, Тагил, Нейва, Пышма, Исеть, Сылва, Бисерть, Уфа) радиально разбегаются от Билимбаевского узла, причем гипсометрические отметки здесь не самые высокие на Урале.

В пределах данной области Уральский ороген пересекается Азово-Среднеуральской зоной повышенной сейсмичности, имеющей азимут 50°—60° СВ. В месте их пересечения по результатам повторных нивелировок выявлена зона относительных опусканий дневной поверхности (со скоростями до —2,5 мм в год), имеющая такой же азимут простирания.

В Среднеуральской области повышенной сейсмичности эпицентры ощутимых сейсмических событий выстраиваются в цепочки, образуя субширотные и субмеридиональные сейсмогенные зоны. Выше уже говорилось о приуроченности уральских землетрясений к двум меридиональным зонам, ограничивающим Уральский хребет с востока и запада, в месте их пересечения поперечными дислокациями. Можно выделить четыре субширотные сейсмогенные зоны: Добрянско-Кизеловскую, Серебрянскую, Среднеуральскую (Билимбаевскую) и Южноуральскую (Златоусто-Миасскую). Интервалы между первыми тремя зонами составляют 100—120 км, интервал между Среднеуральской и Южноуральской — около 150 км. Все эти широтные зоны соответствуют глубинным разломам, выделенным по данным ГСЗ на меридиональном профиле Орск — Вижай.

Очаги уральских землетрясений тектонической природы локализованы в земной коре; их глубина колеблется от 5 до 35 км, большая часть гипоцентров сосредоточена в интервале глубин от 10 до 15 км. Магнитуда уральских сейсмических событий колеблется от 2,0 до 5,0 и 5,3. Интервал времени между событиями с магнитудой 5,0 и 5,3 — 116 лет (1798 и 1914 гг.). Примерно в середине этого цикла, т. е. с интервалом около 50 лет, наблюдаются события с магнитудой порядка 4,0. Причем распределение во времени сейсмических событий выглядит одинаково как в «инструментальном», так и в «доинструментальном» периоде. «После Билимбаевского землетрясения 1914 года процесс сброса сейсмической энергии в Уральском регионе протекает примерно так же, как и после землетрясения 1798 года» [Сейсмичность и сейсмическое.., 2001]. Исходя из этого, можно предположить, что в первой четверти XXI в. на Урале вполне вероятно сейсмическое событие, соизмеримое по интенсивности с событиями 1914 или 1798 г.

Авторы выражают благодарность директору ГС РАН А. А. Маловичко, заведующей сейсмостанцией «Свердловск» И. К. Силиной и заведующему обсерваторией «Арти» О. А. Кусонскому за разрешение использовать первичные материалы указанных станций и станций Западно-Уральской региональной сети, а также ведущему научному сотруднику лаборатории горных ударов Уральского филиала ВНИМИ В. С. Ломакину — за обсуждение работы и полезные советы.

3.3. ПОВОЛЖЬЕ

Особенность тектонического строения Поволжья определяется сочленением наиболее крупных геоструктур Восточно-Европейской платформы: Прикаспийской впадины, Волго-Уральской и Воронежской антеклиз, Пачелмского авлакогена, протяженными Волжскими дислокациями. Наиболее крупные и протяженные геоструктуры имеют преимущественно юго-восточное и северо-восточное простирания (Пачелмский авлакоген, Волжские системы дислокаций), с ними связано и формирование основных разломов региона, которые в совокупности с разломами субширотными и субмеридиональными определяют блоковое строение территории. Особенностями тектонического строения объясняется проявление здесь интенсивных геодинамических процессов. Современная геодинамика Поволжья обусловлена активностью Волжских систем дислокаций северо-восточного простирания (рис. 3.14), именуемых зачастую Волжским либо Волго-Камским разломом.

Приволжская зона в полосе примерно ста километров является наиболее дислоцированной. Горизонтальные градиенты аномалий новейших тектонических движений в плане и по направлению преимущественно совпадают с дислокациями Волжского разлома, что указывает на его активность в новейшее время.

По характеру сочленения дислокаций северо-восточного простирания со структурами юго-восточного простирания и субширотными можно сделать вывод, что дислокации имеют сдвиговый характер, в ряде случаев расчленяя на обособленные звенья указанные структуры. Среди последних грабены, выраженные по поверхности кристаллического фундамента: Балаковский, Иргизский. Характерный разворот восточных частей данных грабенов к северо-востоку может быть свидетельством зацепов краями блоков, движущихся в северо-восточном направлении; показательно, что подобный разворот характерен и для Елшано-Сергиевского грабена (рис. 3.15). К зонам сочленения грабенов и сдвиговых дислокаций приурочены известные

очаговые зоны землетрясений. Региональное поле рассеянной сейсмичности также имеет северо-восточное простирание (рис. 3.14), указывая тем самым на связь сейсмичности с Волжской системой дислокаций.

Кроме относительно высокого фона местной сейсмичности, геодинамические процессы выражены в аномалиях новейших тектонических движений — до 900 м, современных движениях земной коры — до 20 мм в год.

Особенности глубинного строения Поволжского региона связаны с наличием региональных зон разуплотнения в земной коре и верхней мантии. Можно предположить, что именно волноводы, обусловленные региональными зонами разуплотнения, могут быть причиной дальнодействия даже относительно низкомагнитудных землетрясений с очагами, расположенными в пределах складчатых сооружений Каспийско-Средиземноморского пояса, Тянь-Шаня и т. д. [Огаджанов и др., 2002].

Тектонической напряженностью и интенсивной геодинамикой обусловлен относительно высокий сейсмический потенциал рассматриваемого региона с вероятностью возникновения землетрясений магнитудой до 6 и интенсивностью до 8 баллов на средних грунтах [Сейсмичность.., 2001]. При этом усиление интенсивности сотрясений проявляется на фоне общей тенденции повышения уровня подземных вод, активности экзогенных процессов и наличия тензочувствительных разломов. Реакция тензочувствительных разломов на внешние воздействия, обусловленные природными и техногенными факторами, приводит к провоцированию местной сейсмичности. Некоторые условия и закономерности проявления местной сейсмичности в регионе Поволжья изучены по результатам инструментальных наблюдений.

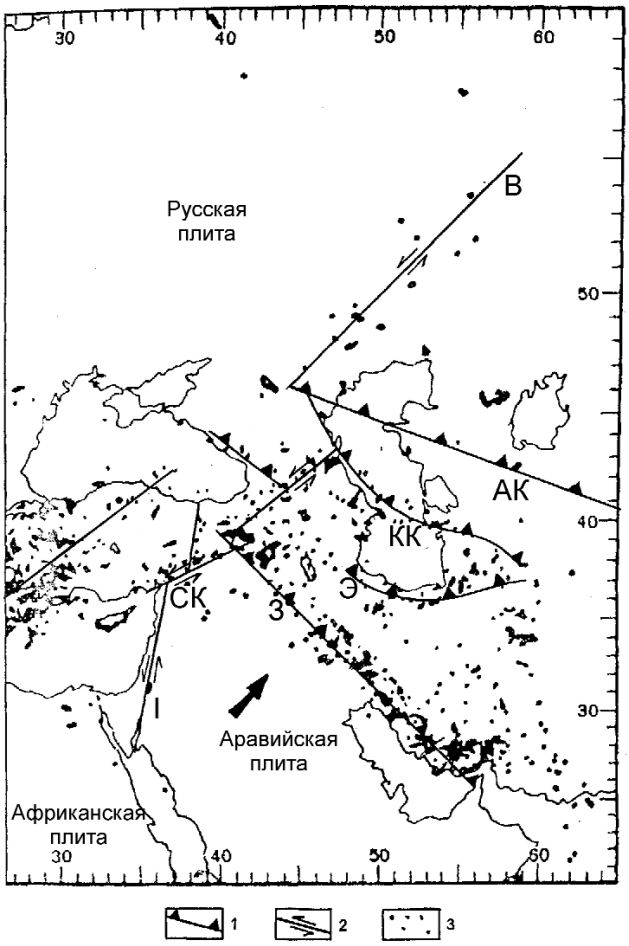


Рис. 3.14. Связь главных геодинамических систем востока Русской плиты и Альпийско-Средиземноморского пояса [по: Огаджанов и др., 2005]:

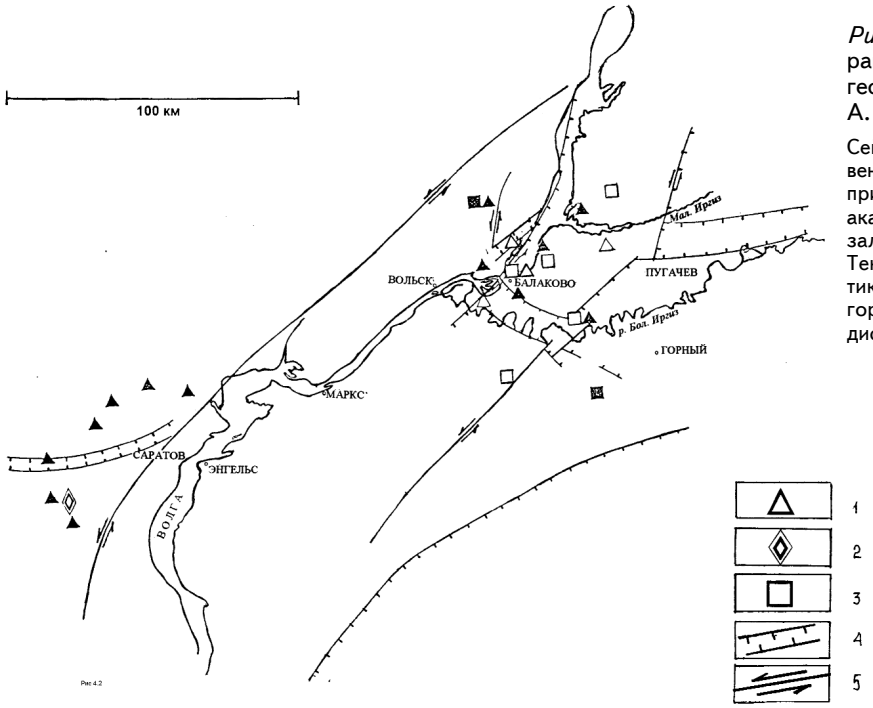
1 — структуры сжатия: З — Загорса, Э — Эльбурсская, КК — Кавказ-Копет-Дагская, АК — Арало-Каспийская; 2 — линии сдвиговых деформаций: И — Иорданская, СК — Средиземноморско-Каспийская, В — Волжская; 3 — рассеянная сейсмичность за период 1961—1965 гг. [по: Беркхемер, Пуаркару, 1984]

3.3.1. Изученность сейсмичности инструментальными методами

В 60-е годы XX в. на территории Поволжья и северо-западной части Прикаспийской впадины проводились сейсмологические наблюдения с применением сейсмической аппаратуры «Земля» [Померанцева, Мозженко, 1977]. За пять месяцев полевых работ зарегистрировано около 200 местных событий, из которых авторы к землетрясениям отнесли не более 40 событий.

В 80-х годах XX в. в Поволжье стали устанавливать сейсмические станции некоторые нефтегазодобывающие ведомства. После участившихся ощутимых землетрясений в ряде районов Татарии было принято решение об организации в ПО «Татнефтегеофизика» специальной службы, которая с 1986 г. проводит наблюдения за сейсмическим режимом территории. Имеются неофициальные сведения о наличии сейсмических станций других ведомств, но информация об их деятельности отсутствует, доступа к материалам нет.

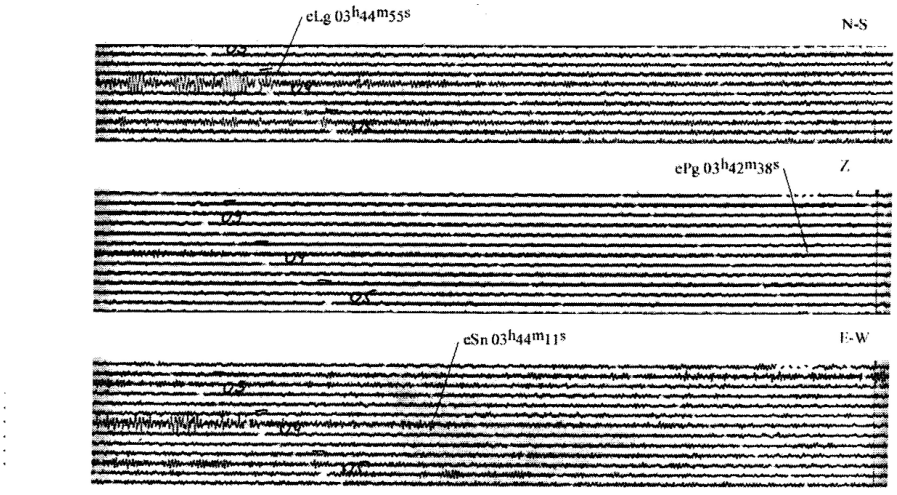
Некоторые сейсмические события, произошедшие на территории Поволжья, были зарегистрированы как зарубежными сейсмическими станциями (рис. 3.14), так и сетью сейсмических станций Геофизической службы РАН (рис. 3.16).



(А)

Рис. 3.15. Тектоническая схема района расположения Саратовского геодинамического полигона (составил А. В. Огаджанов)

Сейсмические станции различной ведомственной принадлежности: 1 — Министерства природных ресурсов, 2 — Российской академии наук, 3 — Минатома; темной заливкой показаны закрытые станции. Тектонические структуры: 4 — с вертикальным смещением (грабены), 5 — с горизонтальным смещением (сдвиговые дислокации)



(Б)

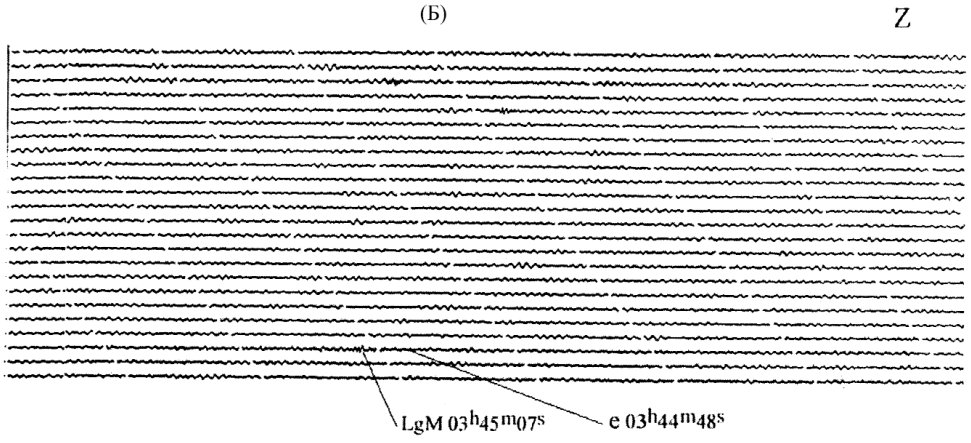


Рис. 3.16. Сейсмограмма Нефтегорского землетрясения 09.08.1986 г. [по: Огаджанов и др., 2001]:

а — на станции «Обнинск» прибором СКМ-3; б — на станции «Москва» прибором СК

Работы по созданию Саратовского геодинамического полигона (СГП) были начаты в 1995 г. В рамках этих работ Нижне-Волжским НИИ геологии и геофизики (Министерства природных ресурсов РФ) в районе г. Саратова были проведены опытные инструментальные сейсмологические наблюдения локальной сетью из семи аналоговых сейсмических станций «Черепаха» (рис. 3.15). За четыре месяца работы было зарегистрировано большое количество удаленных и близких землетрясений, а также местных сейсмических событий, имеющих, возможно, тектоническую природу (рис. 3.17).

Для наблюдений за местной сейсмичностью в районе размещения группы особо ответственных объектов на территории Саратовской области в октябре 1999 г. по заданию Министерства природных ресурсов РФ были организованы сейсмологические наблюдения на Балаковском участке СГП (рис. 3.15). Наблюдения проводились локальной сетью из семи сейсмических станций «Альфа-Геон». Пункты наблюдений размещались исходя из поставленных задач на основании геологических и геофизических сведений о строении района. Применяемая для наблюдений аппаратура «Альфа-Геон» с сейсмоприемниками СК-1П по своим параметрам и составу позволяет вести регистрацию сейсмических событий, определять временные и частотные параметры сейсмических колебаний. Частотный диапазон регистрирующего канала — 1÷14 Гц. Регистрация ведется станциями в ждущем режиме, что в принципе может приводить к пропуску слабых сейсмических событий. События с большой длительностью записи могут быть зарегистрированы фрагментарно. Тем не менее за время работы локальной сейсмологической сети накоплен большой экспериментальный материал и приобретен опыт работы в местных условиях. По результатам работы локальной сейсмической сети была создана база данных сейсмологической информации о местных сейсмических событиях различной природы. В течение 1999—2005 гг. зарегистрировано более ста местных сейсмических событий, которые были интерпретированы как местные землетрясения. Пример записи такого землетрясения показан на рис. 3.18.

С июля 2002 г. ФГУП «Атомэнергопроект» Минатома РФ проводятся наблюдения по исследованию сейсмического режима района размещения площадки Балаковской АЭС. Наблюдения проводятся локальной сетью сейсмических станций производства КБ «Геофизприбор» РАН (рис. 3.15). Регистрация сейсмической информации ведется в непрерывном режиме. Сейсмические станции локальной сети ФГУП «Атомэнергопроект» оснащены сейсмометрами СМ-3КВ1.1 с собственными периодами 1,5 с. Частотный диапазон регистрирующего канала составляет 0,7—14 Гц. За время работы локальной сети сейсмологических наблюдений ФГУП «Атомэнергопроект» накоплен значительный массив записей удаленных землетрясений и записей местных сейсмических событий различного происхождения.

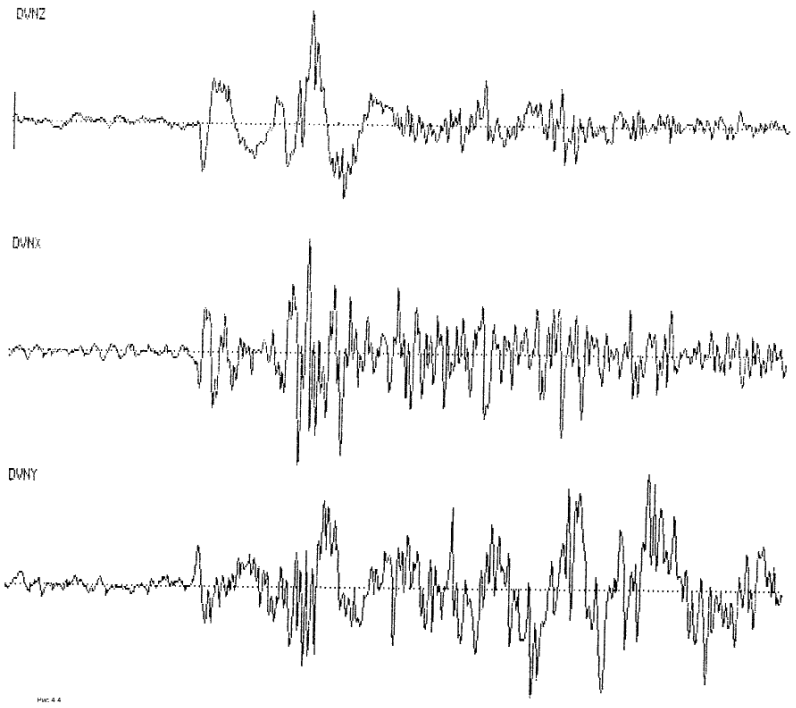


Рис. 3.17. Сейсмическое событие, похожее на местное землетрясение, записанное сейсмической станцией «Черепаха», в пункте Двоенка (1995 г.)

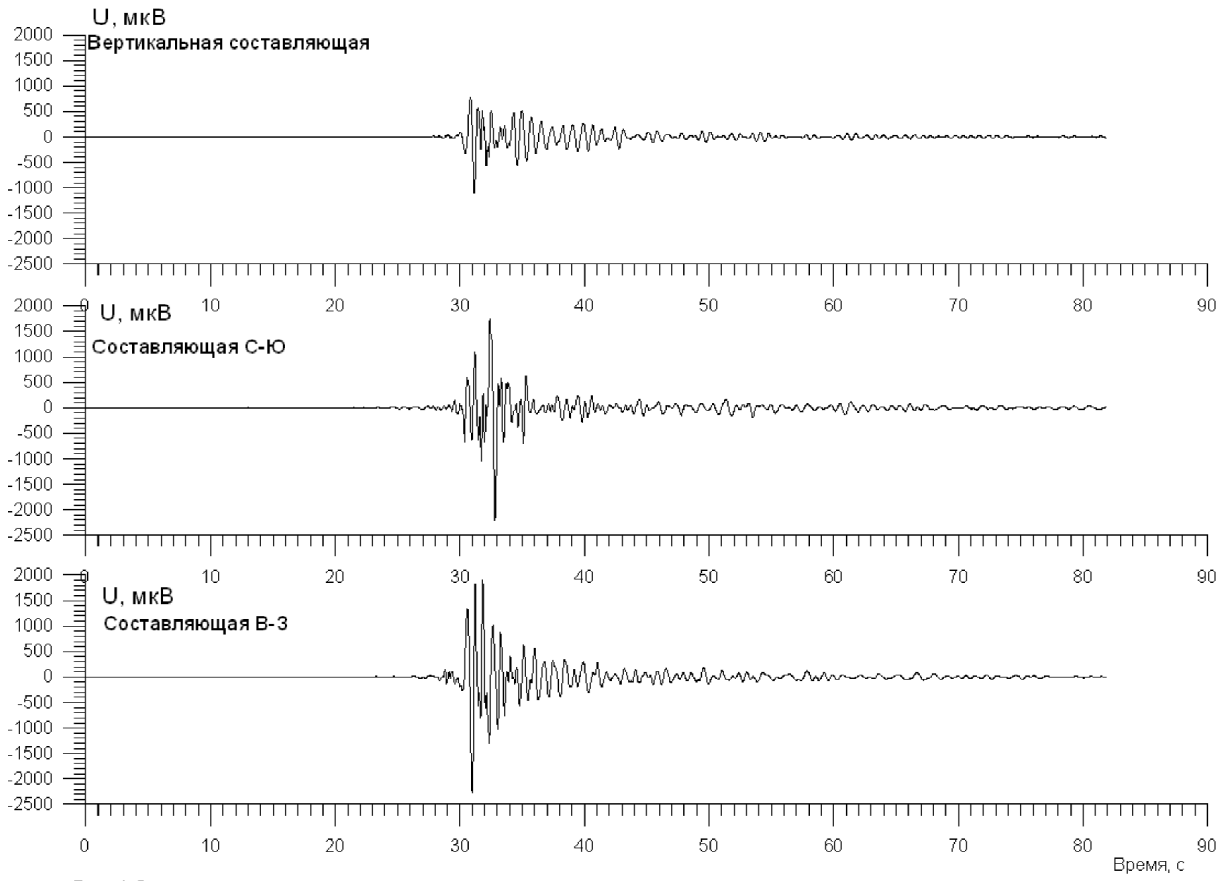


Рис. 3.18. Местное землетрясение, записанное сейсмической станцией «Альфа-Геон» в пункте Богородское (2002 г.)

Анализ полученных инструментальных записей за весь период наблюдений на СГП показывает, что зарегистрированные местные сейсмические события имеют как тектоническую природу, так и обусловлены промышленными взрывами, сбросом воды в водохранилище, сверхзвуковой авиацией (рис. 3.19).

С ноября 2005 г. в эксплуатацию введена опорная станция федеральной сейсмологической сети Геофизической службы РАН SDAS v3.2 «Саратов». Станция расположена примерно в 40 км к западу от Саратова (рис. 3.15). Станция укомплектована сейсмоприемниками СМ3-КВ с собственным периодом 2 с, имеет три канала с частотными диапазонами 0,5—20 Гц. Условия расположения станции обеспечивают ее высокую чувствительность к волнам от очагов сравнительно слабых землетрясений, расположенных на значительных эпицентральных расстояниях. Наибольшая чувствительность выявлена в пределах азимутальных направлений от 120° (Гиндукуш) до 240° (южная Греция), где на эпицентральных расстояниях до 3000 км четко выражены первые вступления продольных и поперечных волн землетрясений магнитудой 4,5—5,0. Станция способна обеспечить надежную регистрацию слабых сейсмических событий магнитудой 3 от сейсмогенных зон юго-восточного Кавказа, Каспийского моря, западной Туркмении. За непродолжительное время работы сейсмической станции «Саратов» накоплен значительный массив записей, получено большое количество цифровых сейсмограмм удаленных, близких и местных сейсмических событий. Некоторые сейсмические события могут быть интерпретированы как местные землетрясения (рис. 3.20).

3.3.2. Особенности динамики изменения местной сейсмичности

В динамике изменения во времени количества местных землетрясений, зарегистрированных сейсмическими станциями Саратовского полигона, прослеживаются периоды усиления сейсмической активности (рис. 3.21). В частности, отмечено возрастание сейсмической активности в 2002 г., при этом максимум зарегистрированных на полигоне местных землетрясений

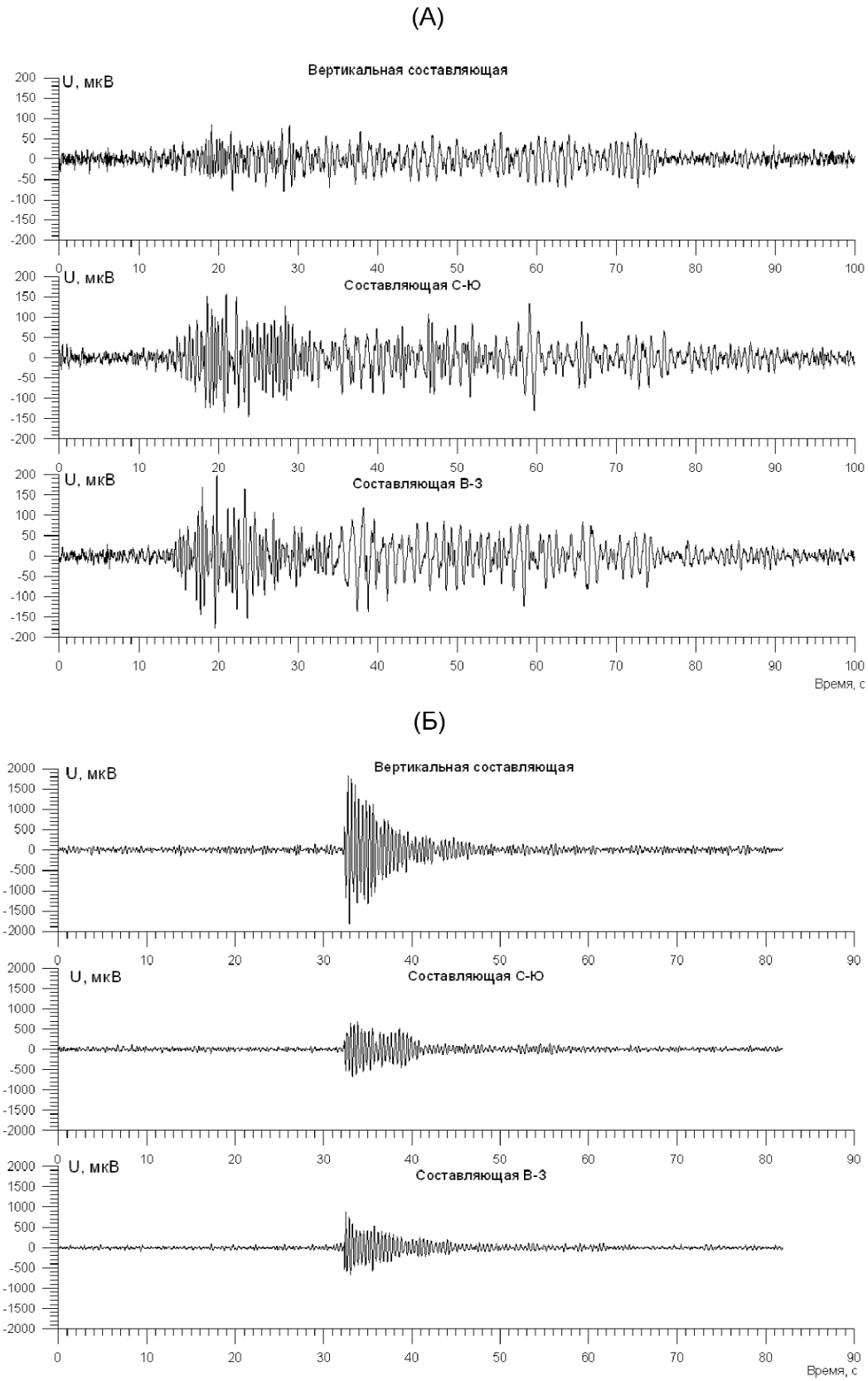


Рис. 3.19. Примеры записи сейсмических событий техногенного происхождения сейсмическими станциями «Альфа-Геон»:

А – карьерный взрыв; Б – акустический удар сверхзвукового самолета

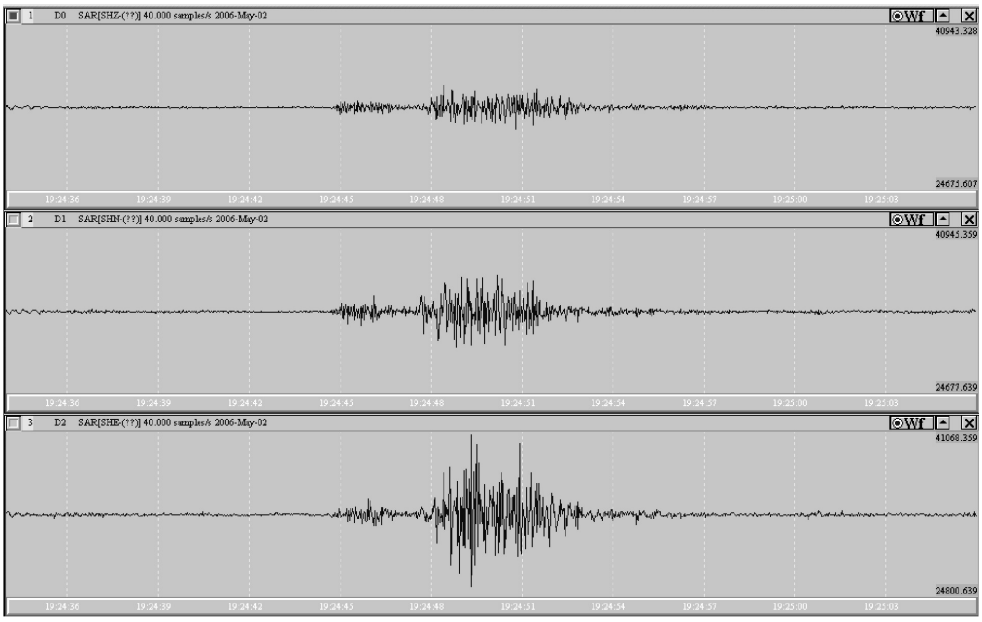


Рис. 3.20. Пример локального сейсмического события, похожего на землетрясение, записанного сейсмической станцией «Саратов» в пункте Двоенка (2006 г.)

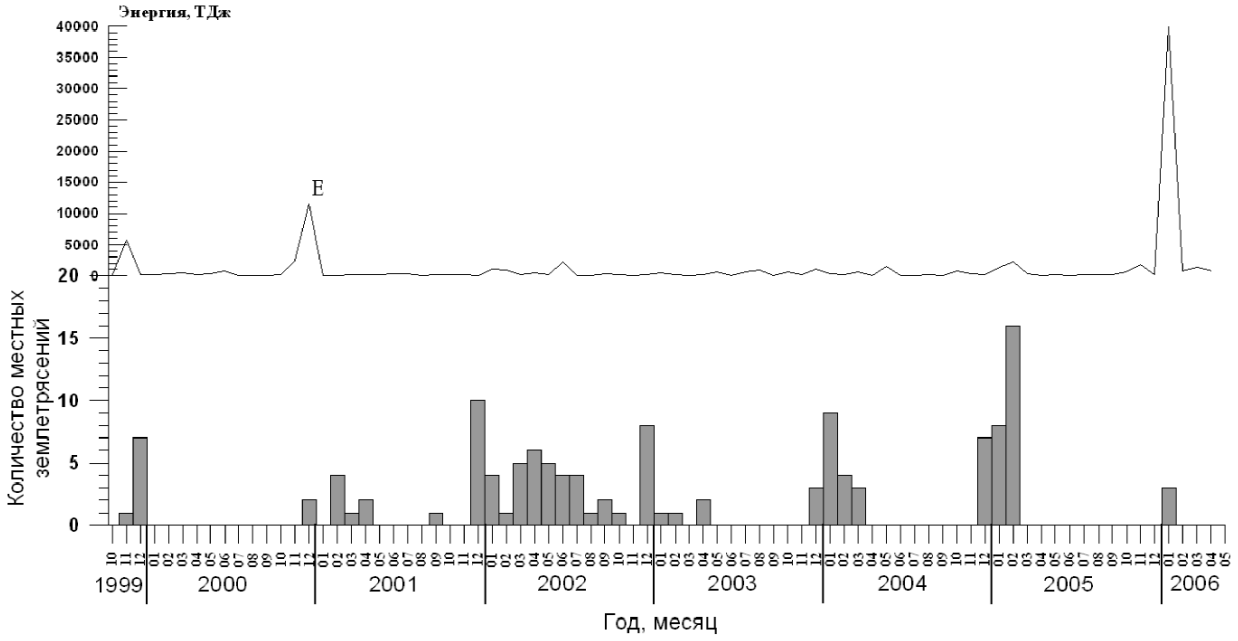


Рис. 3.21. Динамика изменения локальной сейсмичности на Саратовском геодинамическом полигоне в сопоставлении с суммарной энергией землетрясений Каспийско-Средиземноморского пояса [по: Огаджанов и др., 2005]

приходится на первую половину этого года. Показательно, что с этим же периодом времени совпадает усиление сейсмической активности в регионе Каспийского моря и Ирана, в том числе с сильным землетрясением в северо-западном Иране магнитудой 7. С января по декабрь 2003 г. отмечено понижение сейсмической активности. В декабре 2003 г. произошло сильное землетрясение в южном Иране. В период с декабря 2003 по март 2004 г. сейсмическими станциями Саратовского полигона отмечалось усиление локальной сейсмической активности. Сейсмическая активность усилилась в декабре 2004 г. и продолжалась в течение января — февраля 2005 г. Этот период характеризуется максимальным усилением сейсмической активности за все время наблюдений.

Выявлены сезонные периоды усиления местной сейсмической активности, относящиеся к зимнему периоду времени, в эти периоды очевидно относительное увеличение количества землетрясений в районе СГП.

Анализ периодов усиления сейсмической активности Каспийско-Средиземноморского пояса показал, что большинство землетрясений, имеющих магнитуду 6 и более, происходят в зимний период времени. Анализ сейсмичности Каспийско-Средиземноморского пояса проводился в квадрате, ограниченном координатами 25—45° с. ш., 20—60° в. д. Анализ локальной сейсмичности проведен в радиусе 200 км от центра полигона.

Нами были проанализированы результаты наблюдения за локальной сейсмичностью, зарегистрированной сейсмическими станциями «Альфа-Геон», и проведено сопоставление с данными о сейсмической активности Каспийско-Средиземноморского пояса по каталогам ГС РАН.

За период с октября 1999 по октябрь 2004 г. в пределах Каспийско-Средиземноморского сейсмогенного пояса произошли следующие землетрясения магнитудой 6 и более (табл. 3.5).

В этой таблице указаны землетрясения Каспийско-Средиземноморского пояса, при которых отмечались усиления сейсмичности в Поволжье.

Приведенные данные о сейсмичности востока Русской плиты и Каспийско-Средиземноморского пояса показывают, что при землетрясениях, возникающих в пределах альпийских фронтов сжатия, может усиливаться сейсмичность в Поволжье [Огаджанов, 2002, 2006]. Усиления сейсмичности в основном связаны с зимними периодами времени. Показательно, что зимний период 2004—2005 гг., характеризующийся максимальным усилением сейсмической активности, совпал со временем возникновения землетрясения магнитудой 9 в Индийском океане. Определяя роль тектонических факторов в усилении интенсивности сотрясений на востоке Русской плиты, следует исходить из высокой чувствительности региональных разломов Поволжья на внешние воздействия эндогенной и экзогенной природы. Эти разломы, имея преимущественно сдвиговую составляющую, сопряжены с основными сейсмогенными поясами Каспийско-Средиземноморского сейсмогенного пояса (рис. 3.14).

Таким образом, выполненный анализ пространственно-временных изменений сейсмичности в районе СГП дает основание для выводов о наличии связи сейсмичности востока Русской плиты с геодинамически активными зонами планетарного масштаба и в первую очередь обрамления Восточно-Европейской платформы. Зачастую сейсмичность платформы проявляется ощутимыми землетрясениями [Огаджанов и др., 2001].

Ощутимые землетрясения часто проявлялись в восточной части Татарстана. Большое количество данных относится к 80-м годам. Сильные толчки зафиксированы в районе г. Альметьевска (1982, 1986, 1989 гг.), близ города Заинска интенсивностью 4—5 баллов (1988 г.), в районе Елабуги — 6 баллов (октябрь 1989 г.), близ села Прости Нижнекамского района — 4—5 баллов (октябрь 1989 и февраль 1990 г.), в районе г. Набережные Челны — 5 баллов (ноябрь 1989 г.) [Трофимов, 1994]. Для некоторых землетрясений проведены макросейсмические обследования территории и построены карты изосейст. Однако для основной части землетрясений обнаружены лишь следы разных типов волн на станциях «Арти», «Бакуриани», «Москва», «Обнинск», «Свердловск», «Цей».

Таблица 3.5. Каталог землетрясений Каспийско-Средиземноморского пояса, при которых отмечались усиления сейсмичности в Поволжье

Год	Месяц	День	Часы	Минуты	Секунды	Широта		Долгота		Глубина	MPSP (mb*)	MPLP	MS	Район
1999	11	12	16	57	27	41,15		31,19		10	6,5	7,3	7,2	Турция
2000	06	06	2	41	53	40,82		32,98		33	6,0	6,3	5,8	Турция
2000	11	25	18	9	8,3	40,01	N	50,02	E	33	6,1		6,4	Каспийское море
2000	11	25	18	10	48,5	40,36	N	50,03	E	33	6,2	6,3	6,1	Каспийское море
2000	12	6	17	11	7,5	39,68	N	54,71	E	33	6,7	7,4	7,3	Туркмения
2002	6	22	2	58	25	35,66	N	48,96	E	33	6,3	7	6,2	Западный Иран
2003	12	26	1	56	55,7	28,97	N	58,23	E	33	6,1	6,4	6,5	Южный Иран
2004	5	28	12	38	44	36,4	N	51,59	E	25	6,0		6,3	Иран
2005	01	23	22	36	07	36		29,8		33	6,1		5,4	Восток Средиземного моря
2005	02	22	2	25	24	30,79		56,84		33	6,5		6,4	Иран
2005	11	27	10	22	20	26,67		55,95		33	6,1		5,9	Южный Иран
2006	08	01	11	34	55	36,4		23,26		80	7,0		6,4	Южная Греция

09.06.1986 г. произошло Нефтегорское землетрясение в Самарской области магнитудой 3,5, интенсивность 5 баллов, оно детально обследовано, построена карта изосейст. Это первое землетрясение, параметры которого определены по нескольким станциям ЕССН: «Москва», «Обнинск», «Свердловск».

Камышинское землетрясение произошло 24.12.1991 г., магнитуда 3,7 и интенсивность 5 баллов. Для этого землетрясения имеются достоверные инструментальные данные по станциям «Бакуриани», «Минск», «Москва», «Обнинск», «Свердловск», «Цей».

Землетрясения, произошедшие в районе г. Саратова в апреле 1996 и марте 1997 гг., имели интенсивность сотрясений 5 и 4 баллов соответственно. Магнитуды землетрясений определены в ЦОМЭ ГС РАН Л. С. Чепкунас и составили 2,9 для землетрясения 1996 г. и 2,2 для землетрясения 1997 г.

При землетрясениях от очагов в альпийском секторе региона Каспийского моря 25 ноября и 6 декабря 2000 г. были отмечены факты существенного усиления интенсивности сотрясений в восточной части Русской плиты на расстояниях до 1300—1500 км и более от эпицентров, притом что магнитуда землетрясения 25 ноября 2000 г. не превышала 6,4, а землетрясения 6 декабря того же года — 7,4. Подробно макросейсмические проявления на территории Поволжья при землетрясениях 25 ноября и 6 декабря 2000 г. были нами описаны в [Огаджанов, 2002]. Из анализа макросейсмической информации по этим землетрясениям понятно, что указанные усиления интенсивности сотрясений невозможно объяснить стандартными представлениями о распространении сейсмических волн от очага.

Заслуживает внимание тот факт, что при землетрясении 25 ноября сотрясения на территории Поволжья возникли через 15 минут после основного толчка в Каспийском море. На территории Поволжья сотрясения ощущались не везде, а лишь в трех городах: Балаково, Самаре и Саратове, где их интенсивность составляла в среднем 4 балла по шкале MSK-64. Это позволяет сделать вывод о вероятности возникновения местного очага землетрясения. Положение его эпицентра предполагается в районе г. Хвалынска, где по результатам инструментальных данных о локальной сейсмичности отмечена максимальное количество эпицентров землетрясений на единицу площади. В этом же районе расположены эпицентры двух исторических землетрясений, самое сильное из которых 1839 г. имеет магнитуду 5,5 [Огаджанов и др., 2001]. Наиболее полная информация о макросейсмических проявлениях собрана по территории г. Саратова. Усиления интенсивности сотрясений на территории г. Саратова отмечались в районах, непосредственно примыкающих к активным разломам, находящимся в черте города. При этом такие факты, как обрыв трубопроводов, сильное раскачивание висячих предметов, падение предметов с полок, дают основание для оценок интенсивности сотрясений не менее 5 баллов по шкале MSK-64. Усиления интенсивности сотрясений отмечены в зоне пересечения упомянутых разломов, находящейся в северо-западной части Саратова. Один из разломов — Елшано-Сергиевский (рис. 3.22) — по своей кинематической характеристике представляет собой взбросо-сдвиг. Дугообразно изогнутая к северу восточная часть этой структуры находится в западном районе г. Саратова. Подобная форма изгиба указывает на то, что деформация Елшано-Сергиевской структуры осуществлялась под воздействием перемещения блоков земной коры с юго-запада на северо-восток либо с юга на север. Эти же движения сформировали и дугообразно изогнутый выпуклостью к северу взбросо-сдвиг Жигулевских дислокаций. Показательно, что в Самаре при землетрясении 25 ноября 2000 г. сотрясения ощущались лишь в северной части города, находящейся ближе к восточной части Жигулевских дислокаций. Жигулевские дислокации представлены валом, крутой северный борт которого осложнен взбросом. По кинематической характеристике они представляют левосторонний сдвиг со сжатием, который на востоке изгибается к югу, приближаясь к северному району г. Самары. Перемещение мегаблоков в районе Поволжья с преобладающим направлением север-северо-восток совпадает с основным направлением действия региональных сил, обусловленных давлением Аравийской плиты (рис. 3.14, 3.22). Это же направление является преобладающим и для основных активных разломов, направление которых совпадает с руслом р. Волги. Не исключено, что реакция этих разломов на деформации сжатия в пределах переднего фронта Альпийского пояса, совпадающего с Кавказ-Копет-Дагской складчатой системой, вполне способна привести к усилению сотрясений.

Изосейсты Балханского землетрясения 6 декабря 2006 г. показаны на рис. 3.23. Известное свойство изосейст сильных землетрясений — вытягиваться вдоль направлений сейсмогенерирующих структур, к которым приурочен очаг сильного землетрясения. В этой связи понятно

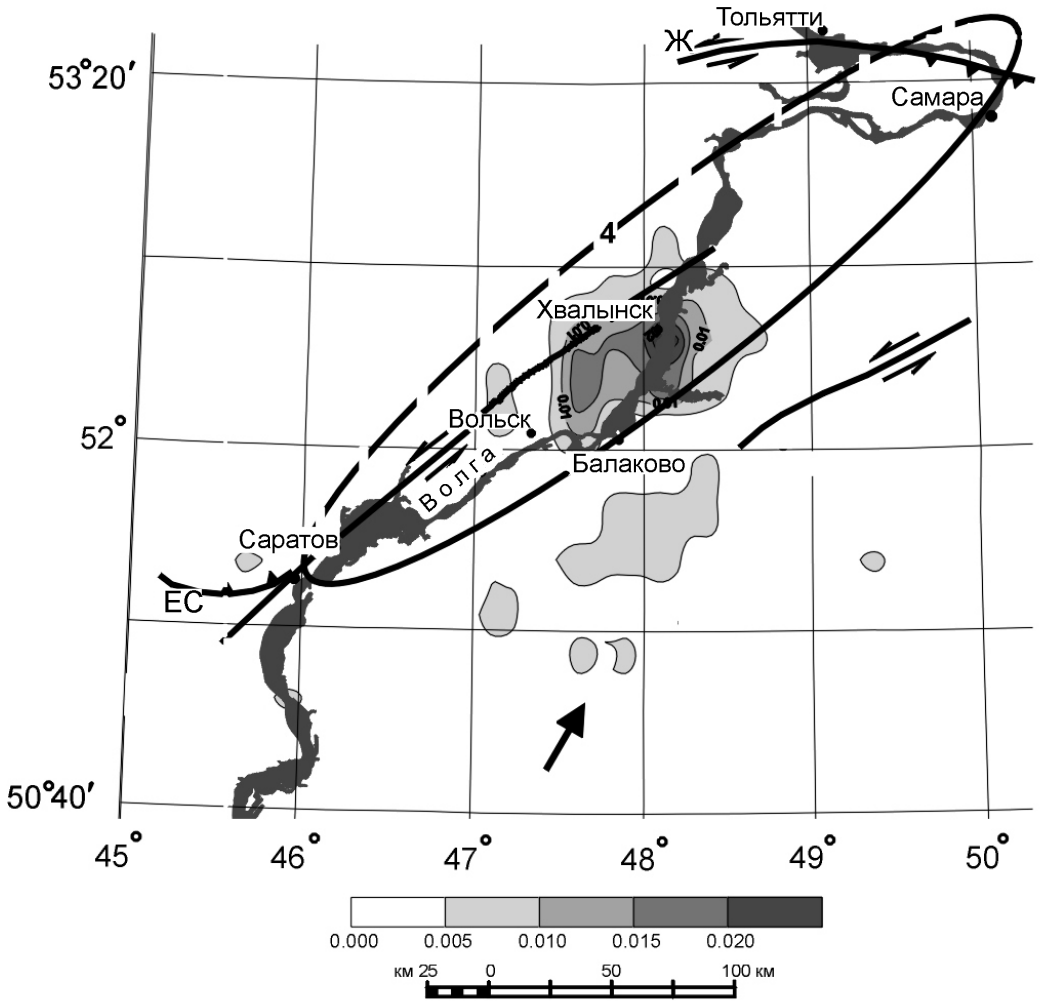


Рис. 3.22. Изосейста землетрясения 25 ноября 2000 г. и расположение очаговых зон в районе Саратовского геодинамического полигона [по: Огаджанов, 2006]

На схеме показана плотность количества эпицентров землетрясений на единицу площади (см. подрисуночную шкалу). Разломы: ЕС — Елшано-Сергиевский, Ж — Жигулевский. Стрелкой показано главное направление региональных деформаций (остальные усл. обозн. см. на рис. 3.14)

и соответствие в плане линий основных сейсмогенерирующих структур платформенной части Каспийского моря и Поволжья и линий изосейст Балханского землетрясения. Очевидно, что при подготовке этого землетрясения происходили деформации вдоль основных региональных разломов. Именно реакцией разломов платформенной части Каспийского моря и Поволжья на деформации сжатия в пределах Кавказ-Копет-Дагской складчатой системы можно объяснить появление сейсмических толчков в Саратове и Оренбурге на некоторое время раньше основного толчка Балханского землетрясения 6 декабря 2000 г. В Саратове толчки были отмечены уже примерно за 40 минут до основного толчка в очаге Балханского землетрясения. Причем относились они к району пересечения разломов в северо-западной части Саратова. В основной фазе землетрясения в этом районе на нижних этажах и в цокольных помещениях также ощущались достаточно сильные толчки, сопровождавшиеся осыпанием штукатурки и движением тяжелой мебели. В районах, примыкающих к зонам разломов на территории Саратова, люди были перепуганы особенно сильно. Зачастую люди и животные испытывали панический страх, отмечено беспокойство маленьких детей, зафиксировано много вызовов скорой помощи в связи с подъемом артериального давления у пожилых людей [Огаджанов, 2002, 2006]. Анализ макросейсмической информации по г. Тольятти показал, что во многих районах города наблюдалось беспокойство животных: кошки прятались, собаки метались и выли. У некоторых людей примерно за час до землетрясения начала болеть голова. У людей темнело в

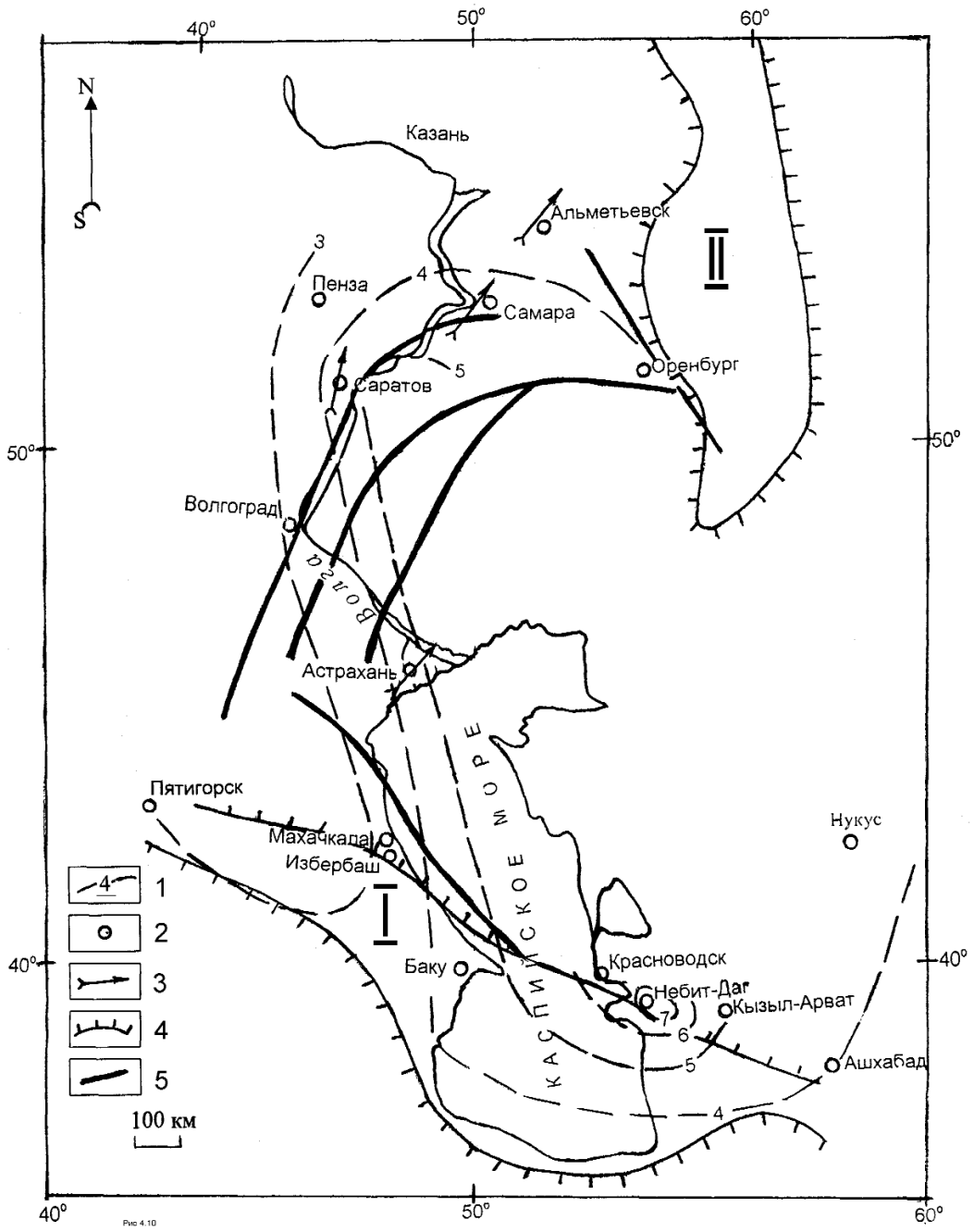


Рис. 3.23. Изосейсты Балханского землетрясения 6 декабря 2000 г. [по: Огаджанов, 2002; Огаджанов и др., 2002]:

1 — линии изосейст с указанием их значений в баллах шкалы MSK-644; 2 — пункты определения интенсивности; 3 — направления преобладающих колебаний в пунктах их определения; 4 — границы наиболее крупных геоструктур: I — Кавказ-Копет-Дагского пояса, II — Урала; 5 — линии основных сейсмогенных разломов платформенной части Каспийской зоны погружения

глазах, отмечалось головокружение, тошнота, дети плакали. Люди спускались с верхних этажей и выбегали на улицу, вставали в несущие перекрытия. Особенно массовым ухудшение самочувствия было в южной части города, непосредственно примыкающей к зоне активного разлома Жигулевских дислокаций, здесь людей эвакуировали из домов. Ощущались импульсные толчки, люди падали с кроватей. Обращает на себя внимание схожесть указанных макросейсмических проявлений с таковыми в Самаре при Красноводском землетрясении 1895 г., когда согласно [Карточный каталог.., 1991], «...некоторых выбросило из постели». Факты подобных

макросейсмических проявлений на территории Поволжья дают основание для оценок интенсивности сотрясений не менее 6 баллов шкалы MSK-64. Эпицентр Красноводского землетрясения 1895 г. почти совпадает с эпицентром Балханского землетрясения 2000 г.

Выводы. Поволжский регион по праву можно отнести к наиболее сейсмичным регионам Восточно-Европейской платформы. Сейсмическую опасность представляют как землетрясения местных очаговых зон, связанные с современной геодинамической активностью Волжских систем дислокаций, так и землетрясения, связанные с удаленными очагами землетрясений, расположенных в пределах Кавказ-Копет-Дагского сейсмогенного пояса. При этом специфичные сейсмогеологические условия литосферы Поволжья, определяющие проходимость волн при малых коэффициентах их затухания, создают благоприятные условия для контроля активности очагов землетрясений и сейсмических событий иной природы, расположенных на значительных удалениях. В этой связи просматривается актуальность работ по изучению сейсмичности на территории Поволжья в следующих основных направлениях:

— изучение местной сейсмической активности для выделения потенциальных очаговых зон и уточнения на этой основе карт сейсмического районирования. Данное направление исследований весьма актуально с учетом расположения на территории Поволжья большого количества ответственных и особо ответственных объектов при проектировании и эксплуатации, когда должна учитываться возможность возникновения сильных землетрясений редкой повторяемости;

— контроль сейсмического режима Кавказ-Копет-Дагской сейсмогенной зоны весьма важен с учетом существенной ощутимости на территории Поволжья землетрясений от очагов, расположенных в пределах этой зоны. Это наглядно проявилось при Балханском землетрясении 6 декабря 2000 г. В данное время по долгосрочному прогнозу ОИФЗ РАН [Уломов, Полякова, 2002] ожидается сильное землетрясение магнитудой более 7 в восточной части северного Кавказа. С учетом того, что вероятный очаг этого землетрясения расположен к территории Поволжья на 600—800 км ближе очага Балханского землетрясения, здесь можно ожидать сотрясений более высокой интенсивности, чем при Балханском землетрясении 2000 г.;

— обнаружение подземных ядерных взрывов и определение их параметров. Развитие данного вида исследований весьма важно, учитывая стремление некоторых государств, расположенных у южных рубежей СНГ, к обладанию ядерным оружием. Высокая чувствительность станций сейсмического мониторинга, расположенных на территории Поволжья, к сейсмическим волнам южного направления является благоприятным условием для решения этой задачи.

Литература

Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология: теория и методы. Т. 1. М.: Мир, 1983. 520 с.

Атлас землетрясений в СССР (Результаты наблюдений сейсмических станций СССР 1911—1957 гг.). М.: Изд-во АН СССР, 1962. 337 с.

Беркхемер Х., Пуаркару Г. Потенциальная сейсмичность района центрального и восточного Средиземноморья // Землетрясения и предупреждение стихийных бедствий: Докл. 27-го междунар. конгр. 4—14 сентября 1984 г. М., 1984. С. 43—55.

Вейс-Ксенофонтова З. Г., Попов В. В. К вопросу о сейсмической характеристике Урала // Труды Сейсмологического института АН СССР. № 104. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 12 с.

Дружинин В. С., Осипов В. Ю., Первушин А. В. О поисках углеводородов в юго-западной части Свердловской области // Разведка и охрана недр. 2004. № 2.

Инструкция о порядке производства и обработки наблюдений на сейсмических станциях Единой системы сейсмических наблюдений СССР. М.: Наука, 1981. 272 с.

Информация о двух сейсмических событиях 7 июля 2004 года / Дружинин В. С., Парыгин Г. И., Колмогорова В. В., Пустовалов Н. А., Кусонский О. А., Гуляев А. Н. // Уральский геофизический вестник. № 7. Екатеринбург, 2005. С. 25—29.

Карточный каталог землетрясений Восточно-Европейской платформы и сопредельных областей СИАН-ГЕОФИАН // Белорусский сейсмологический бюллетень. Вып. 1. Минск: Изд-во АН БССР, 1991. С. 15—85.

Колмогорова В. В., Дружинин В. С., Парыгин Г. И., Алиевский М. Я. Сейсмичность и упругие свойства земной коры Среднего Урала в районе Уральской сверхглубокой скважины // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов: Материалы Всерос. конф. с междунар. участием. Т. 1. Архангельск: Институт экологических проблем Севера УрО РАН, 2004. С. 424—427.

Левицкая А. Я. Землетрясения Урала // Землетрясения в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 384–386.

Максимович Г. А. Землетрясения в Прикамье // Записки Пермского отделения ВГО СССР. Вып. 2. 1964. С. 133–140.

Маловичко А. А., Маловичко Д. А., Голубева И. В., Иванова Ю. В. Природная и техногенная сейсмичность Урала // Физико-технические проблемы разработки месторождений полезных ископаемых. 2005. № 1. С. 9–18.

Маловичко Д. А. Анализ механизмов очагов «низкочастотных» сейсмических событий в рудниках ВКМКС // Стратегия и процессы освоения георесурсов: Материалы ежегодной науч. сессии Горного ин-та УрО РАН по результатам НИР в 2005 г. Пермь: ГИ УрО РАН, 2006. С. 233–235.

Мушкетов И., Орлов А. Каталог землетрясений Российской империи. СПб.: Типография императорской АН, 1893. 580 с.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. 534 с.

О тектонической природе уральских землетрясений / Дружинин В. С., Гуляев А. Н., Колмогорова В. В., Парыгин Г. И., Уткин В. И., Кашубин С. Н. // Геофизика. 2004. № 3. С. 56–64.

Огаджанов В. А. О проявлениях сейсмичности в Поволжье после сильных землетрясений в бассейне Каспийского моря // Физика Земли. 2002. № 4. С. 48–54.

Огаджанов В. А. Связь сейсмичности Альпийско-Средиземноморского пояса с сейсмичностью Русской плиты // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 45. 2006. С. 41–47.

Огаджанов В. А., Чепкунас Л. С., Михайлова Р. С. и др. О каталоге землетрясений Среднего и Нижнего Поволжья // Землетрясения Северной Евразии в 1996 г. М.: Наука, 2001. С. 119–127.

Огаджанов В. А., Гестрин С. Г, Назаров А. А. Локализованные волны землетрясений // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 31. 2002. С. 56–63.

Огаджанов В. А., Конценебин Ю. П., Назаров А. А. и др. Связь изменений гравитационного поля на Саратовском геодинамическом полигоне с сейсмической активностью Альпийско-Средиземноморского пояса и прилегающей части Европейской плиты // Вестник Воронежского университета. 2005. № 1. С. 225–229.

Померанцева И. В., Мозженко А. Н. Сейсмические исследования с аппаратурой «Земля». М.: «Недра», 1977. 250 с.

Раутиан Т. Г. Об определении энергии землетрясений на расстоянии до 3000 км // Экспериментальная сейсмика: Тр. ИФЗ АН СССР. № 32 (199). М., 1964. С. 88–93.

Рихтер Ч. Ф. Элементарная сейсмология. М.: Мир, 1963. 670 с.

Сейсмические события Уральского региона за 1914–2002 гг. / Ломакин В. С., Годзиковская А. А., Прибылова Н. Е., Силина И. К., Митенкова Н. В. М.: ЦСГНЭО, 2002. 85 с.

Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона / Кашубин С. Н., Дружинин В. С., Гуляев А. Н., Кусонский О. А., Ломакин В. С., Маловичко А. А., Никитин С. Н., Парыгин Г. И., Рыжий Б. П., Уткин В. И. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 124 с.

Трофимов В. А. Сейсморазведка ОГТ при изучении строения докембрийского фундамента востока Русской плиты. М.: Недра, 1994. 90 с.

Шимановский Л. А. Землетрясения в Молотовской области // Природа. 1957. № 5. С. 115–116.

Malovichko A. A., Sabirov R. H., Akhmetov B. Sh. Ten years of seismic monitoring in mines of the Verkhnekamskoye potash deposit // Controlling seismic risk. Proceedings of the Sixth International Symposium on Rockbursts and Seismicity in Mines, 9–11 March 2005, Australia. Perth: ACG, 2005. P. 367–372.

Peterson J. Observation and modeling of seismic background noise // U.S. Department of Interior, Geological Survey. Open-File Report 93-322, 1993. 91 p.

ГЛАВА 4

ЮЖНАЯ ЧАСТЬ РУССКОЙ ПЛИТЫ

4.1. НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ О ВОРОНЕЖСКОМ КРИСТАЛЛИЧЕСКОМ МАССИВЕ

Воронежский кристаллический массив (ВКМ) — одна из крупнейших структур Восточно-Европейской платформы (ВЕП) — представляет собой погребенный выступ (горст) пород архейского и протерозойского возраста, образующих кристаллический фундамент одноименной антеклизы (рис. 4.1). Она занимает центральную часть древней Восточно-Европейской платформы и ограничена внутриплатформенными авлакогенами (Днепрово-Донецким на западе и юго-западе, Пачелмским на северо-востоке, Московским на севере) и региональными уступами (сбросами) в рельефе кристаллического фундамента (на границе с Прикаспийской синеклизой) (рис. 4.1).

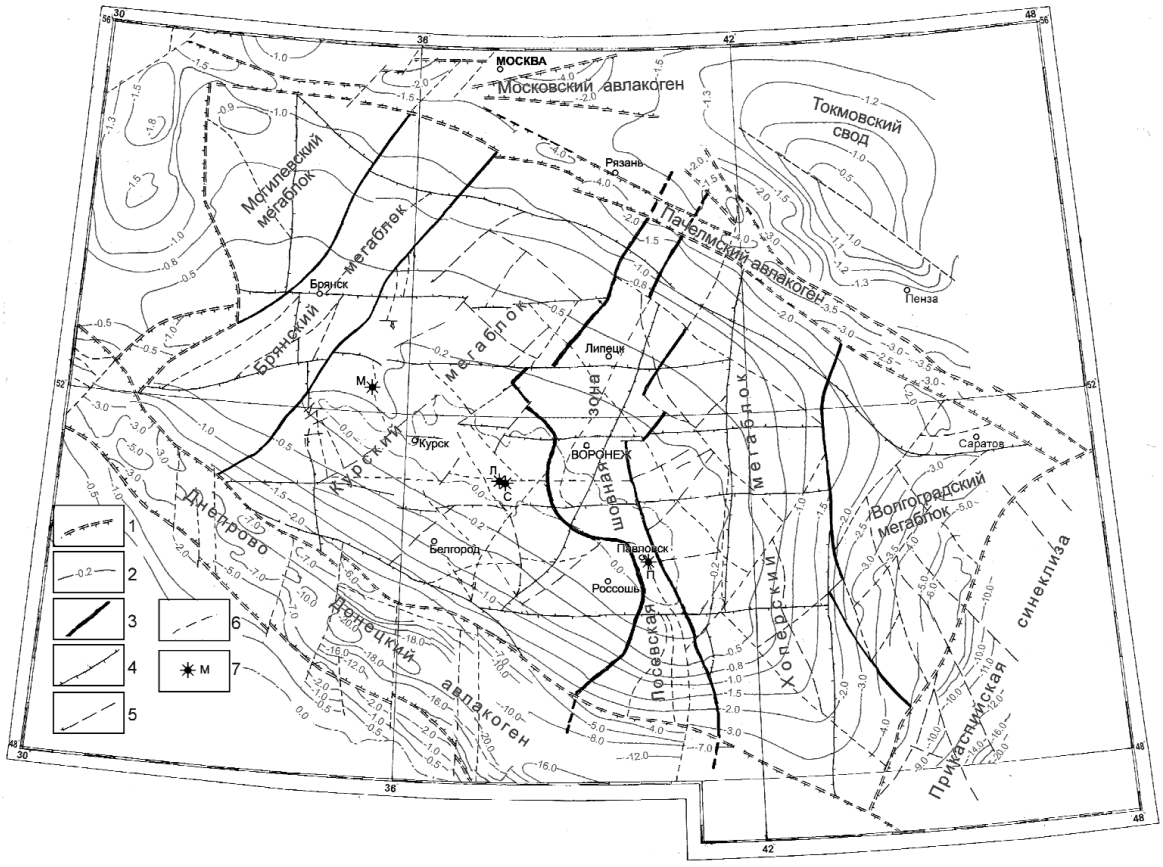


Рис. 4.1. Схема рельефа фундамента и тектонических нарушений ВКМ:

1 — условные границы крупных структур Восточно-Европейской платформы; 2 — изогипсы фундамента; 3 — границы основных структур Воронежского кристаллического массива. Тектонические нарушения: 4 — первого порядка; 5 — второго порядка; 6 — третьего порядка; 7 — карьеры: М - Михайловский, П — Павловский, Л — Лебединский, С — Стойленский

4.1.1. Краткая геолого-геофизическая характеристика ВКМ

Воронежский кристаллический массив покрыт платформенным чехлом в основном терригенного состава, мощность которого минимальна в сводной части антеклизы и возрастает до 800 м и более на ее крыльях. Большая часть ВКМ характеризуется равнинным рельефом с перепадом высот от 150 до 250 м, и только в долинах рек абсолютные отметки рельефа дневной поверхности понижаются до 60—70 м.

Породы осадочной толщи залегают на эродированной поверхности кристаллического фундамента с резким угловым несогласием. Основание разреза представлено палеозойским комплексом, включающим девонские и каменноугольные отложения. В разрезе девона преобладают терригенные отложения с подчиненными прослоями мергелей, доломитов, известняков. На южном и юго-западном склонах антеклизы разрез платформенного чехла начинается отложениями каменноугольного возраста, которые в основном сложены карбонатными и песчано-глинистыми породами. Их мощность в пределах антеклизы не превышает 150—200 м [Раскатов, 1969; Раскатов и др., 1970; Тектоника восточной части.., 1976].

Мезозойский комплекс на исследуемой территории представлен юрскими и меловыми отложениями, которые в центральной части Воронежской антеклизы залегают непосредственно на породах докембрия. Кайнозойские отложения распространены повсеместно и представлены песками, суглинками и моренными образованиями. В неотектоническом плане району исследований соответствуют две крупные структуры: южная часть Окско-Донской впадины и Средне-Русской антеклизы [Раскатов и др., 1970].

Кристаллический фундамент представлен породами архея и нижнего протерозоя. В соответствии с современными геолого-геофизическими данными ВКМ включает гетерогенные и в разной мере эродированные крупные структуры: Могилевский, Брянский, Курский, Хоперский мегаблоки и Лосевская шовная зона [Тарков, 1974; Надежка и др., 1989].

Хоперский мегаблок сложен отложениями воронцовской серии нижнего протерозоя, представленными ритмично переслаивающимися сланцами, в том числе углеродсодержащими, метапесчаниками, метаалевролитами, изредка метаэффузивами. На участках глубокого метаморфизма породы серии превращены в гнейсы графитовые, биотит-плагиоклазовые. Они вмещают многочисленные интрузии базит-гипербазитовых тел мамоновского комплекса и гранитоидов бобровского комплекса [Красовицкая, 1976; Леоненко и др., 1976; Афанасьев, 1985].

Могилевский, Брянский и Курский мегаблоки включают ряд макроблоков второго ранга, структурно-вещественные комплексы которых представлены парагенезисом архейских зеленокаменных поясов и гранито-гнейсовых куполов (михайловская серия верхнего архея и обоянский комплекс нижнего архея) и характеризуются широким развитием раннекарельских рифтогенных структур (Михайловская, Орловско-Оскольская и др.), наследующих структурный план позднеархейских зеленокаменных поясов [Афанасьев, 1985].

Крупномасштабная структура первого ранга — Лосевская шовная зона (ЛШЗ) — характеризуется специфическим набором осадочно-метаморфических и вулканогенно-интрузивных формаций. В северо-восточной части зоны это породы лосевской серии верхнего архея — нижнего протерозоя (метадациты, метабазальты, амфиболиты, ортосланцы основного состава), прорванные биотитовыми гранитами усманского комплекса и массивами роговообманковых габбро рождественского комплекса, а в западной части ЛШЗ — автохтонные метасоматические гранитоиды павловского комплекса, разделенные сильно мигматизированными (до теневых мигматитов) породами архейского субстрата.

Кристаллический фундамент осложнен многочисленными тектоническими нарушениями различного ранга. Зоны разломов имеют сложное внутреннее строение, отчетливо выражаются в гравитационном и магнитном полях и, по всей видимости, могут рассматриваться как глубинные разломы, которые разграничивают структуры с различной историей геологического развития [Красовицкая, 1976; Афанасьев, 1985; Чернышов и др., 1997]. Изучение этих зон свидетельствует о неоднократном обновлении тектонических разломов на различных стадиях развития ВКМ (рис. 4.1).

Территория Воронежского кристаллического массива достаточно хорошо изучена глубинным сейсмическим зондированием (ГСЗ). Здесь выполнены значительный объем ГСЗ от промышленных взрывов, три геотраверса, сейсмический эксперимент «Астра» [Надежка и др., 1998; Геотраверс «Гранит», 2002]. На основе обобщения большого фактического материала

построена схема мощности земной коры (рис. 4.2). Следует отметить, что переход кора — мантия в различных частях ВКМ имеет различный характер: это резкая граница со значительным скачком скорости или переходный слой мощностью до 10 км.

Как видно из рис. 4.2, мощность коры составляет 45 ± 5 км. Верхняя мантия региона обнаруживают латеральную гетерогенность и вертикальную расслоенность. Выделяются блоки различного иерархического уровня: от мантийных с линейными размерами порядка 300 км до верхнекоровых с линейными размерами 20—30 км, различающихся внутренней структурой и физическими особенностями. Статистический анализ данных о скоростях продольных волн и плотности позволил построить обобщенную, геофизическую модель.

Консолидированная часть земной коры региона состоит из трех относительно выдержанных в пространстве слоев. Самый верхний из них имеет мощность порядка 20 км. В свою очередь, рассматриваемая часть земной коры разделяется на два слоя, разделенных границей на глубине 5—10 км, выше которой отмечается градиентное изменение скорости Р-волн с глубиной [Надежка и др., 1989, 1998; Надежка, Дубянский, 1994]. Скорости здесь изменяются в среднем от 5,95 до 6,3 км/с, плотность ρ составляет 2,65 ± 0,08 г/см^3. Между границами на глубине 10 и 20 км распределение плотности имеет двумодальный характер, что свидетельствует о наличии двух моделей изменения плотности, существенно отличающихся друг от друга. Судя по значениям υ_P и ρ, верхняя часть коры сложена породами гранито-гнейсового ряда.

В интервале глубин 20,0—31,5 км пластовые скорости Р-волн возрастают до 6,7 ± 0,2 км/с, плотность — до 2,86 ± 0,06 г/см^3. Увеличение υ_P и ρ по сравнению с таковыми в вышележащем слое свидетельствует об увеличении основности слагающих слой пород до уровня диоритов. С подошвой этого слоя связана регионально выдержанная сейсмическая граница Конрада. В нижней части коры между границей Конрада и Мохоровичича заключен слой мощностью порядка 12 км. Скорость υ_P и плотность ρ пород типичны для метабазитового ряда (υ_P = 7,0 ± 0,4 км/с, ρ = 2,90—3,10 г/см^3) [Надежка и др., 1998].

Следует отметить, что в плотностном отношении эта часть земной коры наиболее сильно дифференцирована. Отмечается двумодальное распределение плотности, что свидетельствует о двух типах плотностных моделей. Еще ниже значения υ_P и ρ резко разделены на две

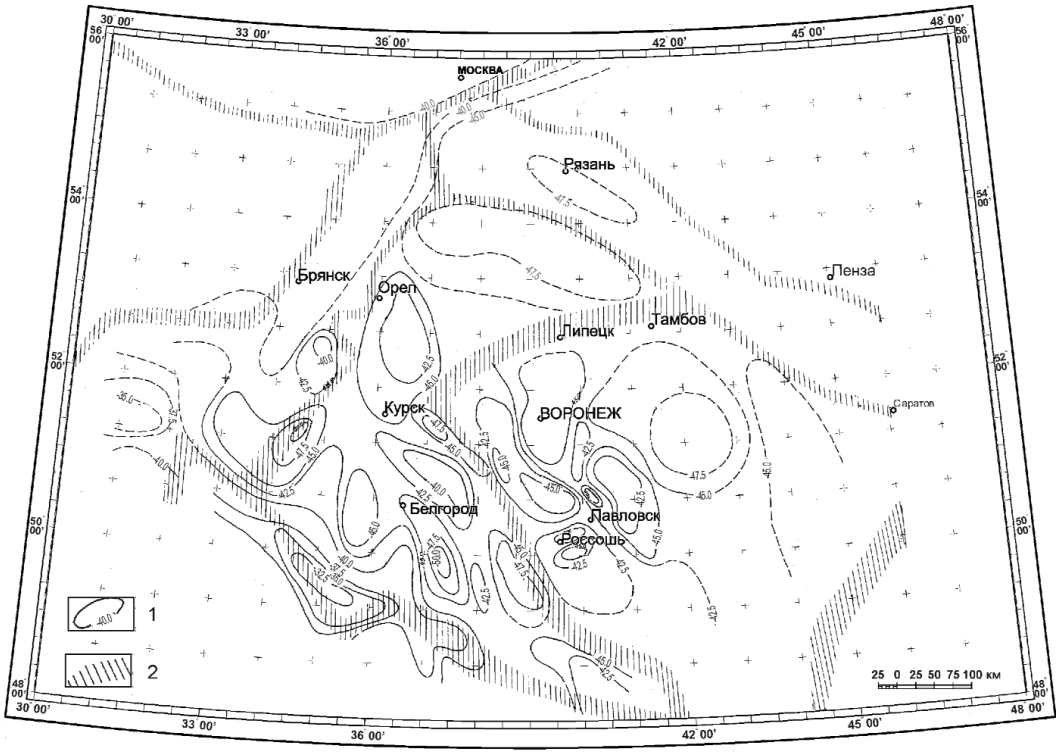


Рис. 4.2. Схема глубинных неоднородностей Воронежского кристаллического массива:

1 — изогипсы поверхности Мохо в км; 2 — зоны сочленения геоблоков

совокупности со средними значениями υ_P = 7,4 и 8,1 км/с и ρ = 3,10 и 3,32 г/см^3, при этом дисперсия плотности более существенна. Максимальные значения υ_P и ρ указывают на присутствие в разрезе ультраосновных пород верхней мантии. Минимальные значения скорости и плотности, которые отмечаются до глубин порядка 51,5 ± 2,5 км, свидетельствуют о наличии под границей Мохо переходного слоя кора – мантия [Тарков, 1974; Надежка и др., 1989, 1998].

Неоднородность состава, физических свойств и структурных особенностей различных сегментов литосферы региона создает условия для возникновения напряжений, разрядка которых может приводить к значительным тектоническим подвижкам.

4.1.2. Сейсмическая активность территории Воронежского кристаллического массива по данным об исторической сейсмичности и косвенным материалам

Данные об исторической сейсмичности свидетельствуют о том, что территория Воронежского кристаллического массива является одной из наиболее сейсмически активных регионов в пределах Восточно-Европейской платформы (ВЕП) [Новый каталог.., 1977]. Сравнительный анализ данных об исторической сейсмичности ВЕП и ВКМ показал, что временной ход сейсмичности согласован. Намечается 80-летний цикл повышенной активности и ее некоторого затухания в пределах как ВЕП, так и ВКМ. Примерно 20–30 лет относительного повышения сейсмической активности сменяются 50–60 менее активными годами (рис. 4.3).

Анализ глубин гипоцентров землетрясений для ВЕП в целом показал, что примерно 80% всех гипоцентров приурочены к глубинам менее 10 км. Гипоцентры исторических землетрясений, произошедших на территории ВКМ, приурочены также к глубинам 10 км и менее. Отметим, что именно верхний горизонт кристаллической коры по геолого-геофизическим данным является значительно деструктуризированным.

Пространственное положение эпицентров исторических землетрясений, а позднее и геологические и геофизические данные служили основой для построения схем и карт сейсмической активности территории России и сопредельных регионов.

Даже на одной из первых схем возможных землетрясений большая часть территории ВЕП, и в том числе ВКМ, уже относились к территориям, где возможны землетрясения [Агафонов, 1915]. Однако первая официальная нормативная карта сейсмического районирования всей территории бывшего Советского Союза была опубликована в 1937 г. Г. П. Горшковым. В последующие годы составлялись практически регулярно схемы и карты сейсмического районирования. Практически на всех схемах восточная часть Воронежского кристаллического массива характеризовалась повышенной сейсмической активностью. Оценки сейсмической активности территории Восточно-Европейской платформы, выполненные в 1990-е годы разными исследователями, также отмечали ее повышение на территории ВКМ [Рейснер, 1980; Уломов, Шумилина, 1999; Надежка, 2002].

В настоящее время в качестве новых карт сейсмического районирования официально принят комплект карт ОСР-97, который состоит из трех карт [Комплект карт.., 1999]: ОСР-97-А, ОСР-97-В и ОСР-97-С. Они характеризуют 90%-ю вероятность непревышения расчетной интенсивности в течение 50, 100 и 500 лет соответственно [Комплект карт.., 1999; Уломов, Шумили-

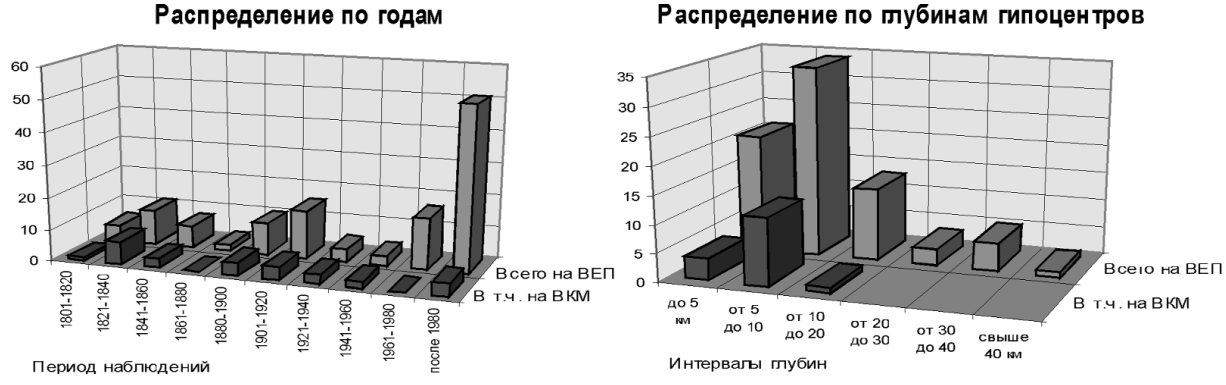


Рис. 4.3. Сравнение сейсмической активности ВЕП и ВКМ

на, 1999]. В соответствии с картой ОСР-97-С, которая рекомендована для использования при строительстве особо ответственных сооружений, территория восточной части ВКМ характеризуется фоновой сейсмичностью 6 баллов [Комплект карт.., 1999].

Выполненные в 1990-е годы работы по оценке сейсмотектонических условий района размещения Нововоронежской АЭС на основе анализа геолого-геофизических данных также свидетельствуют о значительной потенциальной сейсмичности восточной части Воронежского кристаллического массива [Надежка, 2002].

4.2. СЕЙСМИЧНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ ВКМ ПО ДАННЫМ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

4.2.1. Региональная сеть сейсмических наблюдений на территории ВКМ

Начало инструментальных наблюдений на территории ВКМ было положено организацией на основе четырехстороннего Соглашения* первой аналоговой сейсмической станции «Воронеж». В настоящее время в регионе работает пять сейсмических станций, четыре из которых являются цифровыми. Все цифровые станции региональной сети однотипны и включены в Федеральную сеть сейсмических наблюдений России. Они позволяют вести сейсмические наблюдения в режиме мониторинга в широком диапазоне частот с возможностью подключения до шести сейсмических датчиков различных типов, а также три канала AUX для подключения низкочастотных (до 1 Гц) датчиков. Стандартный состав ЦСС включает два комплекта сейсмоприемников (СМ3-КВ и СМ3-ОС), автономный блок питания, позволяющий работать от аккумуляторов напряжением 12 В, антенну GPS и блок сбора информации. Блок сбора информации представляет собой 15-канальную 16-разрядную программно-аппаратную мультизадачную систему сбора сейсмических данных на базе одноплатной PC совместимой материнской платы 386DX40, которая включает: 6 Hi каналов, 6 Lo каналов и 3 AUX каналов.

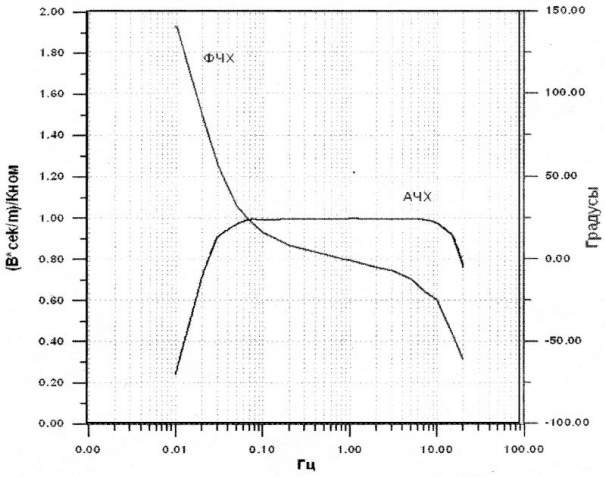


Рис. 4.4. Нормированная амплитудно-частотная и фазочастотная характеристики сейсмометра СМ3-ОС

Станция может функционировать автономно в течение длительного времени, позволяя вести многопотоковый (до 5 потоков) сбор информации с привязкой к шкале единого мирового времени. В каждом потоке для выбранной группы каналов программно выбирается тип потока, задается частота дискретизации и устанавливаются коэффициенты усиления для каждого Hi и AUX канала. В комплект каждой станции входят три широкополосных сейсмоприемника СМ3-ОС и три короткопериодных сейсмоприемника СМ3-КВ. На рис. 4.4 приведена нормированная амплитудно-частотная и фазочастотная характеристики СМ3-ОС.

Станция регистрирует информацию в непрерывном, триггерном или расширенном режиме в соответствии с выбранным типом потока. В качестве алгоритма выделения полезного события в триггерном режиме используется алгоритм отношения LTA к STA. Расширенный режим предназначен для увеличения динамического диапазона данных путем сохранения данных Lo каналов в случае «зашкаливания» Hi каналов. Собранная информация сохраняется по потокам в кольцевых файловых буферах, организованных на жестком диске станции. В зависимости от емкости жесткого диска и установленных параметров на размер кольцевого буфера станция может хранить до 60 суток данных в каждом потоке.

* Соглашение было заключено между Объединенным институтом Физики Земли РАН, Геофизической службой РАН, Воронежским госуниверситетом и администрацией Воронежской области.

ЦСС снабжена средствами коммуникации, позволяющими производить удаленный доступ к ней как для управления станцией, так и для получения собранных данных в компьютер системы обработки без остановки сбора данных. С помощью дополнительного компьютера, подключаемого к станции через локальную сеть Enternet, возможно общее управление работой сейсмической станции, изменение ее конфигурации и параметров алгоритма выделения, копирование информации, визуализация текущих данных, а также оперативная обработка и архивация собранных данных. При отсутствии связи со станцией она укомплектована ZIP накопителем, позволяющем производить копирование данных на сменные Zip дискеты с последующей доставкой их в центр обработки.

Основные характеристики сейсмических станций приведены в табл. 4.1 и 4.2.

Пространственное размещение сейсмических станций представлено на рис. 4.5. Места установки сейсмических станций выбирались с учетом региональных особенностей геологического строения ВКМ и минимума помех, обусловленных промышленной и хозяйственной деятельностью человека. Все станции установлены в подвалах хозяйственных построек, вынесенных за пределы жилых домов. На рис. 4.6 представлены амплитудно-частотный спектр сейсмического шума в местах установки сейсмических станций. Он получен путем накопления 100 спектров пятиминутных интервалов, случайно взятых в течение суток. Хорошо видно, что в полосе частот от 0,1 Гц до 1 Гц микросейсмический шум характеризуется близкими спектральными амплитудами. В полосе частот выше 1 Гц наиболее «тихой» станцией является «Сторожевое».

Уровень микросейсмического шума на частотах 2—20 Гц здесь меньше 1 нм/с, а в месте установки сейсмостанции «Дивногорье» он близок к 1 нм/с. Уровень микросейсмического шума на станциях «Новохоперск» и «Россошь» выше.

Таблица 4.1. Сейсмические станции, работавшие в 2000 г. на территории Воронежского кристаллического массива, и их параметры

№	Станция		Дата открытия	Координаты		h_y	Аппаратура			
	Название	Код		φ°, N	λ°, E	м	Тип прибора	Компонента	V_{max}	ΔT_{max}
1	Воронеж	VOR	20.12.1996	50.730	39.200	180	СМ3-КВ	N, E, Z	5000	0,33—2,0
2	Дивногорье	VORD	20.02.1998	50.966	39.293	94	СМ3-ОС	SDAS цифр/ст		
3	Сторожевое	VRSR	08.08.1999	50.215	39.190	183	СМ3-ОС СМ3-КВ	SDAS цифр/ст		
4	Новохоперск	VRHR	14.11.2003	51.2025	41.7215	98	СМ3-ОС СМ3-КВ	SDAS цифр/ст		
5	Россошь	VRKR	16.10.2004	50,2910	39,5199	178	СМ3-ОС СМ3-КВ	SDAS цифр/ст		

Таблица 4.2. Данные об аппаратуре цифровых станций

Название станции	Тип датчика	Перечень каналов и их характеристики	Частотный диапазон, Гц	Частота опроса данных, Гц	Эффективная разрядность АЦП	Чувствительность велосиграф отсч/(м/с)
Дивногорье	СМ3-ОС	ВН(N, E, Z) Велосиметр	0,02—16	40	16	$1{,}00\cdot10^9$ $1{,}06\cdot10^9$ $1{,}00\cdot10^9$
Сторожевое	СМ3-ОС	ВН(N, E, Z) Велосиметр	0,02—10	20	16	$1{,}308\cdot10^9$ $1{,}568\cdot10^9$ $1{,}219\cdot10^9$
	СМ3-КВ	СН(N, E, Z) Велосиметр	0,5—20	50	16	$1{,}153\cdot10^9$ $1{,}192\cdot10^9$ $1{,}196\cdot10^9$
Новохоперск	СМ3-ОС	ВН(N, E, Z) Велосиметр	0,02—10	20	16	$7{,}84\cdot10^8$ $7{,}84\cdot10^8$ $7{,}67\cdot10^8$
	СМ3-КВ	СН(N, E, Z) Велосиметр	0,5—20	50	16	$5{,}27\cdot10^8$ $4{,}67\cdot10^8$ $5{,}03\cdot10^8$
Россошь	СМ3-ОС	ВН(N, E, Z) Велосиметр	0,02—10	20	16	$6{,}60\cdot10^8$ $6{,}38\cdot10^8$ $6{,}42\cdot10^8$
	СМ3-КВ	СН(N, E, Z) Велосиметр	0,5—20	50	16	$5{,}09\cdot10^8$ $4{,}89\cdot10^8$ $5{,}29\cdot10^8$

В среднем на частотах от 2 до 20 Гц интенсивность его около 10 нм/с. Кроме того, рост интенсивности микросейсмического шума на станции «Новохоперск» начинается на более низких частотах (1,3 Гц) по сравнению с другими станциями, где увеличение спектральных амплитуд начинается с частот 2 Гц. Такие различия в уровне микросейсмического шума, в основном, связаны с особенностями геологического строения районов расположения станций. Несмотря на некоторые

различия в характере микросейсмического шума, региональная сеть позволяет регистрировать как телесейсмические, так и местные события различного энергетического класса.

На примере сейсмической станции «Сторожевое» рассмотрена чувствительность сети к телесейсмическим событиям, происходящим в различных районах мира. Известно, что разрешающая способность сейсмической станции определяется как особенностями самой аппаратуры, геологическим строением в месте установки станции, уровнем микросейсмического шума, так и геологическим строением, структурными особенностями, физическими характеристиками среды на пути распространения сейсмических волн от источника к приемнику.

В работе [Дубянский, 2004] подробно описана методика оценки относительной чувствительности сейсмической станции «Сторожевое» — VRSR. Показано, что сейсмическая станция «Сторожевое» наименее чувствительна к землетрясениям, происходящим в районах западного Кавказа, Гиндукуша и Байкальского региона [Дубянский, 2004]. Учитывая пространственное расположение сейсмической станции «Сторожевое», характер сейсмического шума в

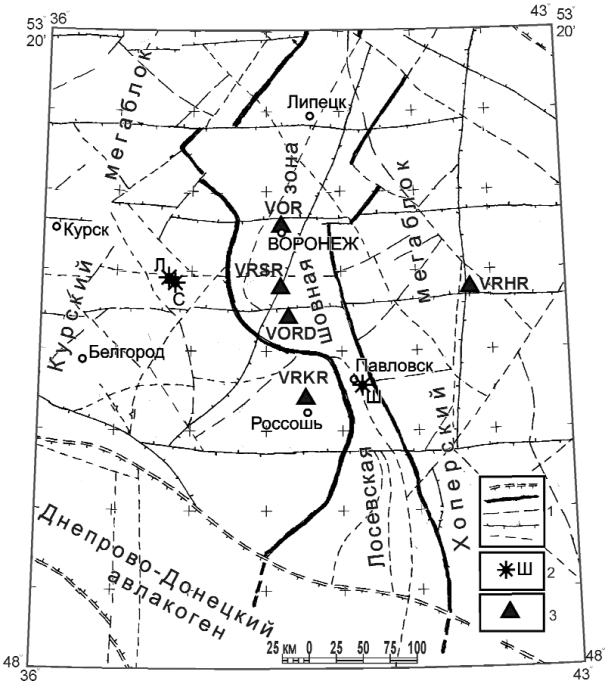


Рис. 4.5. Схема расположения сейсмических станций:

1 — разломы различных рангов; 2 — пункты промышленных взрывов (Л — Лебединский, С — Стойлинский, Ш — Павловский); 3 — сейсмические станции

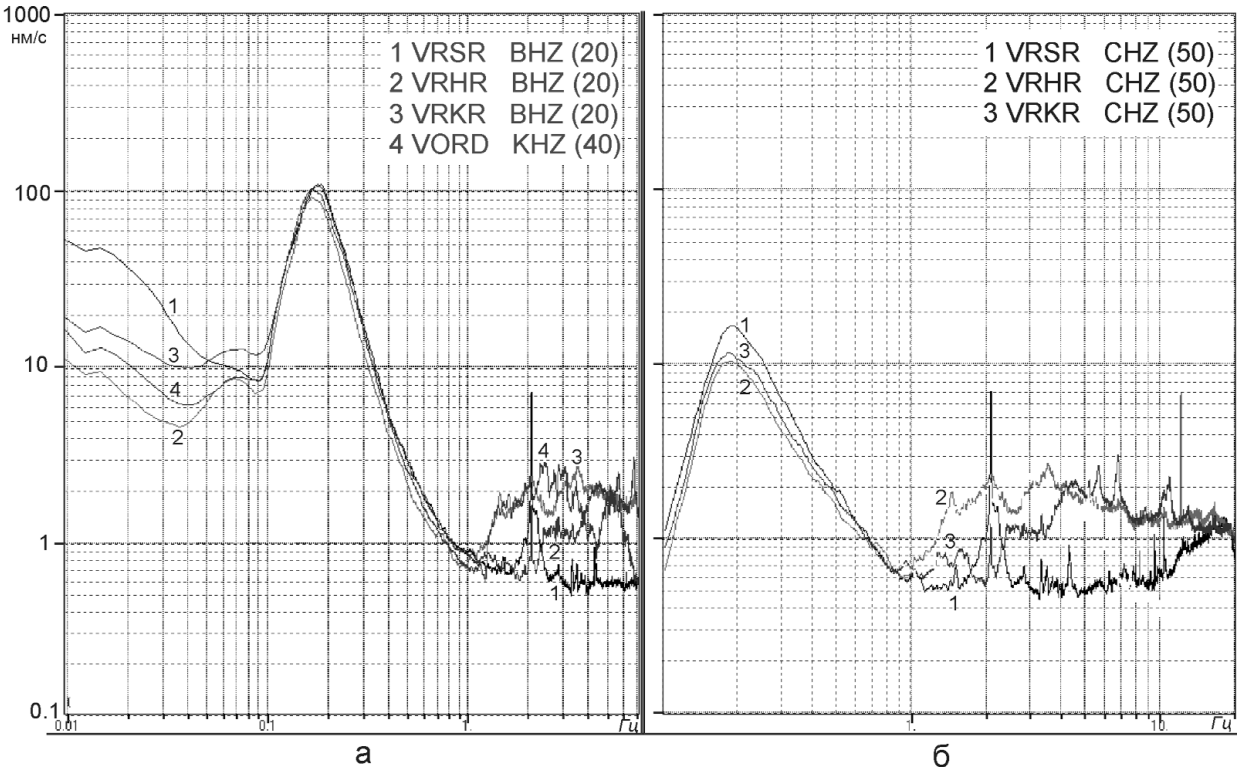


Рис. 4.6. Среднесуточные спектры Z составляющих станций: Сторожевое (VRSR) (1), Новохоперск (VRHR) (2), Россошь (VRKR) (3), Дивногорье (VORD) (4):

а — широкополосные каналы; б — высокочастотные каналы

месте ее установки, а также сравнение телесейсмических событий, зарегистрированных остальными станциями сети, полученные оценки можно считать общими для региональной сети сейсмических станций.

В этой связи можно предположить, что различная чувствительность сети к землетрясениям, происходящим в разных регионах, обусловлена планетарными структурно-вещественными особенностями и акустическими свойствами геологической среды на пути распространения сейсмических волн.

Чувствительность сейсмических станций сети к локальным событиям низкого энергетического класса оценена на основе анализа сейсмических событий, зарегистрированных разными станциями в течение 8 лет. На рис. 4.7 представлена зависимость класса регистрируемого события от расстояния. Класс события определялся по номограмме Т. Г. Раутиан [1964]. Как видно из рисунка, сейсмические станции могут регистрировать события второго и более энергетических классов. Экспериментальная зависимость класса зарегистрированного сейсмического события от эпицентрального расстояния отражает предельные возможности регистрации сетью станций сейсмических событий различных классов.

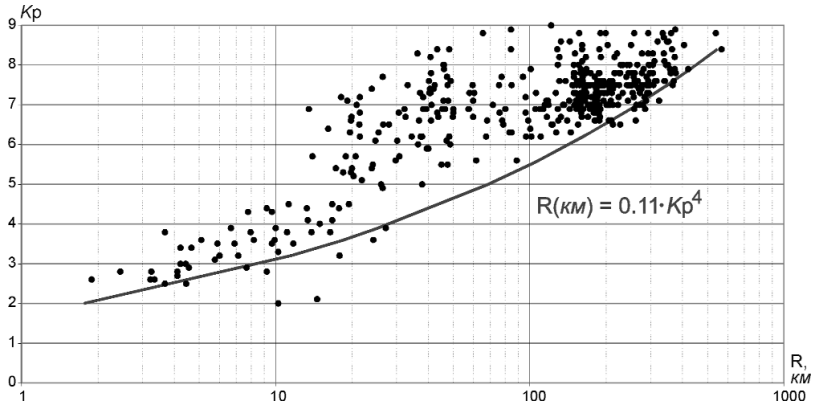


Рис. 4.7. Экспериментальная зависимость класса зарегистрированного события от эпицентрального расстояния и порог чувствительности региональной сейсмологической сети

На рисунке также приведена аппроксимированная зависимость порога чувствительности региональной сети сейсмических станций. Полученная зависимость является степенной функцией четвертого порядка $R = 0{,}11 \cdot Kp^4$. Эта зависимость позволяет оценить расстояния, на которых возможна регистрация событий определенных классов. Поскольку максимальные расстояния между сейсмическими станциями 200 км, то уверенная регистрация группой станций начинается с 6 класса. События более низкого класса регистрируются, как правило, не всеми сейсмическими станциями сети.

Точность определения расстояний до эпицентров событий пятого и выше энергетических классов выполнена на примере определения расстояний до эпицентров взрывов в карьере г. Павловска. Ошибка определения расстояния составила ±7 км в зависимости от класса событий и точности определения вступлений P- и S-волн.

С учетом полученных оценок можно считать, что сейсмические станции Воронежской региональной сети вполне успешно регистрируют локальные события второго и выше энергетических классов, несмотря на различный уровень микросейсмического шума в пунктах установки сейсмических станций.

4.2.2. Анализ местных сейсмических событий, зарегистрированных региональной сетью

Как было показано ранее, региональной сетью сейсмических станций достаточно уверенно регистрируются телесейсмические события с магнитудой 4 и более. На рис. 4.8 представлен пример записи телесейсмического события, произошедшего в Иране 22 февраля 2005 г. Записи события четкие, хорошо выделяются все типы волн, что позволяет их уверенно интерпретировать.

Методика интерпретации телесейсмических событий достаточно хорошо разработана. Остановимся подробнее на методике интерпретации местных сейсмических событий, зарегистрированных сетью сейсмических станций. В основном, все регистрируемые местные события можно подразделить на пять типов. На рис. 4.9 представлен пример записи сейсмических событий различной природы, зарегистрированных сетью сейсмических станций.

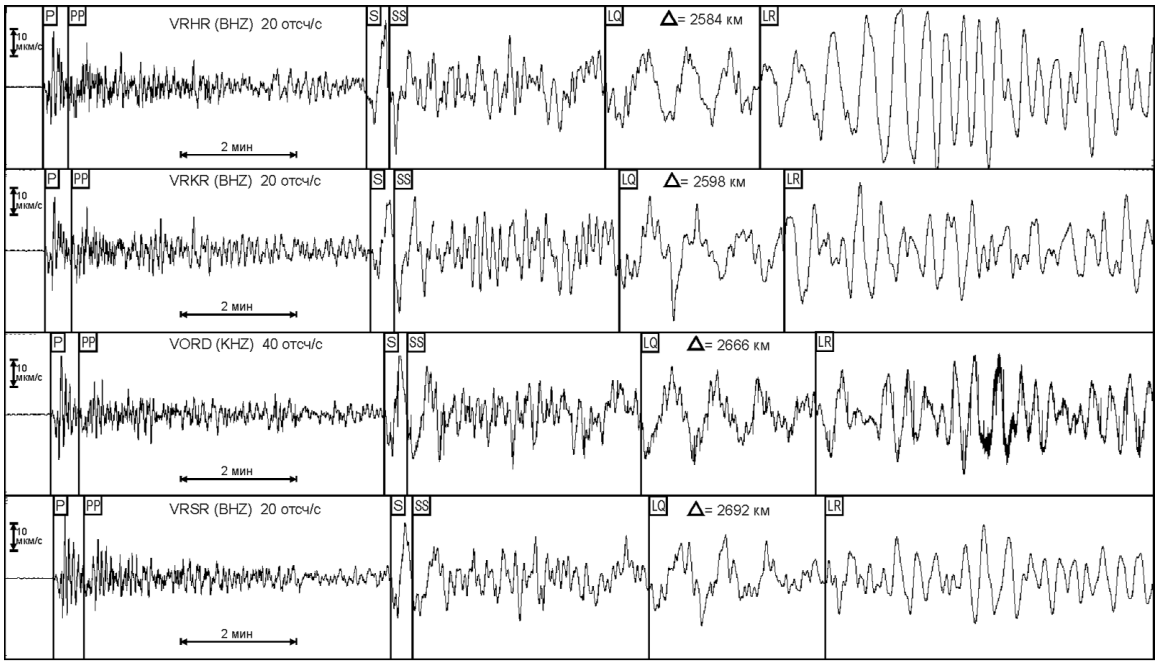


Рис. 4.8. Пример записи телесейсмического события сетью сейсмических станций

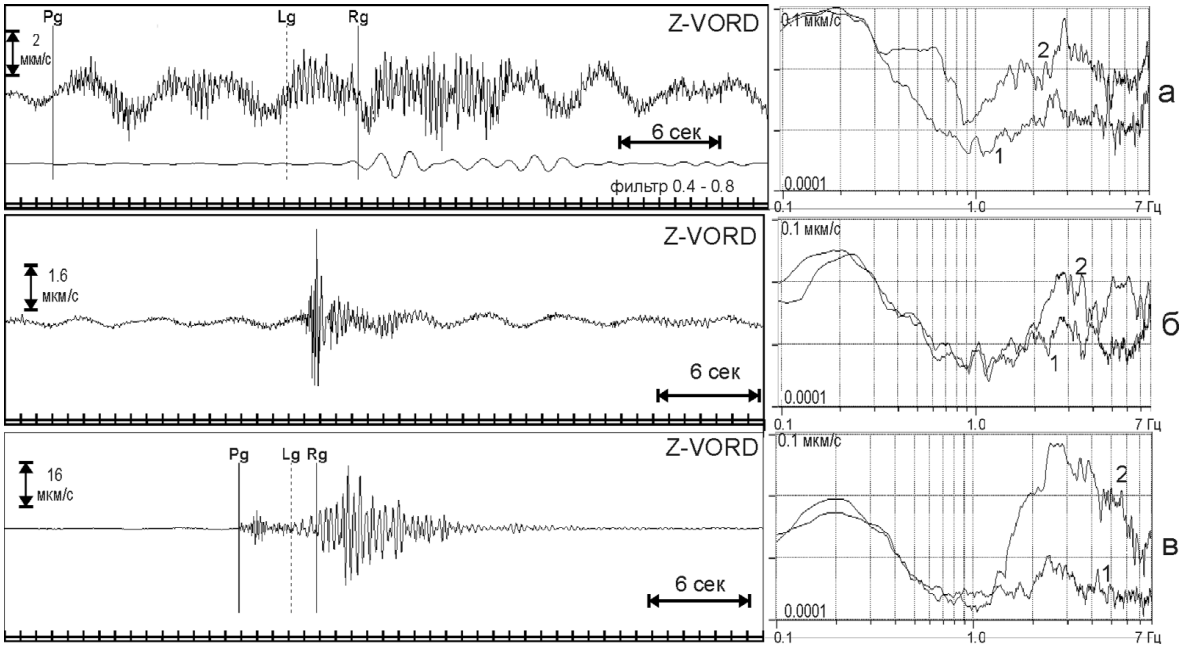


Рис. 4.9. Пример записи событий различного типа и их спектральный состав до (1) и во время (2) события: а — взрыв в карьере, б — событие импульсного типа; в — землетрясение

— К первому типу отнесены сейсмические события, которые, по нашему мнению, являются тектоническими, т. е. местные землетрясения. Регистрируемые землетрясения в основном 3—9 энергетических классов с неглубоким расположением очага (рис. 4.9, в).

— Ко второму типу отнесены сейсмические события типа «импульс». Это короткие по длительности (1—3 секунды), довольно интенсивные события (рис. 4.9, б). Они, как правило, регистрируются одной станцией сети и, по-видимому, характеризуют динамическое состояние места установки станции. Аналогичные события регистрируются и в других регионах [Спунгин и др., 1997].

— К третьему типу относятся сейсмические события, обусловленные массовыми химическими взрывами. Волновые формы таких событий весьма разнообразны. Это связано со многими причинами: расположением «взрыв-приемник», строением геологической среды на пути прохождения сейсмических волн и в пункте регистрации, характером проведения массовых химических взрывов, взрываемой породы. По интенсивности сейсмического процесса массовые химические взрывы создают события 3—10 энергетических классов. Пример записи массового взрыва представлен на рис. 4.9, а.

— К четвертому типу относятся сейсмические события, связанные прямо или косвенно с деятельностью человека — помехи. Волновые формы таких событий имеют определенный «образ», который позволяет их довольно просто идентифицировать. В эту же группу входят помехи, вызванные природными явлениями (ветровые помехи и т. д.).

— К пятому типу относятся события, природа которых остается неясной.

Одной из важных проблем интерпретации местных сейсмических событий является разбраковка их по природе происхождения, т. е. нахождение местных событий тектонической природы — землетрясений. Эта непростая проблема в настоящее время до конца не решена. При идентификации событий по их природе в условиях Воронежского кристаллического массива выполнялся следующий анализ:

1. Анализ волновых форм сейсмических событий, их спектров, а также временных и энергетических распределений.

2. Анализ пространственного положения эпицентра, характеристика эпицентральной зоны комплексом геологических и геофизических признаков.

На территории Воронежского кристаллического массива в настоящее время функционируют четыре крупных карьера, в которых производятся взрывы мощностью 100 и более тонн ВВ. Три карьера расположены в Курском геоблоке (КМА) — Михайловский, Лебединский и Стойленский. В них производят добычу железной руды. В районе г. Губкина работает также шахта, где производят добычу железных руд на глубине более 200 м. Один из карьеров расположен на территории Воронежской области — Павловский карьер (или «Шкурлат»). В нем производят добычу гранита, который затем идет на щебенку.

Кроме крупных карьеров в регионе действует большое количество небольших карьеров, где производят взрывы мощностью до 20 т ВВ. Такие взрывы создают сейсмические эффекты 3 и более низкого энергетического класса. В карьерах, в основном, добывают осадочные породы, глубина карьеров, как правило, не более 100 м. Волновые формы сейсмических событий, возбуждаемые такими взрывами, и спектры записей весьма специфичны. В структуре волнового поля преобладают низкочастотные составляющие. На рис. 4.10 показаны записи волновых форм и движение частиц на ближней к эпицентру взрыва станции (Δ = 2 км) и дальней станции (Δ = 12 км). Хорошо видно, что в структуре волнового поля основным составляющим являются поверхностные волны.

Характерным также является более высокая интенсивность колебаний в горизонтальной плоскости. Интенсивность вертикальной составляющей волнового поля значительно меньше по сравнению с горизонтальной составляющей (рис. 4.10). Анализ записей волновых форм и их спектров показал, что основная часть сейсмической энергии, возбуждаемая взрывами, главным образом реализуется в виде колебаний в диапазоне частот 0,7—3,0 Гц. Следует отметить, что сейсмический эффект относительно маломощных взрывов достаточно быстро затухает. На рис. 4.11 даны записи волновых форм и спектров на различных расстояниях от эпицентра взрыва. Хорошо видно, что на расстоянии 12 км амплитуда колебаний более чем в 10 раз меньше, чем на расстоянии 2 км от эпицентра взрыва. Несмотря на значительное разнообразие геологических условий установки сейсмических станций, некоторые отличия в технологии производства взрывных работ, количестве ВВ (Q), получено корреляционное уравнение, связывающее значение модуля вектора скорости движения частиц и приведенного расстояния:

$$\lg|V| = 6.3 - 1.79\lg\left(\frac{R}{Q^{1/3}}\right)$$

Для сравнения с записями слабоинтенсивных взрывов на рис. 4.12 даны записи слабоинтенсивного тектонического события, записанного четырьмя станциями. В целом волновые формы и спектры этого события отличаются от записей маломощного взрыва (рис. 4.11 и 4.12).

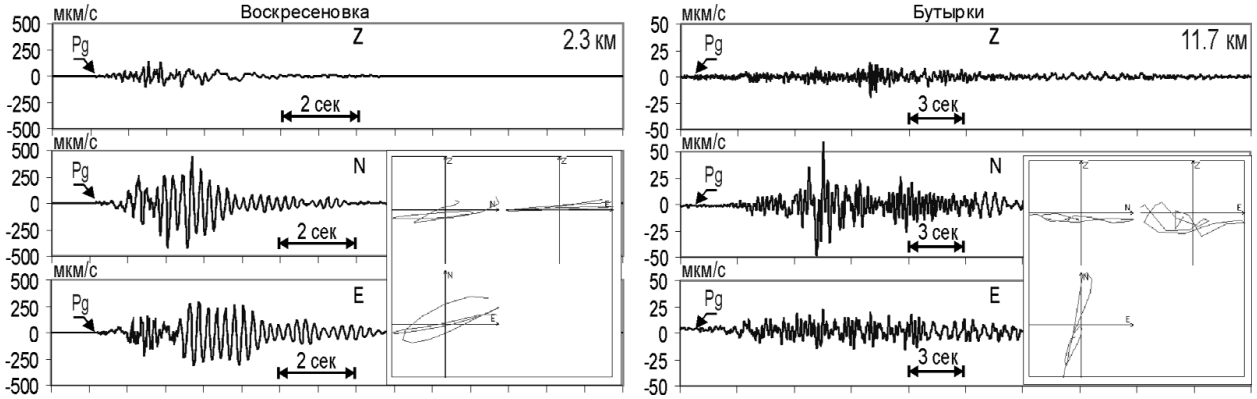


Рис. 4.10. Пример трехкомпонентной записи взрыва в Ситовском карьере 11.07.06 (масса ВВ 10 т) на разных расстояниях и движение частиц грунта

Наибольшие амплитуды скорости колебаний частиц грунта наблюдаются на частотах выше 1 Гц, т. е. частотный диапазон максимальных значений амплитуд на записях взрывов и землетрясений отличается.

Анализ большого числа слабоинтенсивных событий, относимых нами к тектоническим, показал, что, как правило, значительное увеличение амплитуды по сравнению с фоном наблюдается на частотах выше 1,5 Гц. Кроме того, в записях волновых форм тектонических событий не отмечается значительное увеличение интенсивности горизонтальных составляющих, что является характерным для записей взрывов (рис. 4.13). Эти особенности записей волновых форм массовых взрывов небольшой мощности и записей тектонических событий использовались для разбраковки слабоинтенсивных событий.

Взрывы в карьерах КМА и Павловском, как было сказано, создают сейсмические эффекты 6-го и более высоких энергетических классов. Учитывая, что в регионе наиболее представительными являются тектонические события 6—9 энергетических классов, остановимся более подробно на отличительных чертах записей взрывов и землетрясений. Анализ записей многочисленных взрывов в крупных карьерах, когда количество ВВ было около 100 и существенно более тонн, показал, что всегда в спектре записей взрывов на частотах менее 1 Гц наблюдается максимум спектральных амплитуд. На рис. 4.14 дан пример волновых форм и амплитудно-частотных спектров для записей взрывов в разных карьерах на станции «Сторожевое». Как видно из рисунка, независимо от карьера, в котором произведен взрыв, в амплитудно-частотном спектре четко выделяется спектральный максимум на частотах менее 1 Гц. Эти же

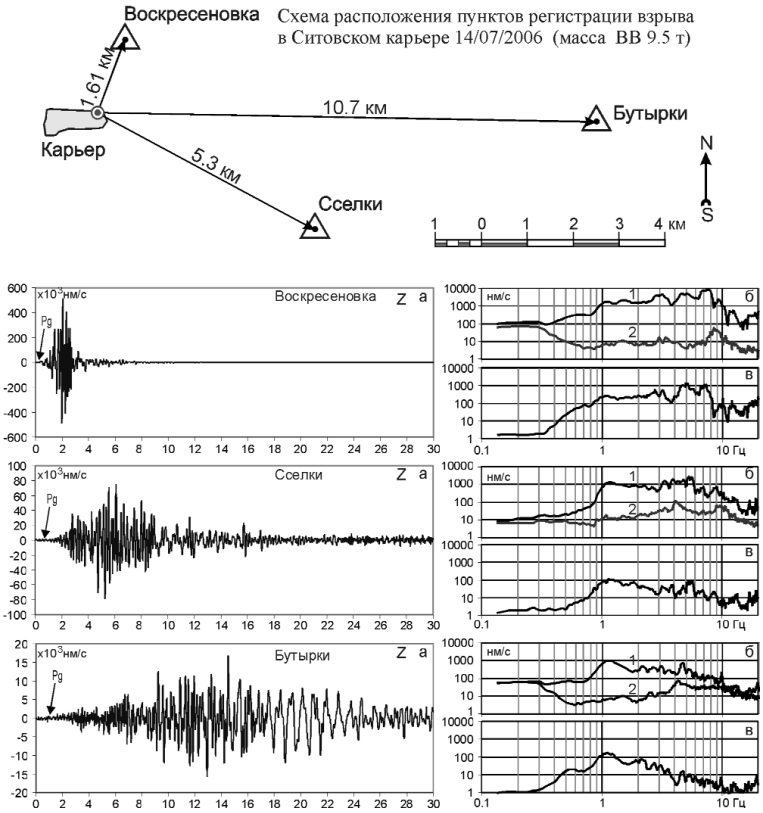


Рис. 4.11. Пример записей вертикальных составляющих (а) взрыва в Ситовском карьере на разных удалениях, спектрального состава его записи (б 1) и фона (б 2), а также отношения (1) к (2) (в)

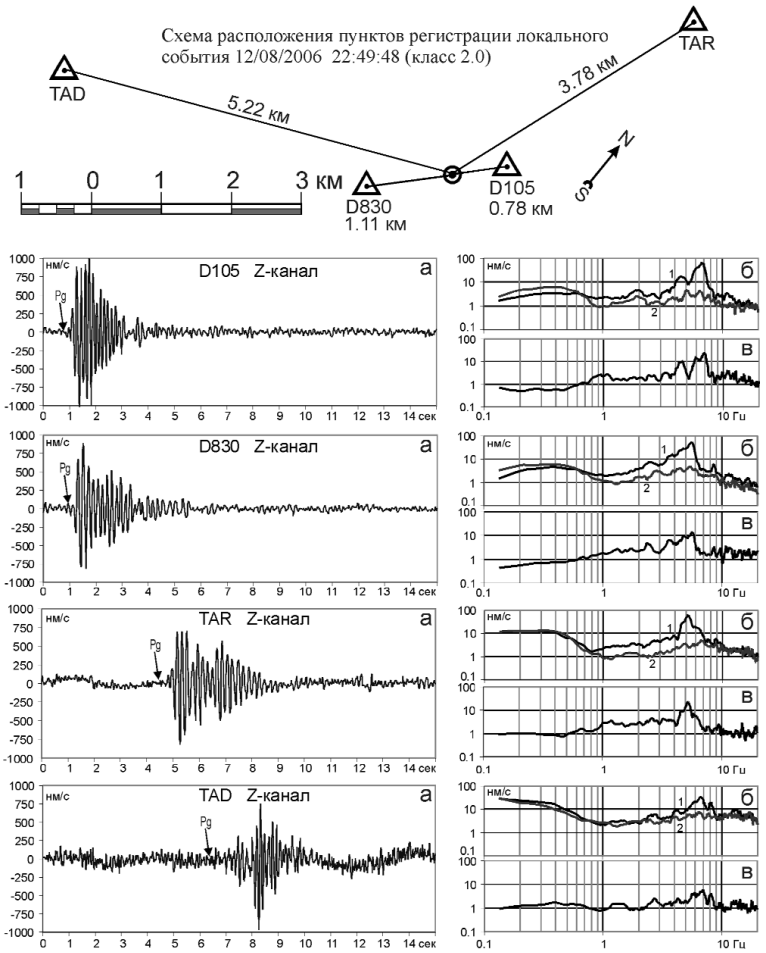


Рис. 4.12. Пример записей вертикальных составляющих (а) локального события на разных удалениях, спектрального состава его записи (б 1) и фона (б 2), а также отношения (1) к (2) (в)

особенности характерны и для записей взрывов, которые производятся в шахте г. Губкина на глубине более 200 м (рис. 4.14). Следует также отметить, что для записей достаточно мощных взрывов даже на близких расстояниях четко выделяется максимум спектральных амплитуд на низких частотах. Анализ волновых форм показал, что спектральный максимум образован наличием мощной волны Релея (Rg), которая имеет период около 1,5—2,0 с и на фильтрованной записи (фильтр 0,4-0,8 Гц) имеет на Z канале стабильную классическую форму (рис. 4.15). Наличие четкой волны Rg на записях карьерных взрывов является одним из важных идентифицирующих признаков взрыва. На рис. 4.16 даны типичные записи сейсмических событий, относимых нами к разряду тектонических. Как хорошо видно, максимум сейсмической энергии выделяется на частотах выше 1 Гц. В записях волновых форм практически отсутствует волна Rg с периодом, характерным для записей взрывов (рис. 4.15). Эти особенности записей взрывов и землетрясений использовались в качестве первого признака при идентификации сейсмических событий.

Статистический анализ пространственного распределения эпицентров сейсмических событий показал, что, как правило, область эпицентра характеризуется специфической системой геолого-геофизических признаков. В качестве признаков использовались: высота дневного рельефа, особенности структуры рельефа фундамента, наличие тектонического нарушения эрозионного среза докембрия, наличие плотностного контакта, мощность земной коры, мощность верхнего горизонта гранитно-гнейсового слоя, тип земной коры, особенности гравитационного и магнитного полей, электропроводность эрозионного среза докембрия.

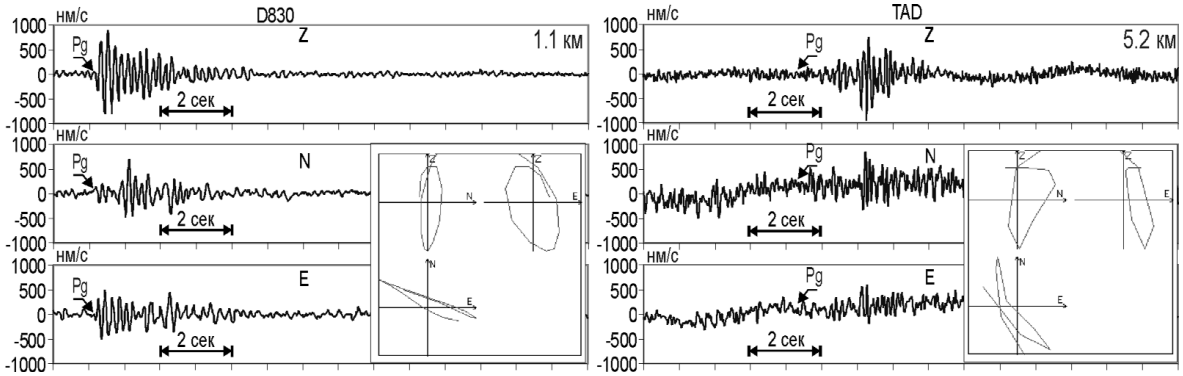


Рис. 4.13. Пример трехкомпонентной записи локального события на разных расстояниях и движение частиц грунта в максимуме скорости

Эпицентр каждого землетрясения описывался указанными параметрами, значения которых достаточно стабильны. При анализе отбраковывались те сейсмические события, область эпицентров которых характеризовалась менее чем четырьмя признаками. Такой подход позволил отбраковать случайные события — помехи.

Особое внимание при анализе уделялось событиям, которые происходили во временном отрезке, близком к тому, когда производились взрывы.

В результате такого подхода выполнена идентификация событий, составлен каталог за период 1998—2005 гг., включающий более 300 местных землетрясений (приложение).

Анализ каталога показал, что ежегодно в среднем происходит около 40 местных землетрясений. Наибольшее количество землетрясений произошло в 2001 г., почти 25% от общего числа землетрясений (рис. 4.17). На этом фоне выделяются годы относительного понижения сейсмической активности и годы ее повышения. Анализ временного распределения показал, что во временном ходе сейсмического процесса намечается цикличность и квазипериодичность с периодом 4—5 месяцев. Наиболее активными (по количеству землетрясений) являются февраль — март, июнь — июль, ноябрь — декабрь (рис. 4.18).

Следует отметить, что максимум выделившейся при землетрясениях энергии наблюдается в 2000 г., также значительное ее увеличение отмечается в 2004 г. Фоновый уровень выделившейся энергии ежегодно равен $708 \cdot 10^7$ эрг, что соответствует энергии, выделившейся при 7 землетрясениях 9 энергетического класса или 8 землетрясениях 7 энергетического класса.

Таким образом, сейсмический процесс в геологических условиях ВКМ не является линейной функцией времени. В некоторые годы наблюдается повышение количества землетрясений, но суммарное количество выделившейся энергии при этом относительно невелико.

В отдельные годы при фоновом количестве землетрясений энергетический уровень их существенно выше. Такое положение наблюдалось за период наблюдений дважды с периодом 4 года. Наблюдаемые землетрясения можно отнести к 7—8 энергетическим классам. Заметно выделяется на этом фоне землетрясение 31 марта 2000 г., которое произошло в Хоперском мегаблоке. Совместный

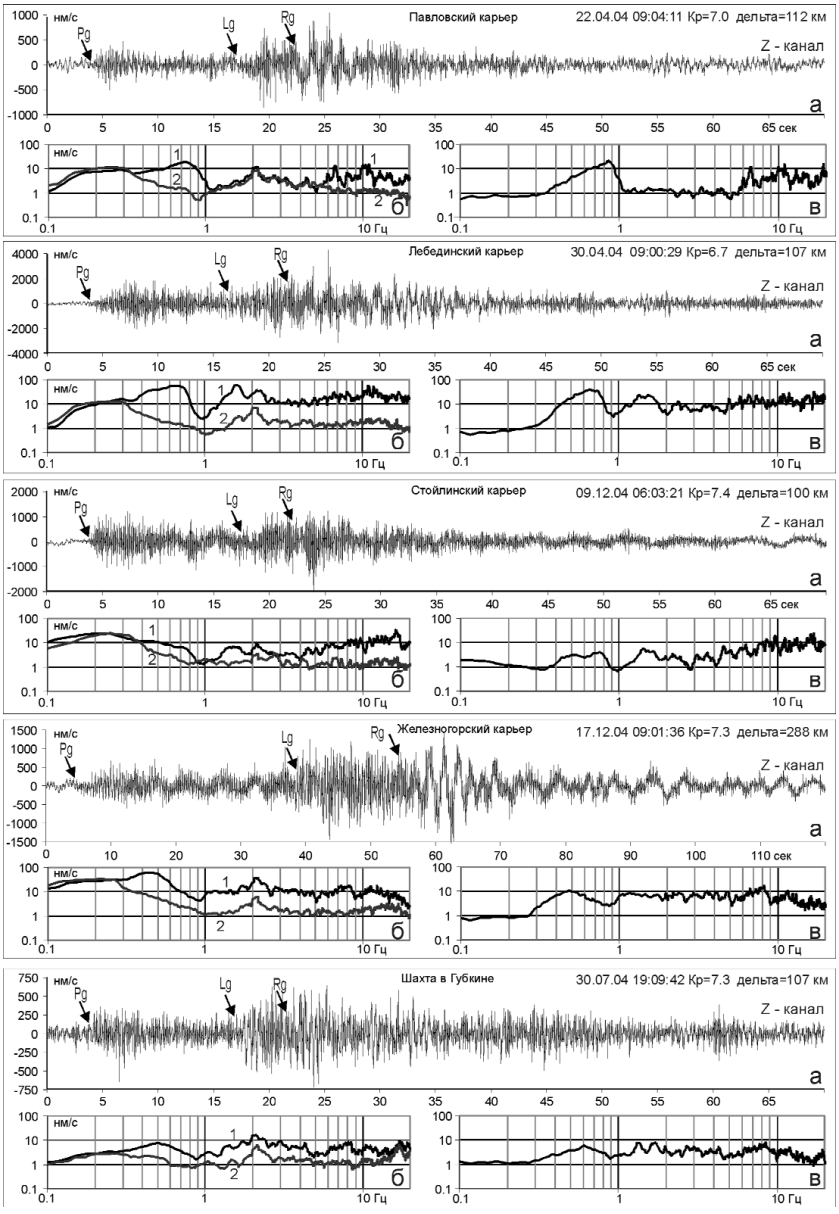


Рис. 4.14. Пример записей вертикальных составляющих (а) взрывов в различных карьерах на станции «Сторожевое», спектрального состава их записей (б 1) и фона (б 2), а также отношения (1) к (2) (в)

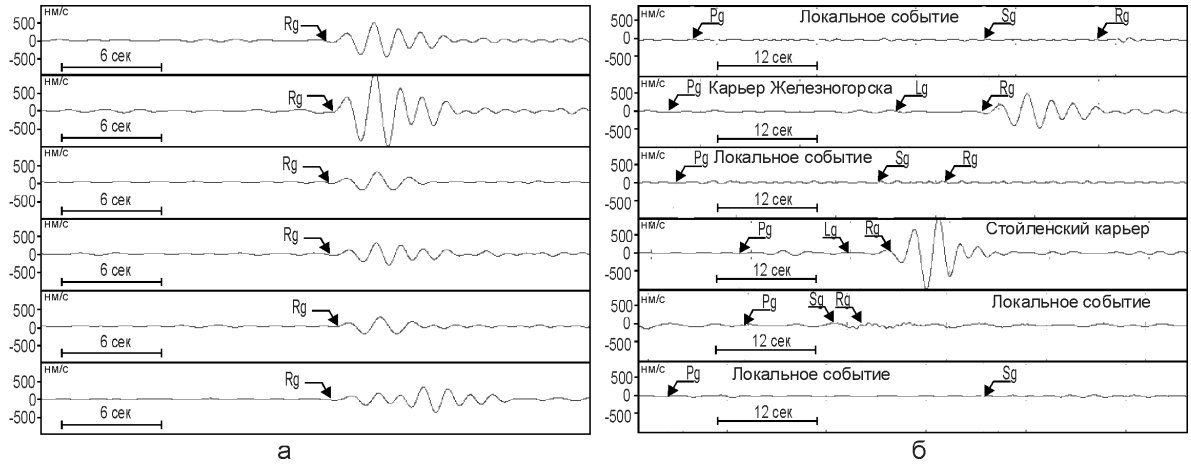


Рис. 4.15. Примеры фильтрованных записей (фильтр 0,4—0.8 Гц) вертикальных составляющих (а) взрывов в Павловском карьере на станции «Сторожевое», в сравнении с записями взрывов в других карьерах и локальных событий (б)

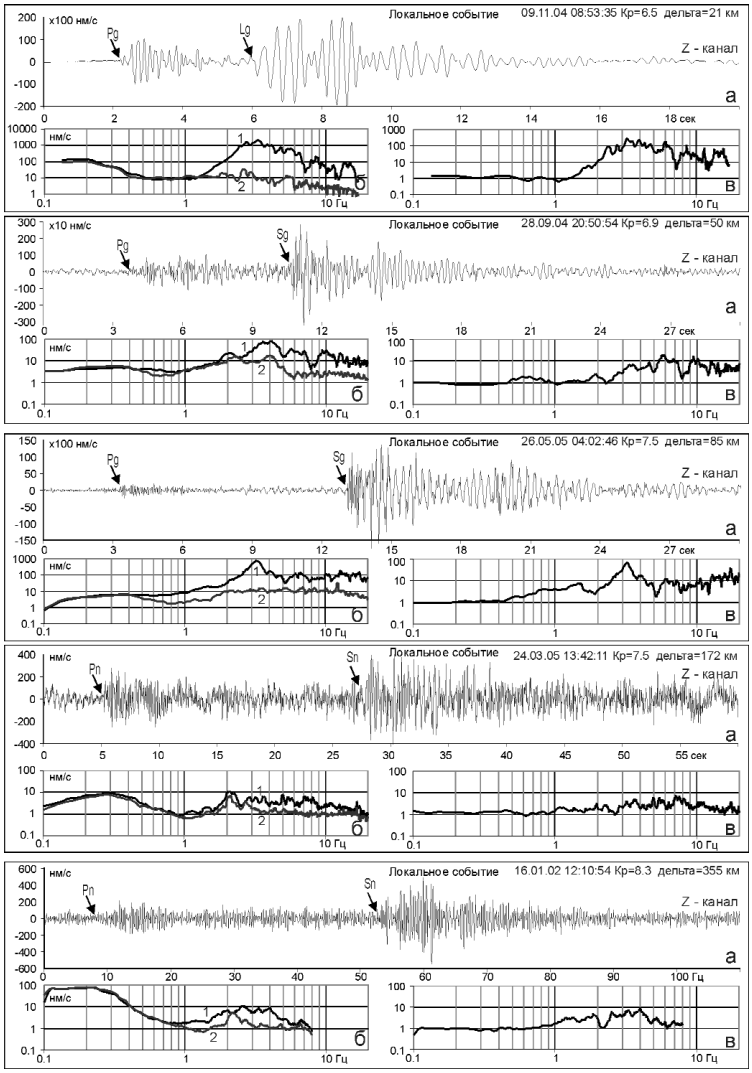


Рис. 4.16. Пример записей вертикальных составляющих (а) тектонических событий, спектрального состава их записей (б 1) и фона (б 2), а также отношения (1) к (2) (в)

анализ записей волновых форм этого события, зафиксированного региональной сейсмической сетью и рядом других сейсмических станций, позволил интерпретировать его как пятибалльное землетрясение энергетического класса 10,8 при глубине очага 8 км [Надежка и др., 2001, 2006].

В основном, регистрируемые местные землетрясения верхнекоровые. На рис. 4.19 дано распределение глубины очагов землетрясений. Как видно из рисунка, более 50% землетрясений произошли на глубинах менее 3 км, вместе с тем более 80 землетрясений произошли на глубинах 5 км и более. Интересным является тот факт, что наименьшая глубина гипоцентров отмечается для землетрясений, произошедших в восточной части Курского мегаблока. В Лосевской шовной зоне глубина несколько увеличивается, встречаются отдельные землетрясения, очаг которых находится на глубине около 5 км. В целом в Хоперском мегаблоке глубина гипоцентров землетрясений больше (рис. 4.19) [Надежка, Вторников, 2006].

Анализ пространственного распределения эпицентров землетрясений позволил выявить некоторые закономерности. Значительное количество землетрясений пространственно приурочено к зонам сочленения Курского мегаблока и Лосевской шовной зоны, точнее, к ранее

выделенной транслитосферной потенциально активной зоне [Надежка, Вторников, 2006]. Внутри крупных мегаблоков эпицентры в большинстве случаев приурочены к зонам тектонических нарушений разного ранга. Наибольшее количество землетрясений наблюдается в Лосевской шовной зоне, наименьшее — в Хоперском, хотя по энергетическим характеристикам землетрясения здесь выше.

Более подробная характеристика местных тектонических событий дана в сборниках «Землетрясения Северной Евразии» [Надежка и др., 2004, 2005, 2006].

В целом же на основе результатов экспериментальных наблюдений за период 1998—2005 гг. можно сделать вывод о том, что центральная и восточная части Воронежского кристаллического массива обнаруживают значительную сейсмическую активность.

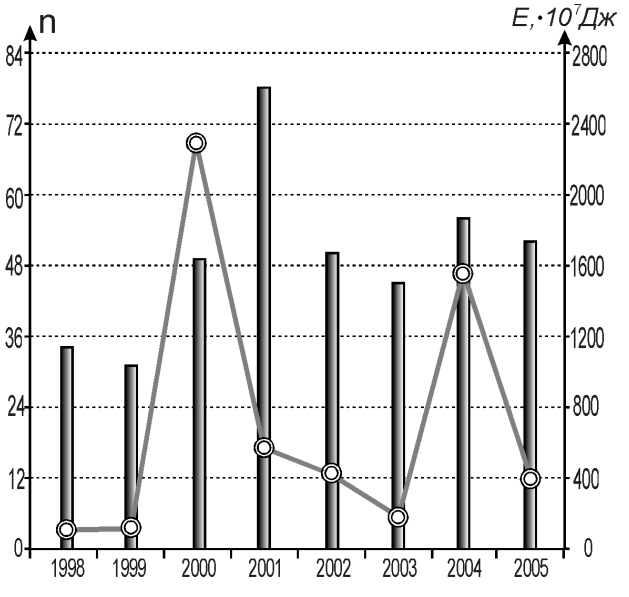


Рис. 4.17. Распределение количества землетрясений и энергии по годам

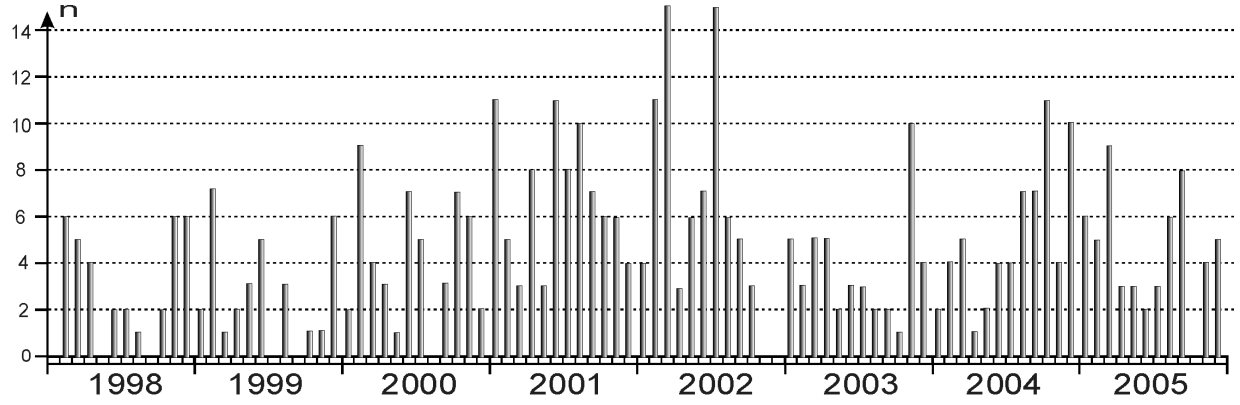


Рис. 4.18. Распределение количества землетрясений по месяцам

И хотя наблюдаемые землетрясения преимущественно слабые, они позволяют выявить главные характеристики сейсмического процесса в условиях платформенной литосферы, а также смогут служить фактической основой для выполнения количественных статистических оценок при сейсмическом районировании. В промышленно развитых условиях, изобилующих объектами повышенного экологического риска, в густозаселенных районах, какими являются равнинные области России, обоснованная, базирующаяся на фактических данных оценка сейсмической активности чрезвычайно важна.

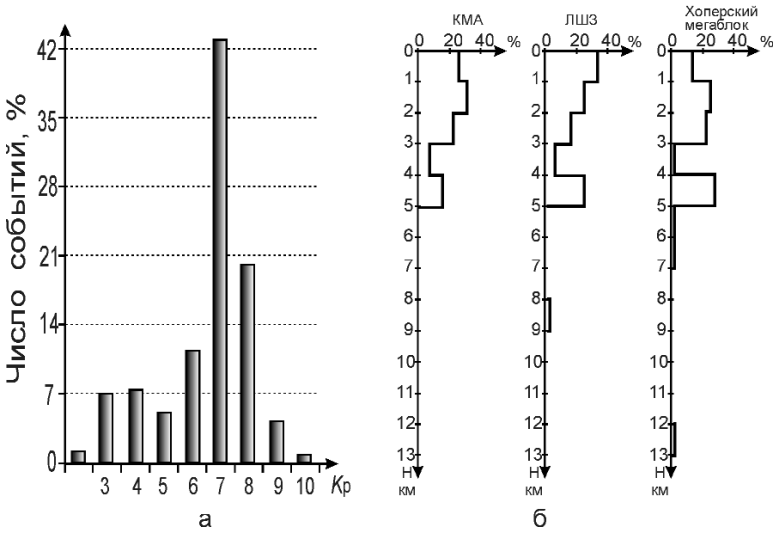


Рис. 4.19. Распределение землетрясений по классам (а) и глубине (б)

Литература

Агафонов В. К. Землетрясения. Петроград: Тип. П. П. Сайкина, 1915. 32 с.

Афанасьев Н. С. Петрофизика и геологическое строение докембрия Воронежского кристаллического массива // Петрофизические исследования на щитах и платформах. 1985. С. 34—42.

Геотраверс «Гранит» / Под ред. С. Н. Кашубина. Екатеринбург, 2002. 274 с.

Дубянский А. И. Оценка относительной чувствительности сейсмической станции «Сторожевое» // Вестник Воронежского гос. ун-та, сер. Геология. 2004. № 2. С. 68—74.

Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации — ОСР-97. М.: ОИФЗ РАН, 1999.

Красовицкая Р. С., Павловский В. И. Строение Воронежского кристаллического массива // Сов. геология. 1976. № 8. С. 82—94.

Леоненко И. Н., Голивкин Н. И., Зайцев Ю. Н. и др. Строение и формационное расчленение докембрия Воронежского кристаллического массива // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. 1976. С. 83—91.

Надежка Л. И. Потенциальная сейсмичность восточной части Воронежского кристаллического массива // Материалы Междунар. конф. «Проблемы геодинамики и минерагении Восточно-Европейской платформы». 2002. С. 187—189.

Надежка Л. И., Вторников Е. Ю. Сейсмическая активность Воронежского кристаллического массива по результатам экспериментальных наблюдений // Материалы Междунар. конф. «Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения». 2006. Т. 2. С. 4—8.

Надежка Л. И., Дубянский А. И. Аномалии некоторых физических параметров земной коры Воронежского кристаллического массива // Доклады РАН. 1994. Т. 336, № 6. С. 823—825.

Надежка Л. И., Дубянский А. И., Тарков А. П., Афанасьев Н. С. Некоторые особенности глубинного строения Воронежского кристаллического массива // Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа. 1989. С. 121—135.

Надежка Л. И., Дубянский А. И. и др. Основные типы земной коры Воронежского кристаллического массива // Материалы Междунар. конф. «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». 1998. С. 300—308.

Надежка Л. И., Сафронич И. Н., Габсатарова И. П. Землетрясение 31 марта 2000 г. в восточной части Воронежского кристаллического массива по данным группы сейсмостанций «Воронеж» // Материалы Междунар. конф. «Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов». 2001. С. 146—149.

Надежка Л. И., Сафронич И. Н., Пивоваров С. П. и др. Воронежский кристаллический массив // Землетрясения Северной Евразии в 1998 году. 2004. С. 178—184.

Надежка Л. И., Сафронич И. Н., Пивоваров С. П. и др. Воронежский кристаллический массив // Землетрясения Северной Евразии в 1999 году. 2005. С. 190—194.

Надежка Л. И., Сафронич И. Н., Пивоваров С. П. и др. Воронежский кристаллический массив // Землетрясения Северной Евразии в 2000 году. 2006. С. 193—196.

Надежка Л. И., Сафронич И. Н., Пивоваров С. П. и др. Никольское землетрясение 31 марта 2000 года с Кр =10.8 I_0 = 5 (Воронежская область) // Землетрясения Северной Евразии в 2000 году. 2006. С. 245—253.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР / Под ред. Н. В. Кондорской. М.: Наука, 1977. С. 465—471.

Раскатов Г. И. Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1969. 163 с.

Раскатов Г. И., Лукьянов В. Ф., Старухин А. А. и др. Важнейшие черты тектонической структуры северо-западной части Воронежской антеклизы // Вопросы геологии и полезные ископаемые Воронежской антеклизы. 1970. С. 64—87.

Раутиан Т. Г. Об определении энергии землетрясений на расстоянии до 3000 км // Экспериментальная сейсмика. Тр. ИФЗ АН СССР. № 32. (199). 1964. С. 88—93.

Рейснер Г. И. Геологические методы оценки сейсмической опасности. М.: Недра, 1980. 173 с.

Спунгин В. Г., Дубиня В. А., Иванченко Г. Н. Экспрессная диагностика структуры и геодинамики массива горных пород на основе анализа микросейсмических колебаний // Вулканология и сейсмология. 1997. № 6. С. 42—50.

Тарков А. П. Глубинное строение Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным. М.: Недра, 1974. 170 с.

Тектоника восточной части Воронежского кристаллического массива и его осадочного чехла / Под ред. Г. И. Раскатова. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1976. 126 с.

Уломов В. И., Шумилина Л. С. Проблемы сейсмического районирования территории России. М.: ВНИИНТПИ, 1999. 54 с.

Чернышов Н. М., Ненахов В. М., Лебедев И. П., Стрик Ю. Н. Модель геодинамического развития Воронежского массива в раннем докембрии // Геотектоника. 1997. № 3. С. 21—31.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Каталог землетрясений за 1998–2005 гг.

№	Дата и время	Широта	Долгота	Глубина	Класс	Примечание
1	26.02.1998 1:08	50.6	39.2	2	5	
2	26.02.1998 1:18	50.9	39.1	2	3.8	
3	27.02.1998 1:29	51	39	2	5.3	
4	27.02.1998 16:59	50.9	39.2	1	3.8	
5	27.02.1998 23:31	50.9	39.3	2	3.5	
6	27.02.1998 23:41	50.7	39.3	2	5	
7	05.03.1998 9:54	49.9	38.2	3	7.6	
8	25.03.1998 15:24	50.6	39.7	3	8.4	
9	25.03.1998 18:24	50.6	39.6	3	6.1	
10	30.03.1998 8:49	51.1	39	3	6.3	
11	14.04.1998 1:06	50.8	39	2	6.5	
12	03.06.1998 10:54	51.1	39.8	5	7.3	
13	10.06.1998 17:11	51.1	39.5	5	7.1	
14	13.07.1998 12:03	51.3	41.8	3	7.7	
15	27.07.1998 3:00	50.8	39.7	5	6	
16	15.08.1998 14:39	51.2	39.5	5	7.3	
17	09.10.1998 1:39	50.7	39.4	5	6.9	
18	24.10.1998 0:59	50.6	39.5	2	7.4	
19	01.11.1998 14:32	50.7	39.6	2	7	
20	04.11.1998 7:12	50.8	39.7	2	8.3	
21	05.11.1998 13:25	50.8	39.3	3	7.4	
22	08.11.1998 13:41	51.2	39.7	5	6.6	
23	10.12.1998 10:35	51.8	41.8	2	7.6	
24	13.12.1998 19:11	52.3	39	5	7.7	
25	17.12.1998 11:03	52.5	40.7	2	7.3	
26	20.12.1998 8:08	51	38.5	2	7.3	
27	29.12.1998 12:47	52.6	40	2	7.3	
28	08.01.1999 17:29	50.4	38.5	1	7.1	
29	11.01.1999 17:17	50.8	39.1	1	5.2	
30	02.04.1999 13:10	49.8	41	3	7	
31	08.04.1999 8:24	53.2	41.1	1	7.4	
32	12.05.1999 13:52	51.1	39.8	2	5.6	
33	18.05.1999 13:25	50.7	39.1	1	5	
34	01.06.1999 12:01	52.2	41	13	7.6	
35	03.06.1999 5:03	50.6	39	1	7.8	
36	03.06.1999 6:02	50.8	39.7	2	7.7	
37	21.06.1999 13:00	51	39.5	2	7	
38	12.08.1999 4:36	51	40.3	6	8.2	
39	16.08.1999 6:33	50.9	40.3	7	7.6	
40	19.10.1999 18:18	45.2	43.1	33	11.6	
41	14.12.1999 12:28	53.3	38.6	1	8	
42	17.12.1999 10:21	50.9	40.4	3	7.9	
43	18.12.1999 12:42	50.6	39.4	3	7	
44	22.12.1999 22:10	50.8	39	2	6	
45	31.12.1999 12:09	50.8	38.7	2	6.6	
46	22.01.2000 2:40	50.6	39.6	2	6.7	
47	20.02.2000 13:58	50.7	39.6	2	5.9	
48	23.02.2000 1:56	51	39.6	1	3.2	
49	24.02.2000 15:10	50.4	39.9	3	7.7	
50	29.02.2000 10:24	50.2	39.6	1	6.3	
51	29.02.2000 10:25	49.7	39.8	2	6.9	
52	12.03.2000 3:21	51.4	39.3	1	5.3	
53	16.03.2000 3:27	51.2	39.2	1	3.4	
54	31.03.2000 9:39	50.6	41.2	5	10	
55	07.04.2000 15:04	51.2	41.5	5	7.1	
56	15.04.2000 17:09	51.3	39.3	2	6.4	
57	24.04.2000 9:33	54.3	43	5	9.4	
58	11.05.2000 17:37	51.4	39.5	2	6.8	
59	01.06.2000 1:26	50.9	38.8	5	7.2	
60	24.06.2000 9:32	52.9	38.6	4	7.8	
61	26.06.2000 9:33	51.1	42.6	5	7.7	
62	05.07.2000 1:20	51	39.3	2	3.4	
63	05.07.2000 3:16	50.8	39.3	3	6.6	
64	21.07.2000 3:25	50.8	41.4	2	7.8	
65	21.07.2000 10:06	50.9	41.4	2	7.1	

№	Дата и время	Широта	Долгота	Глубина	Класс	Примечание
66	21.07.2000 10:51	51.1	40.5	3	6.8	
67	24.09.2000 8:10	47.2	39.7	11	10.3	
68	26.09.2000 12:10	49.2	39.2	2	7.5	
69	03.10.2000 11:25	52.6	41.7	3	7.5	
70	10.10.2000 11:39	52.3	40.1	2	7.6	
71	23.10.2000 10:06	52.2	37.3	2	7	
72	23.10.2000 14:31	50.6	39.2	2	6.9	
73	24.10.2000 1:43	51.3	39.3	3	4.4	
74	31.10.2000 4:58	50.7	39.7	4	7.5	
75	02.11.2000 16:40	51.3	39.2	1	3.5	
76	13.11.2000 13:03	48.5	40	3	8.3	
77	17.11.2000 7:23	51	40.5	3	8.9	
78	24.11.2000 6:34	50.8	39.5	2	6.7	
79	25.11.2000 10:30	52.8	40.1	5	8.2	
80	26.11.2000 22:13	49.8	38.9	2	8	
81	07.12.2000 8:33	48.2	39.2	2	7.6	
82	05.01.2001 19:57	50.8	38.6	1	7.6	
83	06.01.2001 12:54	51.3	36.7	3	7.5	
84	08.01.2001 11:50	51.1	39.9	3	7.4	
85	11.01.2001 19:20	50.6	39	2	7.7	
86	22.01.2001 7:34	50.9	39.3	1	3	
87	24.01.2001 2:54	49.3	40.6	5	7	
88	24.01.2001 14:25	49.9	38.6	4	8.4	
89	24.01.2001 21:23	50.9	39.3	1	3.6	
90	24.01.2001 21:38	50.4	39.7	1	7	
91	12.02.2001 10:50	49.7	37.1	5	7	
92	17.02.2001 22:37	50.7	38.3	1	6.8	
93	22.02.2001 10:43	52.8	38.3	4	7.5	
94	25.02.2001 22:41	49.8	38.8	5	7	
95	26.02.2001 13:33	47.9	40.1	4	8.1	
96	12.03.2001 9:04	51	41.7	5	7.5	
97	20.03.2001 12:55	52.4	40.5	5	7.4	
98	30.03.2001 9:01	50.1	38.7	5	6.9	
99	06.04.2001 5:59	53.1	41.6	5	7.6	
100	08.04.2001 17:05	51.3	39.2	1	4.3	
101	08.04.2001 19:08	50.9	39.1	1	3.8	
102	09.04.2001 11:28	48.3	40.5	4	8.1	
103	09.04.2001 12:47	48.4	41.8	3	8.4	
104	19.04.2001 11:50	49.2	39.8	5	7.5	
105	19.04.2001 15:10	48.1	40.3	5	7.8	
106	20.04.2001 11:03	48.8	41.5	5	7.7	
107	21.05.2001 1:53	48.9	33.8	5	9.4	
108	22.05.2001 19:13	46.4	42.2	26	10.7	
109	26.05.2001 19:34	49.5	38.6	5	7.2	
110	04.06.2001 11:05	52.6	34.3	4	8.9	
111	09.06.2001 11:57	48.4	41.3	4	8.6	
112	13.06.2001 1:27	50.5	39.9	4	6.2	
113	15.06.2001 1:43	50.6	39.8	1	6.9	
114	20.06.2001 2:09	50.9	39.6	2	7	
115	21.06.2001 20:02	50.5	40.7	5	6.7	
116	23.06.2001 3:51	50.7	40	5	7.1	
117	27.06.2001 9:55	52.8	39.3	5	7.1	
118	28.06.2001 0:47	50.6	39.9	3	6.9	
119	10.07.2001 11:46	49.3	38.5	5	7.2	
120	11.07.2001 10:01	52.7	38.1	3	7	
121	13.07.2001 10:04	52.8	39.9	5	7.4	
122	16.07.2001 6:11	47.8	41.6	5	7.9	
123	20.07.2001 10:10	52.8	40.2	5	7.6	
124	27.07.2001 1:33	50.6	40	1	7.3	
125	27.07.2001 14:41	52.7	38.7	5	7.3	
126	05.08.2001 17:20	51.1	41.5	1	2.8	
127	05.08.2001 17:22	51	41.7	1	4.4	
128	06.08.2001 0:07	50.9	41.3	1	3.8	
129	07.08.2001 1:10	51.7	40.4	3	6.7	
130	08.08.2001 19:20	51.2	41.8	1	4.1	
131	14.08.2001 0:13	51.2	41.3	1	3.6	
132	15.08.2001 19:23	50.8	41.6	1	4.5	
133	14.09.2001 12:33	52.6	40.2	5	7.6	
134	18.09.2001 9:51	52.7	40.3	5	7.5	

№	Дата и время	Широта	Долгота	Глубина	Класс	Примечание
135	20.09.2001 16:49	48	39.8	4	8.7	
136	23.09.2001 16:57	51.2	38.9	2	5.5	
137	27.09.2001 9:43	52.8	38.6	4	7.3	
138	27.09.2001 12:02	52.7	39.6	5	7.6	
139	17.10.2001 11:56	52.3	37.8	5	6.9	
140	31.10.2001 10:41	50.6	39.1	2	7.3	
141	31.10.2001 12:41	50.6	39.4	5	7	
142	02.11.2001 13:11	52.3	37.6	5	7.3	
143	13.11.2001 17:25	48.6	36.4	5	8.6	
144	21.11.2001 15:40	49.7	43.9	5	7.8	
145	24.11.2001 21:17	51.7	40.3	5	6.2	
146	07.12.2001 12:19	52.7	36.9	5	7.3	
147	11.12.2001 1:04	51.1	39	3	4.1	
148	11.12.2001 3:38	51.1	37.2	5	7.1	
149	27.12.2001 13:08	52.6	39.7	4	7.7	
150	05.01.2002 22:34	51.4	39.7	3	4.5	
151	08.01.2002 14:34	51.5	38.7	1	6.8	
152	08.01.2002 14:59	51.7	39.7	1	7	
153	02.02.2002 2:52	50.8	40	5	6.7	
154	02.02.2002 2:58	50.9	39.3	5	4.4	
155	02.02.2002 3:01	50.7	39	5	6.2	
156	07.02.2002 16:54	51.7	40.5	3	7.5	
157	08.02.2002 11:25	51.3	39.8	5	6	
158	09.02.2002 19:23	51	39.1	5	4.5	
159	11.02.2002 11:51	52.8	39.7	5	8.2	
160	12.02.2002 12:12	48.4	34.5	3	10.1	
161	19.02.2002 6:58	51.1	39.3	5	6.1	
162	21.02.2002 5:58	51.1	39.4	5	6.8	
163	27.02.2002 12:33	49.8	34.3	1	9.6	
164	01.03.2002 8:58	50.4	37.6	1	6.7	
165	02.03.2002 12:23	51.4	41.4	3	9.1	
166	07.03.2002 14:48	51.8	40	3	8.3	
167	09.03.2002 8:26	52.2	41.4	1	9	
168	09.03.2002 9:54	53.1	40.5	5	6.3	
169	12.03.2002 13:17	47.8	40.3	7	9.1	
170	15.03.2002 12:35	48	36.1	10	9.7	
171	15.03.2002 12:48	52.6	38.8	1	7.3	
172	16.03.2002 22:39	45.4	27.9	20	12.3	
173	22.03.2002 9:42	51.8	40	3	6.1	
174	23.03.2002 11:12	51.3	41.6	9	8.9	
175	23.03.2002 20:51	51.4	34.5	10	9.6	
176	30.03.2002 20:44	53.5	35.2	3	9.8	
177	04.04.2002 9:07	43.8	46	30	10.1	
178	27.04.2002 16:39	48.9	37.9	3	7.6	
179	18.05.2002 11:30	48.4	40.6	5	8.3	
180	18.05.2002 19:58	52.3	39.3	1	7.3	
181	19.05.2002 2:11	51.4	39.3	1	2.9	
182	20.05.2002 17:26	51.2	39.1	1	3.8	
183	11.06.2002 20:35	51	37.3	1	2	
184	14.06.2002 23:49	45.8	27.7	100	10.4	
185	21.06.2002 9:06	51.5	37.5	1	4.8	
186	21.06.2002 11:41	51	37.4	1	2.8	
187	24.06.2002 21:55	50.8	39.5	1	2.8	
188	26.06.2002 20:00	50.9	39.6	1	2.7	
189	26.06.2002 20:06	51	39.5	3	5.1	
190	01.07.2002 11:30	52.5	36.6	3	7.5	
191	04.07.2002 10:11	52.7	37.2	3	7.3	
192	04.07.2002 18:36	44.5	42.5	5	8.4	
193	05.07.2002 8:25	52.9	40.5	5	6.5	
194	05.07.2002 9:00	48	39.8	1	7.1	
195	07.07.2002 10:01	49.2	41.1	1	6.1	
196	08.07.2002 16:01	51.1	39.3	4	4.1	
197	08.07.2002 16:04	51.3	39.4	4	4.1	
198	09.07.2002 10:10	48	39.1	2	8.4	
199	10.07.2002 11:29	48.2	38.6	2	7.7	
200	13.07.2002 23:37	49.8	40.1	3	4.4	
201	13.07.2002 23:49	49.9	40	1	3.1	
202	21.07.2002 23:43	50.4	40.3	3	2.5	
203	02.08.2002 14:12	52	39.9	3	7.3	

№	Дата и время	Широта	Долгота	Глубина	Класс	Примечание
204	03.08.2002 12:40	46	27.6	38	10.9	
205	04.08.2002 21:31	50.9	40.6	3	3.8	
206	04.08.2002 22:28	51.1	39.6	1	5.6	
207	15.08.2002 11:24	51.4	39.3	3	5.1	
208	23.08.2002 20:10	51.3	39.6	2	3.4	
209	26.08.2002 0:10	51.3	39.4	3	2.9	
210	10.09.2002 2:24	51.3	39.3	2	2.9	
211	20.09.2002 20:56	45.3	37.1	25	9	
212	18.10.2002 11:20	47.9	37.7	1	7.8	
213	19.10.2002 19:21	51.2	38	1	6.8	
214	23.10.2002 9:46	49.4	36.1	1	8	
215	03.01.2003 10:33	51.6	37.6	1	7	
216	06.01.2003 0:54	51.3	38.9	3	4.9	
217	15.01.2003 19:25	51.7	37.8	2	7	
218	24.01.2003 10:11	49.1	40.5	1	7.8	
219	06.01.2003 2:41	51.3	39.7	5	5.3	
220	18.02.2003 22:28	51.1	38.8	1	6.2	
221	12.03.2003 0:04	50.9	39.4	1	2	
222	12.03.2003 12:21	48.7	39.4	5	6.9	
223	25.03.2003 19:21	51	39.9	1	6.8	
224	27.03.2003 13:16	52.2	40.6	1	6.3	
225	11.04.2003 12:16	52.6	39.1	1	6.6	
226	17.04.2003 10:31	48.1	38.6	1	7.1	
227	21.04.2003 11:40	52.4	38.1	1	7.2	
228	03.05.2003 4:49	52.2	39.9	2	6.5	
229	08.05.2003 10:42	52.5	38.1	1	6.7	
230	04.06.2003 12:32	48.7	35.8	1	7.9	
231	12.07.2003 10:08	50	41.6	5	8.3	
232	24.07.2003 20:47	51.2	39.6	5	5	
233	27.07.2003 12:59	51.5	39.1	1	5.7	
234	12.08.2003 9:47	50.9	35.7	1	8.2	
235	16.08.2003 4:42	52.1	39.3	1	7.5	
236	05.09.2003 13:06	51.2	39.7	1	3.6	
237	30.10.2003 1:49	51.3	39.2	1	2.5	
238	14.11.2003 12:07	50.1	40.4	4	7.3	
239	15.11.2003 20:16	51.2	37.3	2	6.6	
240	18.11.2003 20:27	51.2	41.7	1	2.9	
241	19.11.2003 11:27	50	40.5	3	8.5	
242	26.11.2003 22:09	51.4	39.4	1	5.1	
243	04.12.2003 11:17	52.4	43	4	8.8	
244	05.12.2003 16:59	52.4	42.9	5	7	
245	07.12.2003 6:27	52.7	43.1	3	7.6	
246	30.12.2003 21:07	51.2	42.9	5	6.3	
247	27.01.2004 10:54	48.9	40.3	5	7.4	
248	30.01.2004 5:09	43.3	37	33		Mb=3.3
249	03.02.2004 10:57	51.5	42.8	3	6.9	
250	22.02.2004 16:00	49	39.6	5	7.5	
251	08.03.2004 17:32	47.8	39.8	8	8.5	
252	16.03.2004 12:21	49.9	39.5	5	6.9	
253	16.03.2004 12:54	50.2	39.2	4	6.7	
254	28.04.2004 0:51	45.4	41.6	5	10.7	
255	11.05.2004 1:37	48.1	39	24	10.1	
256	12.05.2004 9:50	50.5	41.5	5	6.8	
257	02.06.2004 8:43	52.1	39.9	5	6.9	
258	17.06.2004 0:49	50.9	39.3	1	3.9	
259	25.06.2004 21:42	50.5	42.5	5	7.2	
260	28.06.2004 0:46	50.9	39.3	1	3.2	
261	05.07.2004 1:59	50.9	39.4	1	3.6	
262	13.07.2004 8:17	45.6	38.2	20	10.4	
263	21.07.2004 3:54	46.1	39.2	5	8.8	
264	24.07.2004 18:56	51.2	39.3	1	3.2	
265	17.08.2004 11:48	50.2	37.8	3	7.5	
266	18.08.2004 12:40	47.9	40.2	4	6.5	
267	13.09.2004 19:12	51.2	41.7	1	2.6	
268	14.09.2004 10:46	49.2	41.6	2	7.6	
269	20.09.2004 18:29	51.2	42	1	4.5	
270	20.09.2004 18:31	50.2	40.8	5	8.2	
271	28.09.2004 20:50	51.3	41	4	6.9	
272	07.10.2004 0:03	51.3	39.3	1	4.3	

№	Дата и время	Широта	Долгота	Глубина	Класс	Примечание
273	08.10.2004 22:11	51.3	38.9	1	6.1	
274	09.10.2004 1:02	51.6	39.2	1	3.5	
275	10.10.2004 0:15	51.8	38.7	1	5.9	
276	10.10.2004 2:45	51.2	41.9	1	3.9	
277	12.10.2004 20:58	51.5	41.8	1	6.9	
278	16.10.2004 9:32	52.9	39.2	5	7.8	
279	19.10.2004 13:10	50.7	41.4	2	8.8	
280	20.10.2004 15:51	51.4	42.2	4	6.9	
281	25.10.2004 4:46	50.6	39.4	1	7.6	
282	04.11.2004 7:39	49.8	39	3	5.6	
283	04.11.2004 8:28	51	42	3	7.5	
284	19.11.2004 13:53	50.8	39.2	2	6.3	
285	03.12.2004 13:53	48.7	40.3	1	7.3	
286	08.12.2004 20:30	49	35.1	5	8	
287	10.12.2004 10:58	50.8	38.8	2	7.2	
288	15.12.2004 11:21	52.6	44.4	5	8	
289	20.12.2004 8:36	50.5	43.4	5	8.6	
290	13.01.2005 9:39	51.1	43.9	2	7.5	
291	15.01.2005 7:07	50.6	39.2	1	8.4	
292	15.01.2005 20:58	50.6	42.9	3	7.3	
293	16.01.2005 7:42	49.5	42.2	5	8.8	
294	17.01.2005 5:16	50.6	39.1	3	8	
295	18.02.2005 13:28	52.2	37.2	3	7	
296	24.02.2005 11:43	52.7	39.1	5	7.3	
297	03.03.2005 13:06	52.1	37.2	5	7	
298	17.03.2005 8:27	52.3	43.5	4	9.3	
299	24.03.2005 13:42	52.8	39.1	4	7.5	
300	29.03.2005 12:26	52.8	39.7	5	7	
301	19.04.2005 9:43	52	42.9	5	9	
302	23.04.2005 0:36	50.3	40.2	3	5.5	
303	07.05.2005 20:04	50.2	41.6	5	6.9	
304	11.05.2005 17:23	51.4	41.5	2	6.2	
305	26.05.2005 4:02	50.4	41.7	5	7.5	
306	01.06.2005 15:54	51.1	41.3	2	5.7	
307	14.06.2005 16:30	50.7	38.8	2	7.5	
308	02.07.2005 8:01	52.5	40.2	2	6.8	
309	02.07.2005 8:05	51.9	42.1	2	8.4	
310	26.07.2005 10:05	49.6	36.4	3	7.2	
311	03.08.2005 12:52	51.6	39.4	2	6.7	
312	09.08.2005 9:40	52.8	40.2	5	6.6	
313	11.08.2005 0:15	51.4	38.9	4	5.6	
314	23.08.2005 17:20	50.7	40.6	2	6.6	
315	26.08.2005 14:00	52.6	37.7	2	7.4	
316	29.08.2005 19:03	48.5	40.8	2	7.5	
317	01.09.2005 14:20	52	43.6	3	7.6	
318	03.09.2005 19:16	51.1	41.7	1	4.5	
319	17.09.2005 5:27	44.1	37.7	34		Mb=4.7
320	21.09.2005 19:08	45.9	37.5	29		Mb=5.7
321	22.09.2005 9:28	52.9	39.5	5	7.2	
322	28.09.2005 12:09	51.9	36.9	3	7.2	
323	30.09.2005 10:23	52.3	37.2	4	7.5	
324	06.11.2005 10:53	51.5	43	5	7.7	
325	18.11.2005 16:54	50.8	39.1	3	4.5	
326	25.11.2005 1:49	51.2	39	1	2.1	
327	08.12.2005 11:46	50	38	5	7.4	
328	09.12.2005 7:19	50.7	41.2	3	6.7	
329	16.12.2005 4:30	51.3	39.1	1	3.3	
330	23.12.2005 0:45	51.9	40	2	5.6	

ГЛАВА 5

ЮГО-ЗАПАДНЫЕ РЕГИОНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Длительное время, вплоть до 70-х годов XX столетия, целенаправленные исследования по изучению локальной (местной) сейсмичности юго-запада Восточно-Европейской платформы (ВЕП) не проводились. Слабая местная сейсмичность юго-запада ВЕП не могла исследоваться инструментальными методами, поскольку ближайшие региональные Карпатская и Крымская сети сейсмических станций способны регистрировать на этой территории только события с магнитудой $M \geq 3{,}5{-}4$.

В настоящее время работы по сейсмическому мониторингу территории юго-запада ВЕП проводятся в рамках «Международной научно-технической программы создания сейсмического мониторинга территории стран участниц СНГ». С украинской стороны основным исполнителем является Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины (ИГФ НАН Украины). На рис. 5.1 показана конфигурация сети сейсмических (светлые треугольники) и геофизических (темные треугольники) станций, принадлежащих Институту.

Произошедшее в мире за последние годы бурное развитие инструментальных наблюдений показало, что древние платформы также подвержены современным деформациям, хотя и значительно более медленным, чем их края. Деформации сопровождаются землетрясениями.

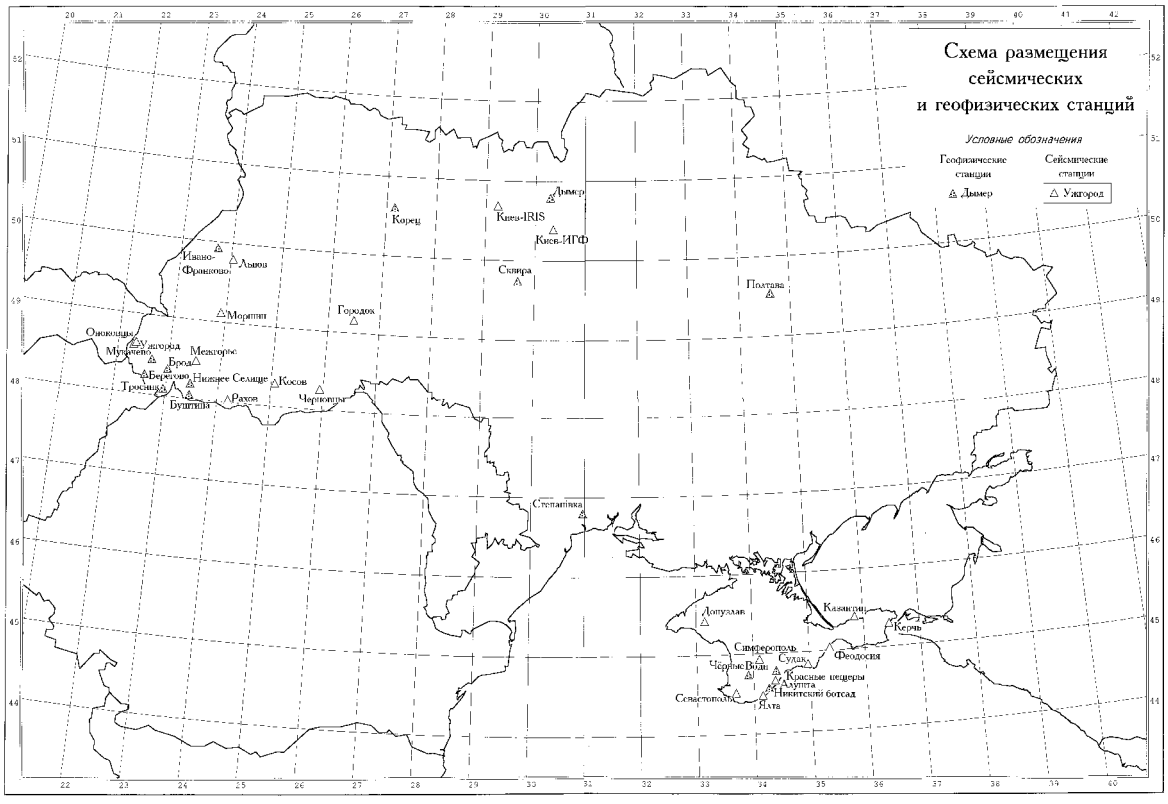


Рис. 5.1. Схема расположения сейсмических станций, контролирующих сейсмичность юго-запада ВЕП

Эти выводы инициировали более углубленное исследование данных о «внутриплитовых» землетрясениях [Рейснер, 1993; Johnston et al., 1994; Triep, Sykes, 1996; Schulte, Mooney, 2005]. Оказалось, что на древних платформах, которые ранее ошибочно относились к асейсмичным, редко, но все же происходили катастрофические землетрясения с интенсивностью, достигающей 8—10 баллов. Только в XX в. произошли землетрясения на следующих платформах: Северо-Американской (на Канадском щите), M = 6,8, 16.11.1920 г.; Северо-Африканской, M = 7,1, 19.04.1935 г.; Индостанской, M = 6,5, 10.12.1967 г.; Австралийской, M = 6,8, 14.10.1968 г.; Южно-Китайской, M = 7,8, 16.08.1976 г.; Туранской плите (Туркмения), M = 7,0—7,3, 1976 г. и 1984 г. [Болт, 1981; Сафронов, Семова, 1989; Арч С. Джонстон, Лиза Р. Кантер, 1990; Ананьин, 1991; Рейснер, 1993]. На основании анализа данных о сейсмичности древних платформ и щитов сейсмологическим сообществом был сделан вывод о том, что в считающихся слабоактивными районах могут возникать сейсмические события высокого энергетического уровня, но значительно реже, чем в активных регионах [Сафронов, 1989; Сафронов, Семова, 1989; Рейснер, 1993].

В работе [Рейснер, 1993] показано, что землетрясения на платформах мира приурочены, в основном, к зонам активных глубинных тектонических разломов, шовным зонам, краевым прогибам и участкам платформ, которые к ним прилегают. Исследование сейсмичности и сейсмической опасности территории юго-западной окраины ВЕП [Борисенко и др., 1992] позволили выделить в ее пределах Предкарпатско-Днестровскую, Припятско-Днепровско-Донецкую и Северо-Причерноморскую сейсмотектонические провинции, в которых местные землетрясения происходят чаще, чем на других территориях.

Инструментальная регистрация землетрясений на территории юго-запада ВЕП проводилась лишь эпизодически временными сетями сейсмических станций, устанавливаемых на ограниченные периоды времени (от 1 до 4 лет) с целью исследования условий районов размещения украинских АЭС и некоторых ГЭС. Основной задачей этих наблюдений было изучение слабых сейсмических толчков, сопровождающих подвижки вдоль активных и активизированных разломов земной коры, вызываемых изменением напряженно-деформированного состояния геологической среды.

5.1. МЕСТНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Согласно историческим сведениям, приведенным в работе [Новый каталог.., 1977], а также карте изосейст и гипоцентров землетрясений ВЕП [Сейсмическое районирование территории СССР.., 1980], локальные сейсмические события, проявившиеся с интенсивностью сотрясений в 5—7 баллов, происходили в ряде областей Украины. Известны землетрясения на границе между Кировоградской и Черкасской областями — 7 баллов (в 1873 г.); в Донецкой области (район Константиновки) — 6 ± 1 балл (в 1937 г.); Харьковской — 5—6 баллов (1858 и 1913 гг.); Черниговской — 5 ± 1 балл (в 1905 г.); Тернопольской — 6 баллов (в 2002 г.) и в ряде других мест.

Магнитуда ощутимых сейсмических событий, отмеченных во Львовской, Тернопольской, Черновицкой, Хмельницкой, Кировоградской, Одесской, Донецкой, Харьковской, Черкасской и Черниговской областях, при которых на земной поверхности наблюдались сотрясения интенсивностью 5—7 баллов по шкале MSK-64, соответствовала M = 4,2—5,3 [Ананьин, 1991].

В исторический период на западной оконечности юго-западной окраины ВЕП известны два шестибалльных землетрясения: 03.06.1670 г. вблизи села Шкло Львовской области и 17.08.1875 г. на севере Львовской области между городами Каменка-Бугская и Великие Мосты.

Первое землетрясение, по-видимому, носило обвальный характер. Свидетели описывают [Евсеев, 1961], что во время землетрясения провалился большой песчаный холм, на месте которого образовалось небольшое (около 600 шагов в диаметре) озеро. Вода в озере имела запах серы, что свидетельствует о связи землетрясения с физико-химическими процессами внутри залежей серы, крупное месторождение которой было позже здесь обнаружено и в настоящее время интенсивно разрабатывается.

Второе землетрясение, вопреки утверждениям [Мушкетов, Орлов, 1893], которые считали его также обвальным, имело явно выраженный тектонический характер. За несколько секунд до его начала в городах Каменка-Бугская, Великие Мосты, Рава-Русская и близлежащих деревнях слышался подземный гул, после чего последовали сильные колебания грунта. Пешеходы теряли равновесие и останавливались, чтобы не упасть. В Великих Мостах было разрушено несколько дымовых труб, в домах появились трещины, падали стулья, другая мебель, со

стен падали иконы, со столов и шкафов — посуда, дома и деревянные мосты трещали. Вода в реке Рата поднялась на несколько футов. Кирпичный костел треснул по всей высоте. В селе Конотопы треснула кирпичная стена на винокуренном заводе. Землетрясение ощущалось людьми во Львове, Радехове, Белзе, Золочеве, Дубно, Подволочиске, Бережанах, Черткове, Микулинцах, Залещиках и Черновцах [Евсеев, 1961]. Очаг землетрясения совпадает с Великомостовским субрегиональным разломом [Карта разрывных нарушений.., 1988] и находится на расстоянии около 10 км от Белз-Балучанского глубинного разлома.

Особый интерес представляют также сейсмические события вблизи г. Долина Ивано-Франковской обл. На протяжении 1974—1976 гг. здесь произошло несколько землетрясений, наиболее сильные из которых ощущались в г. Долина с интенсивностью 6 баллов. Эпицентральная зона этих землетрясений расположена во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба и совпадает с зоной его пересечения мощным глубинным разломом, секущим почти перпендикулярно все сооружение Карпатской дуги. На юго-западе он носит название Гуцульского разлома, а в пределах ВЕП — совпадает с Тетеревской зоной глубинного разлома. Причиной накопления в очаговой зоне упругих напряжений, безусловно, являются тектонические процессы, связанные с взаимодействием Карпатского орогена с краем ВЕП. Однако спусковым механизмом землетрясений стала техногенная причина: закачивание воды в нефтегазоносные слои для увеличения производительности скважин. Поэтому землетрясения в районе Долины обычно относят к техногенным.

Типично техногенным землетрясением на территории юго-запада ВЕП является землетрясение 07.06.1987 г. в г. Калуш Ивано-Франковской обл. Население города ощущало его с интенсивностью 3—4 балла. Причиной землетрясения был обвал кровли старых соляных выработок вследствие плохой консервации шахтных полей и размытия «целиков» [Дослідження сучасної геодинаміки.., 2005].

Изучению собственной сейсмичности территории юго-запада ВЕП в районе Буковины посвящен ряд публикаций [Сагалова, 1963, 1964, 1969б; Бруснецов, 1968; Кендзера и др., 1992; Wurzer, 1909]. Фондовые и опубликованные материалы по проявлениям «исторической» сейсмичности за период с 1670-х по 1960-е гг., в основном, собраны в работах [Мушкетов, Орлов, 1893; Евсеев, 1961, 1969; Новый каталог.., 1977; Laska, 1901—1906; Zatopek, 1940; Rethly, 1952; Karnik et al., 1957; Karnik, 1968, 1971; New Catalog.., 1982; Zsiros et al., 1988]. Данные о параметрах очагов землетрясений, происходивших на этой же территории с 1961 по 2005 г., собраны в бюллетенях инструментальных наблюдений Карпатской, Молдавской сетей сейсмических станций, каталогах землетрясений Западной территориальной зоны и в других источниках [Каталог Карпатських землетрусів..., 1958—1975; Друмя и др., 1964; Ананьин, 1968, 1980; Сейсмологический бюллетень ЗТЗ, 1980—1992; Бунэ и др., 1991; Сейсмологический бюллетень ЗЗ ССН.., 1994; Сейсмологический бюллетень Украины.., 1995—2005; Костюк и др., 1997; New Catalog.., 1982; Zsiros et al., 1988]. На их основании составлен каталог землетрясений, представленный в табл. 5.1. На рис. 5.2 приведена карта их эпицентров.

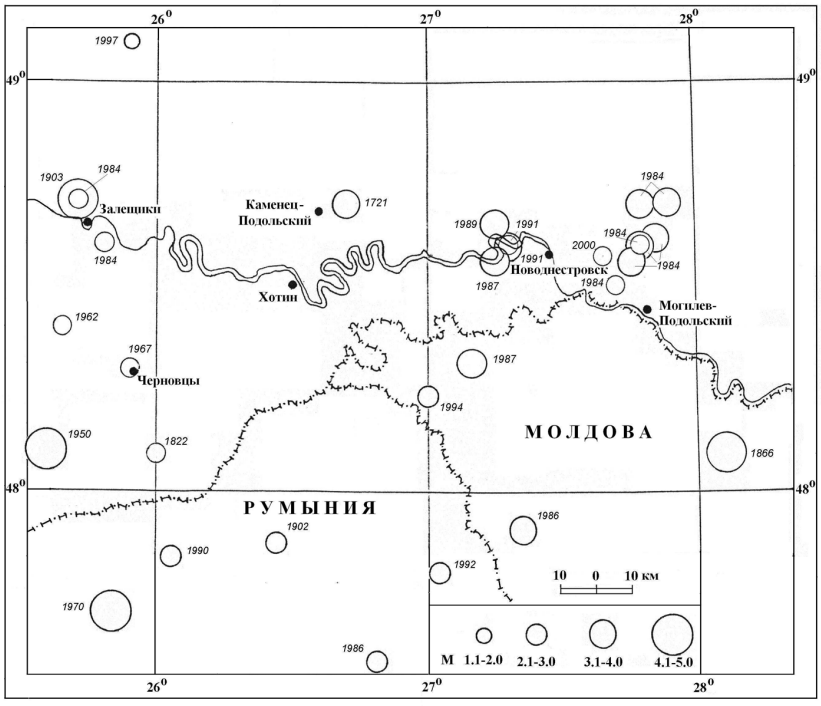


Рис. 5.2. Карта эпицентров землетрясений в районе Буковины и Волыно-Подолии на юго-западной окраине ВЕП

Таблица 5.1. Список землетрясений в районе Буковины на юго-западной окраине ВЕП

Год	Мес.	Дн.	Час	Мин	Сек	Широта, φ, °N	Долгота, λ, °E	h, км	M	I_O
1721	6					48.70	26.70	6	3.2	5
1822	5	9	04	58		48.10	26.00	5	3.0	5
1866	11	4	10	25		48.10	28.10	10	4.7	6.5
1902			14	35		(47.89)	(26.45)			3-4
1903	1	20	02	04		48.70	25.70	9	4.2	6
1950	5	10	02	08	50	48.10	25.60	8	4.5	6
1962	9	9	18	54	28	48.40	25.65		2.2	
1967	8	17	20	24	23	48.30	25.90		2.5	
1970	7	10	14	18		47.73	25.83		4.7	6
1984	2	24	23	40	05	48.62	27.86		3.5	
1984	2	24	23	41	00	48.60	27.80		3.1	
1984	2	25	00	57	56	48.60	27.80		2.6	
1984	2	25	05	25	51	48.50	27.70		2.9	
1984	2	25	08	33	04	48.70	27.90		3.2	
1984	2	27	23	05	00	48.70	27.80		3.1	
1984	2	29	12	51	07	48.56	27.76		3.5	
1984	2	29	12	51	07	48.56	27.76		3.5	
1984	6	27	13	31	45	48.60	25.80		2.1	
1984	9	19	13	07	01	48.70	25.70		2.2	
1987	10	22	13	31	47	48.32	27.16		3.2	
1986	4	02	07	15	39	47.92	27.35		3.6	
1986	7	11	21	02	36	47.60	26.80		2.7	
1987	12	2	07	13	24	48.57	27.25		3.6	
1989	11	14	02	58	30	48.65	27.25		3.3	
1990	7	14	04	20	37	47.86	26.07		3.0	
1991	10	12	00	27	53	48.60	27.30		3.1	
1991	11	17	16	11	13	48.60	27.30		2.9	
1992	3	14	11	28	42	47.82	27.05		3.0	
1994	3	19	17	46	25	48.23	27.00		2.7	
1997	9	25	21	30	50	49.10	25.90		1.8	
2000	10	25	14	27	48	48.58	27.65		2.6	
2002	1	3	19	43	17.2	49,38	25,58	5.5	4,0	6

Первые данные об очагах местных землетрясений на Волыно-Подолии датируются началом XIX в. В основном, они принадлежат польским, немецким и российским исследователям [Чебаненко, 1966].

Наиболее полный обзор исторических сведений о землетрясениях на Волыно-Подолии и Буковине приводится в работе Е. А. Сагаловой [1964]. В ней описано несколько местных сейсмических событий.

Землетрясение 09.05.1822 г. произошло к югу от г. Черновцы. В пгт. Глыбока оно ощущалось с интенсивностью 5 баллов, в Черновцах — с интенсивностью 4—5 баллов [Евсеев, 1961, 1969]. Землетрясение сопровождалось сильным грохотом, дребезжанием посуды и проявилось в нескольких повторных толчках. Землетрясение вызвало панику населения, но, к счастью, не привело к смертям и разрушениям [Wurzer, 1909].

Землетрясения 28.12 и 30.12.1877 г. в пос. Кырлибаба на Буковине сопровождались мощным грохотом, афтершоками и сотрясением зданий. Обсыпалась штукатурка, появились множественные трещины в стенах и потолках зданий.

Землетрясение 20.01.1903 г. с интенсивностью 6 баллов ощущалось в с. Добривляны вблизи г. Залещики Тернопольской области, со стен падала посуда и церковные колокола сами начали звонить. С интенсивностью 5 баллов землетрясение проявилось в поселках Щитовцы и Городище. В Щитовцах был слышен гул, как от орудийного выстрела, затем длинная детонация в течение 30 с, похожая на грохот от тяжелого транспорта. Пункты, в которых землетрясение ощущалось с интенсивностью 5 баллов, образуют эллипс с осями 15 и 27 км [Евсеев, 1961, 1969]. Население ощущало это землетрясение практически по всей северо-восточной части Черновицкой области, а также на юге Тернопольской, Хмельницкой и Ивано-Франковской областей. Землетрясению предшествовал сильный гул. Дома колебались, все предметы качались. Мебель в домах дрожала. Была сильная паника, население выбегало на улицу [Евсеев, 1961, 1969]. Очаг землетрясения 20.01.1903 г. расположен вблизи протяженного субрегионального разлома, современная активизация которого, по-видимому, была его причиной.

Существуют также опубликованные, но слабо аргументированные данные молдавского ученого-сейсмолога И. М. Сухова, который описал семибалльное землетрясение 17.02.1832 г. и восьмибалльное землетрясение 21.04.1835 г. на юге Тернопольской области [Сухов, 1961]. По устному свидетельству И. М. Сухова, по макросейсмическим проявлениям этих событий ему удалось собрать картотеку, содержащую несколько сотен данных. На их основании были определены эпицентры событий и построены карты их изосейст. К сожалению, после смерти ученого картотека пропала. В более поздней работе [Новый каталог.., 1977] очаги указанных землетрясений без достаточной аргументации были отнесены к зоне Вранча (Румыния). Ввиду отсутствия материальных доказательств вопрос о действительной природе и величине землетрясений 17.02.1832 г. и 21.04.1835 г. остается дискуссионным и требует дальнейших исследований.

Первое местное землетрясение на западной окраине ВЕП, положение очага которого удалось определить как макросейсмическими, так и инструментальными методами, было землетрясение 10.05.1950 г. южнее г. Сторожинец Черновицкой области. Интенсивность в очаге была оценена в 6 баллов [Бруснецов, 1968]. В Черновцах землетрясение проявилось с интенсивностью 4—5 баллов: в домах стучали двери, был слышен звон посуды, колебалась и сдвигалась мебель, в нескольких домах лопнули стекла в окнах и шкафах. Сначала было два слабых толчка, а после них — третий более сильный [Бруснецов, 1968]. Землетрясение было зарегистрировано сейсмическими станциями «Варшава», «Бухарест», «Москва», «Свердловск». Детальное описание землетрясения дано в работе [Сагалова, 1963]. Инструментальные координаты очага приведены в табл. 5.1.

Примерно в том же районе 10.12.1970 г. произошло еще одно землетрясение с магнитудой M = 4,7. Очаг располагался в 50 км южнее г. Сторожинца. Это землетрясение еще раз показало, что на краю ВЕП могут происходить достаточно крупные сейсмические события.

Вблизи г. Редеуцы (северо-восток Румынии), расположенного в зоне сочленения ВЕП и Восточных Карпат, 10.07.1970 г. имело место землетрясение интенсивностью 6 баллов (M = 4,7, H = 34 км). Согласно карте эпицентров землетрясений Румынии [Atlas of Seismological Maps.., 1980], его интенсивность в эпицентре достигала 7 баллов.

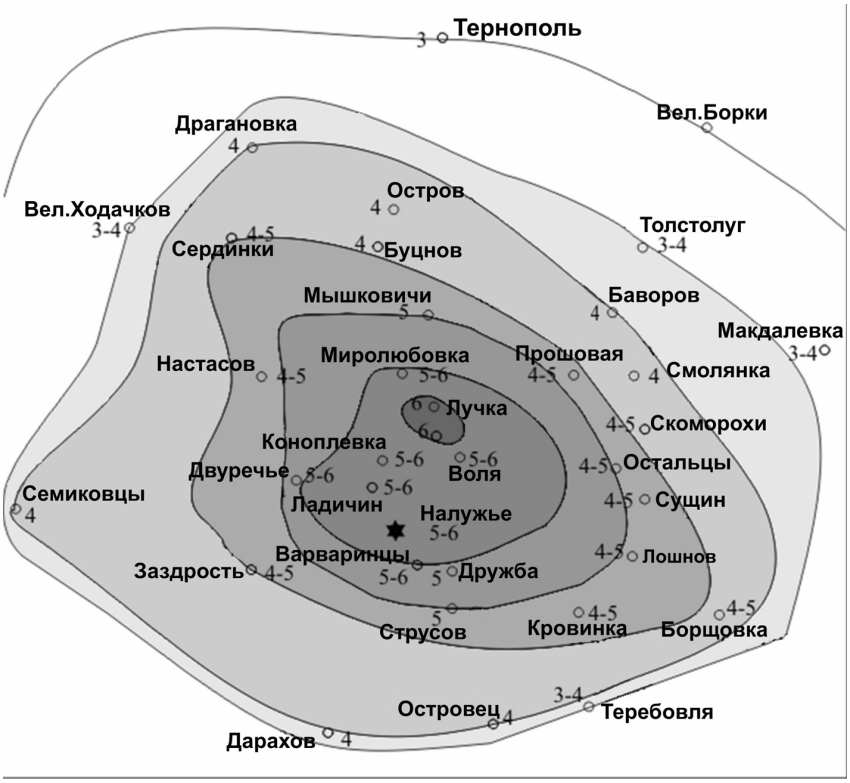


Рис. 5.3. Схема распределения интенсивности сейсмических сотрясений (в баллах шкалы MSK-64) при землетрясении 3.01.2002 г. на территории Тернопольского и Теребовлянского районов Тернопольской области. * — эпицентр землетрясения, определенный инструментально

Не вызывают сомнений также очаги местных землетрясений на территории Тернопольской области, данные о которых представлены в табл. 5.1. Во время последнего тернопольского землетрясения (см. табл. 5.1) на некоторых участках, сложенных грунтами 3-й категории по сейсмическим свойствам, и в ряде капитальных сооружений появились трещины шириной несколько сантиметров, что, по шкале сейсмической балльности MSK-64, свойственно значительно более сильным событиям. В работе [Кендзера и др., 2002] приведены результаты макросейсмического обследования этого землетрясения. На их основании создана карта изосейст, представленная на рис. 5.3.

Ближайшая сейсмическая станция «Городок», находящаяся на эпицентральном расстоянии $\Delta = 70$ км от эпицентра, зарегистрировала один форшок 01.01.2002 г. в 6 часов 34 минуты и 24 слабых ($M<1$) афтершока за период с 3 января по 6 февраля. Еще ряд афтершоков, которые ощущались населением, но были более слабые по энергетическому уровню, сейсмическая станция «Городок» не зарегистрировала. Большинство афтершоков ощущалось населением только в эпицентральных областях. Точное положение эпицентров зарегистрированных слабых толчков по записям землетрясений одной станцией установить не удалось. Приближенно были установлены азимуты и эпицентральные расстояния. Последние находятся в полосе значений от 14 до 41 км [Пронишин и др., 2004]. Сопоставление зоны локализации эпицентров афтершоков с картой расположения неотектонически активных разломных нарушений показало их корреляцию с зоной Тетеревского глубинного разлома, характеризующейся высокими значениями градиентов скорости современных движений земной коры [Кендзера и др., 2003б].

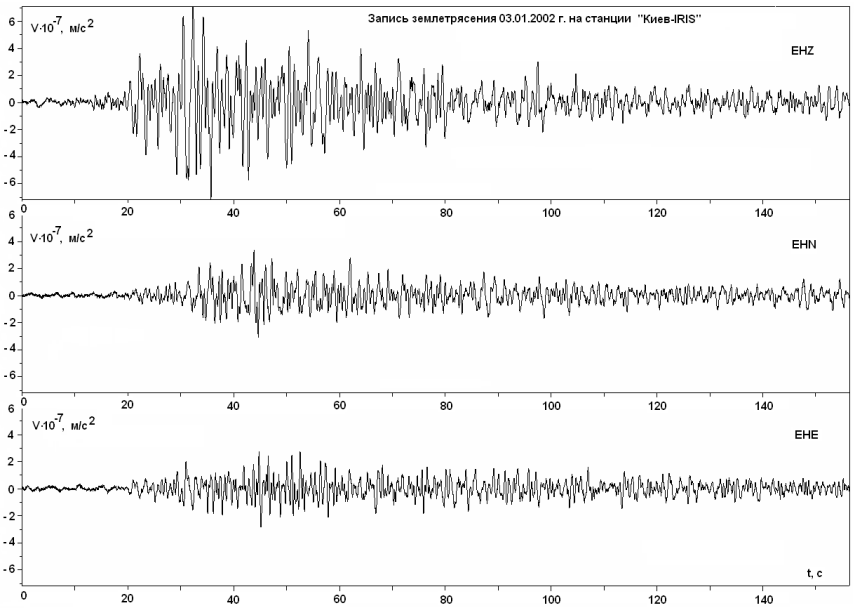


Рис. 5.4. Велосиграмма землетрясения 3.01.2002 г. на сейсмической станции «Киев-IRIS» [Кендзера и др., 2002]

Землетрясение 3.01.2002 г. было зарегистрировано всеми украинскими станциями и рядом зарубежных. На рис. 5.4 и 5.5 показаны записи, полученные на станциях «Киев-IRIS» и «Черновцы».

Землетрясение 3.01.2002 г. имело тектоническую природу. Оно сопровождалось низким гулом, изменением уровня и окрашиванием воды в колодцах, эманацией газов, аномальными атмосферными явлениями, трещинами в ослабленных грунтах и множественными афтершоками [Кендзера и др., 2002].

Из рис. 5.3 видно, что макросейсмический и инструментальный эпицентры землетрясения находятся на расстоянии около 4 км. По-видимому, такой эффект объясняется наклоном плоскости тектонического разрыва. По инструментальным данным эпицентральная зона землетрясения тяготеет к диагональному Теребовлянскому разлому — ортогональному к глубинному Тетеревскому. Однако следует отметить, что инструментальное положение гипоцентра получено по данным сейсмических станций, удаленных на 70—240 км от очага, что в сочетании с чрезвычайно сложными

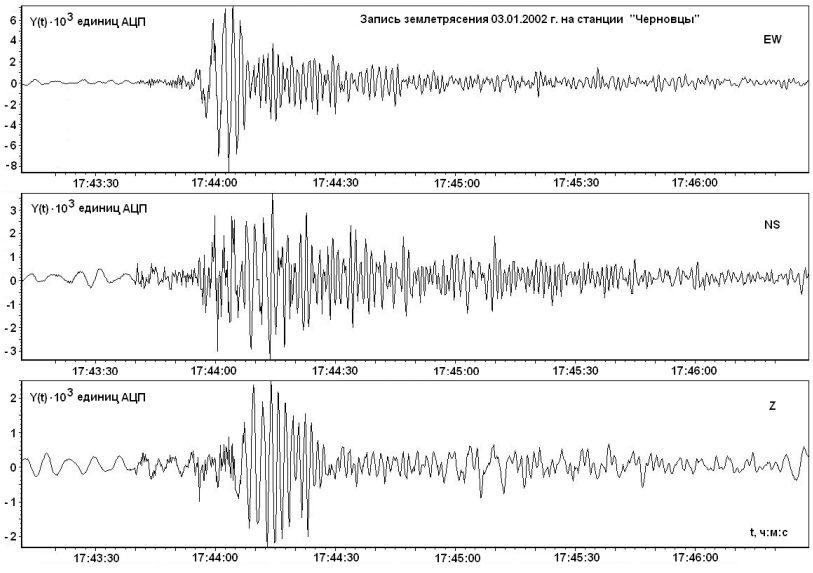


Рис. 5.5. Запись землетрясения 3.01.2002 г. на сейсмической станции «Черновцы» [Кендзера и др., 2002]

геологическими условиями района может приводить к существенным погрешностям в результатах расчета.

Землетрясение 3.01.2002 г. еще раз подтвердило общее правило, согласно которому неглубокие очаги землетрясений на платформах могут вызывать разрушительные эффекты даже при невысоких значениях магнитуд ($M \geq 4{,}5$).

Возможность возникновения на Волыно-Подолии землетрясений с магнитудами до 5,5 была показана в работе [Рейснер и др., 1991].

Интересным районом, в котором сочетаются тектонические и техногенные причины возникновения землетрясений, является территория вблизи и между городами Каменец-Подольский Хмельницкой области и Могилев-Подольский Винницкой области.

По историческим сведениям в июне 1721 г. вблизи г. Каменец-Подольский произошло землетрясение, которое ощущалось в городе с интенсивностью 5 баллов. Следующее более мощное землетрясение интенсивностью 6—7 баллов здесь произошло 04.11.1866 г. [Дослідження сучасної геодинаміки..., 2005].

В феврале 1984 г. в юго-западной части Восточно-Европейской платформы между городами Новоднестровск и Могилев-Подольский (южная окраина Винницкой области) произошла целая серия землетрясений [Сейсмологический бюллетень ЗТЗ.., 1980—1992]. Магнитуда трех наиболее сильных из них соответствует 2,8 и 2,9; двух — 2,5 и 2,7. Некоторые землетрясения ощущались населением с интенсивностью до 5 баллов. Землетрясения были зарегистрированы сетью украинских карпатских и румынских сейсмических станций. Возникновение этих землетрясений увязывалось с нарушением геодинамического равновесия в приповерхностной части земной коры, возникшим в результате возведения плотины Днестровской ГЭС-1 и заполнения водой котловины водохранилища.

С 1987 по 1991 г. в 15 км западнее Новоднестровска произошли четыре землетрясения с $M = 2{,}7—3{,}4$ [Сейсмологический бюллетень ЗТЗ.., 1980—1992; Сейсмологический бюллетень ЗЗ ССН.., 1994]. Наиболее сильное из них с $M = 3{,}4$ отмечено 14.11.1989 г. В том же районе 25.10.2000 г. было зарегистрировано землетрясение с $M = 2{,}6$ [Сейсмологический бюллетень ЗЗ ССН.., 1994].

Для контроля местной сейсмичности в 2003 г. в с. Попелюхи, расположенном в 30 км к северу от Могилева-Подольского, был установлен временный пункт сейсмических наблюдений, оснащенный цифровой регистрирующей аппаратурой. В течение января — июля 2003 г. было зарегистрировано 12 местных сейсмических событий. По значениям разности времени пробега объемных С- и S-волн от очага к сейсмической станции было определено, что все эпицентры землетрясений, зарегистрированных в 2003 г., находятся на эпицентральном расстоянии, не превышающем 35 км, — в пределах площади, ограниченной интервалами: $\varphi = 48{,}4—49{,}0^\circ$ N; $\lambda = 27{,}2—28{,}3^\circ$ E. Магнитуда большинства из них — меньше или равна 1,0. В двух случаях толчки с $M > 1{,}0$ были зарегистрированы цифровыми сейсмостанциями карпатской сети «Косов» (Ивано-Франковская область) и «Городок» (Хмельницкая область), расположенными на расстоянии около 200 и 150 км от очагов. Зарегистрированные события свидетельствуют о том, что геодинамические процессы в районе продолжаются в настоящее время.

Зарегистрированные в 2003 г. землетрясения приурочены к области пересечения краевого шва, разделяющего ВЕП (юго-западную окраину Украинского щита (УЩ)) и Днестровский прогиб со Жмеринским разломом. Большая часть эпицентров совпадает с Подольской глубинной зоной разломов, отделяющей Винницкий и Подольский блоки земной коры УЩ от Днестровского перикратонного прогиба. Несколько эпицентров расположены вдоль Жмеринского разлома на расстоянии примерно 10 км от него.

Учитывая данные о современных движениях земной коры [Палиенко, 1993] и тектонику Могилев-Подольской плиты [Карта разрывных нарушений.., 1988], можно предположить, что размер площади сейсмогенерирующей зоны превышает тот, на котором проявились очаги сейсмических событий, зарегистрированных в 1984, 1989, 2000 и 2003 гг. На юго-восточном продолжении протяженной глубинной Подольской разломной зоны находится узел пересечения ее с региональным глубинным Белоцерковским разломом, который следует учитывать при определении размеров сейсмоактивного района. Зона возникновения очагов землетрясений, возможно, захватывает и область пересечения разломов Белоцерковского с Бершадским на северо-востоке, Жмеринского и Летичевского — на северо-западе.

В соответствии с результатами инструментальных наблюдений, проведенных в 1998—2001 гг. в районах размещения Хмельницкой и Ровенской АЭС, один из установленных сейсмогенных участков соответствует району пересечения Хмельникского и Трояновского глубинных разломов [Кендзера и др., 2003б]. На расстоянии 10—20 км от его западной границы находятся узлы пересечения глубинных разломов — Хмельникского и Тетеревского, а также Хмельникского с двумя протяженными коровыми разломами — Андрушевским (широтным) и Шепетовским (меридиональным). Они хорошо проявляются в полях градиентов скоростей движений земной коры [Палиенко, 1993] и образуют потенциально сейсмоопасную Хмельникско-Шепетовскую зону.

На карте неотектонически активных разломных нарушений, выделенных по космическим снимкам [Карта разрывных нарушений.., 1988], прослеживается зона пересечения глубинного Центрального разлома с Тетеревским и Трояновским. Она проявляется в относительном увеличении средних градиентов скоростей неотектонических движений земной коры и характеризуется ее значительной раздробленностью сетью близко расположенных локальных разломов. Несмотря на то что здесь пока не удалось зарегистрировать местные землетрясения, Жмеринскую зону можно рассматривать как потенциально сейсмоопасную [Кендзера и др., 2003б].

5.2. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ РАЙОНА ЧАЭС

Припятско-Днепровско-Донецкая впадина (ПДДВ) является крупной геологической структурой юго-западной оконечности древней ВЕП. Дополнительный импульс исследованию ее местной сейсмичности был дан из-за необходимости уточнить сейсмическую опасность территории размещения Чернобыльской АЭС после экологической катастрофы 1986 г.

Чернобыльская станция расположена на границе Днепровско-Донецкого прогиба и Украинского щита, крупнейших геоструктур ВЕП, вблизи от пересечения крупных региональных Южно-Припятской и Тетеревской глубинных разломных зон. Основными зонами, влияющими на тектоническую обстановку в районе площадки ЧАЭС, считаются также Северо-Припятская, Ядловско-Трактемировская и Киевская зоны глубинных разломов [Старостенко и др., 2002; Кендзера и др., 2003; Сафронов, Сим, 2004].

В пределах ПДДВ имеются достоверные сведения о семи землетрясениях: о трех — в Беларуси и четырех — в Украине. Параметры их очагов приведены в табл. 5.2. Наиболее известными являются: Черниговское землетрясение 1905 г. с M = 3,0 и два Солигорских землетрясения: 10.05.1978 г. с M = 3,5 и 01.12.1983 г. с M = 3,7.

В Припятской впадине отмечено проявление нескольких десятков сейсмических событий, идентифицированных в работах [Каталог Карпатських землетрусів.., 1958—1975; Сейсмологический бюллетень ЗТЗ, 1980—1992; Сейсмологический бюллетень ЗЗ ССН.., 1994; Сейсмологический бюллетень Украины.., 1995—2005; Сейсмологические бюллетени Беларуси.., 1989—2004] как землетрясения. Однако параметры очагов удалось определить только для трех из них. В пределах Днепровско-Донецкой впадины имеются данные по четырем землетрясениям. Наиболее сильное из них 08.08.1913 г. имело магнитуду M = 3,5 ± 0,5 и Io = 5—6 ± 0,5 балла. К северо-востоку от ПДДВ в пределах Воронежского массива и на его склонах также известно несколько очагов местных землетрясений [Каталог Карпатських землетрусів.., 1958—1975; Землетрясения в СССР за 1976—1991 гг., 1980—1996; Сейсмологический бюллетень ЗТЗ.., 1980—1992; Сейсмологические бюллетени Беларуси.., 1989—2004; Сейсмологический бюллетень ЗЗ ССН.., 1994; Сейсмологический бюллетень Украины.., 1995—2005; Землетрясения Северной Евразии за 1992—1998 гг., 1997—2003; New Catalog.., 1982].

Таблица 5.2. Землетрясения Припятско-Днепровско-Донецкой впадины

№	Дата	Время	Координаты		M_{LH}	Io	K	H, км
			φ	λ				
1	1858 01 31	20 00 00	50 00	36 30	3.3	5—6	—	(5)
2	1905 07 23	02 37 00	50 80	32 40	3.0	5	—	5
3	1913 08 08	02 55 10	49 70	37 70	3.5	5—6	—	6
4	1937 08 10	06 00	48 50	37 70	3.0	6	—	5
5	1978 05 10	12 00	52 48	27 42	3.5	4—5	10.3	10
6	1983 12 01	20 26 00	52 00	28 00	3.5	4—5	10.3	7
7	1985 10 16	20 32 00	52 54	28 24	3.5	4—5	—	7

С целью уточнения сейсмической опасности на протяжении нескольких месяцев в 1996 г. в районе ЧАЭС работала сеть из четырех сейсмических станций ИГФ НАН Украины. На рис. 5.6 станции показаны треугольниками. Звездочками показано положение зарегистрированных

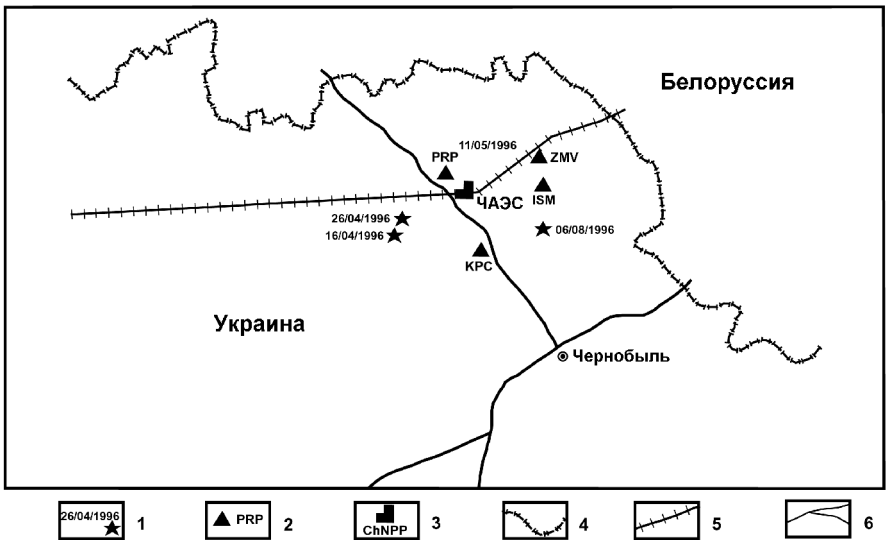


Рис. 5.6. Сеть станций ИГФ НАН Украины, проводившая наблюдения вблизи ЧАЭС в 1996 г.:

1 — положение эпицентров зарегистрированных землетрясений с указанием даты; 2 — временные сейсмические станции с указанием сокращенного названия; 3 — положение ЧАЭС; 4 — государственная граница; 5 — железная дорога; 6 — автомобильные дороги

сетью очагов местных землетрясений [Казаков и др., 1994; Омельченко и др., 1994]. На рис. 5.7 приведена трехкомпонентная запись станцией «Копачи» (КРС) местного землетрясения 16.04.1996 г. с параметрами: время в очаге — 00 часов 50 минут 8,1 секунды по Гривичу, северная широта — 51,353 градуса, восточная долгота — 29,994 градуса, магнитуда — Md = 0,9.

Кратковременные (вследствие прекращения финансирования) режимные наблюдения системой временных сейсмических пунктов, в результате которых было зарегистрировано несколько слабых сейсмических толчков вблизи площадки ЧАЭС, подтвердили наличие современной геодинамической активности в исследуемом районе. Была обнаружена также аномалия повышенной сейсмической эмиссии, приуроченная к зоне пересечения Тетеревского линеамента с Южно-Припятской зоной глубинного разлома.

Установленная местная сейсмическая активность не представляет прямой опасности для ответственных сооружений и структур АЭС, но требует организации постоянного контроля, так как остается потенциальная возможность ее изменения во времени. Известно, что под суммарным воздействием природных и техногенных факторов поле напряженно-деформированного состояния горных пород в районах со сложным строением подвергается перераспределению, вследствие чего могут активизироваться опасные инженерно-геологические процессы (разуплотнение грунта, провалы, сдвиги, наклоны поверхности, подтопление и др.) и местная сейсмичность. Активизация тектонических структур сопровождается увеличением «сейсмической эмиссии» — слабых землетрясений, трассирующих зоны повышенного напряжения. Нормативные документы МАГАТЭ рекомендуют для контроля этих явлений устанавливать на каждом объекте атомной энергетики сейсмическую станцию с несколькими выносными пунктами наблюдений.

Результаты инструментальных сейсмологических исследований 1996 г. в районе ЧАЭС имели еще одно неожиданное следствие.

Ранее, в 1981—1983 гг., на территории Украинского щита были установлены три сейсмические станции комплексной сейсмологической экспедиции Объединенного Института физики Земли РАН (КСЭ ОИФЗ РАН) вблизи населенных пунктов: Норинск, Глушковичи и Подлубы. Станции были установлены в рамках крупномасштабного проекта по контролю ядерных взрывов на земном шаре и в связи с этим имели достаточно высокое увеличение. Они оказались ближайшими к ЧАЭС во время аварии на ее четвертом реакторе 26 апреля 1986 г. К записям этих станций обратились не сразу после катастрофы, а только спустя несколько лет в связи с появившимися сведениями о регистрации в 1996 г. четырех местных землетрясений в районе размещения ЧАЭС [Страхов и др., 1997]. И тут оказалось, что в ночь с 25 на 26 апреля 1986 г. все три сейсмостанции записали сигналы (см. рис. 5.8), близкие по времени к началу аварии на ЧАЭС. Анализ сейсмограмм позволил российским ученым сделать заключение [Аптикаев и др., 2000], что на станциях записаны волны от слабого сейсмического события в зоне пересечения Тетеревского и Южно-Припятского разломов вблизи ЧАЭС. Примерно через 10—20 с после расчетного времени начала землетрясения, согласно зафиксированной с высокой точностью хронологии аварии, на станции раздались два «сильных глухих взрыва» и над четвертым блоком взлетели раскаленные агрегаты реактора.

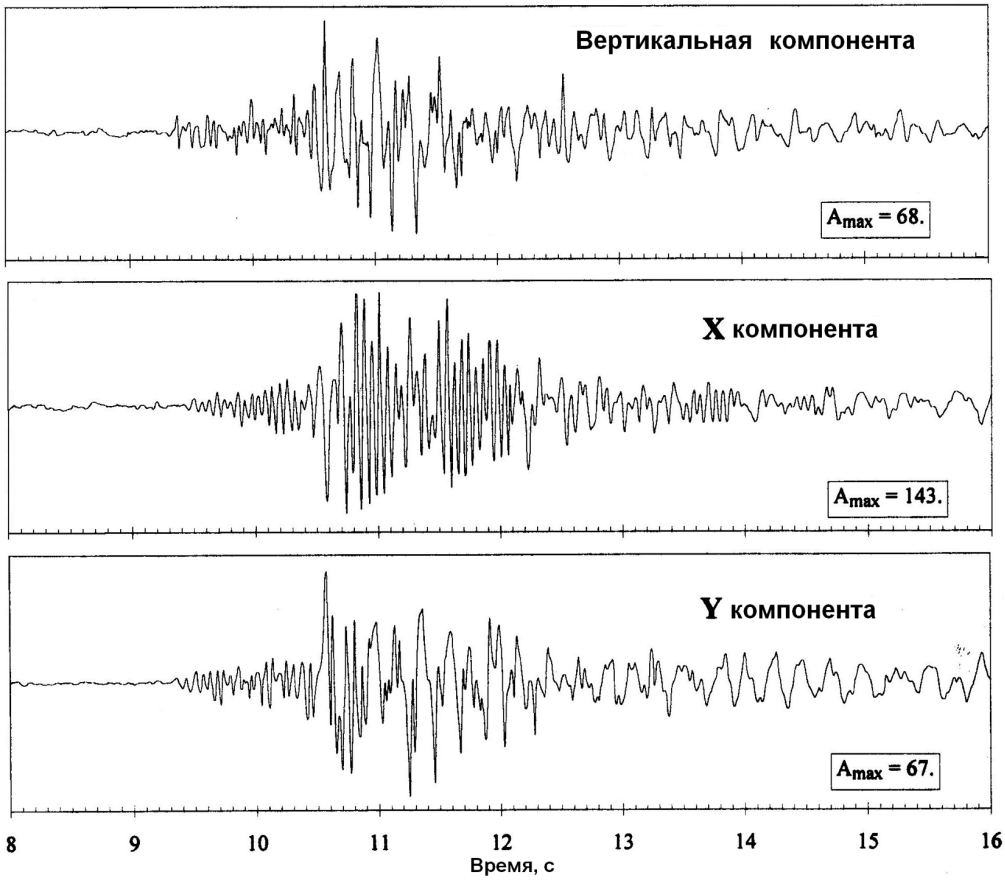


Рис. 5.7. Запись местного землетрясения 16.04.1996 г. на сейсмической станции «Копачи»

В поддержку гипотезы возникновения местного землетрясения свидетельствуют также следующие факты [Страхов и др., 1997]:

• В показаниях многих свидетелей аварии просматриваются признаки происходившего землетрясения. На территории станции, по зафиксированным в документах свидетельствам очевидцев, наблюдались следующие макросейсмические явления: со стороны пруда-охладителя перед аварией был слышен низкочастотный объемный гул; на насосной станции персоналом ощущалась опережающая взрыв реактора сильная вибрация; за 10—15 с перед взрывом наблюдалось свечение, глухие удары и сильная вибрация здания станции; охранник наблюдал колебание пола вблизи четвертого блока [Информация об аварии.., 1986].

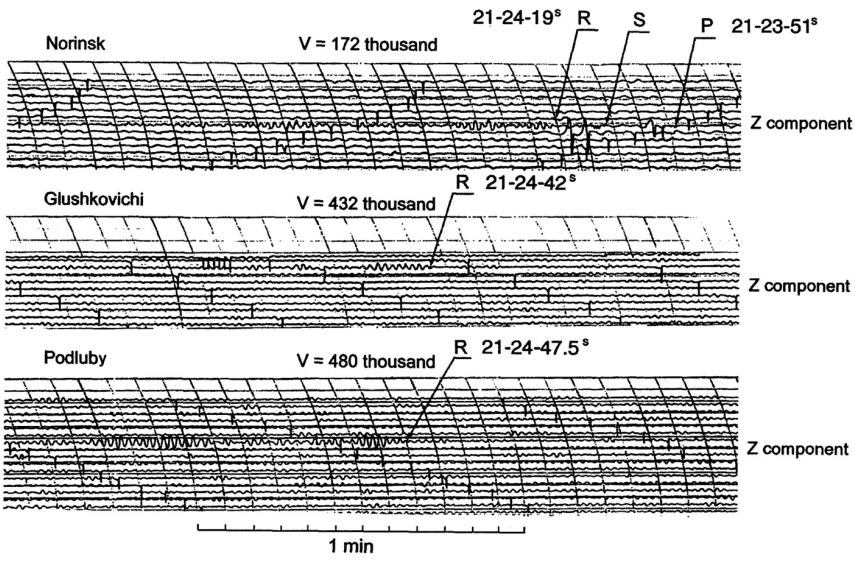


Рис. 5.8. Записи сейсмического события с очагом вблизи Чернобыльской АЭС на сейсмостанциях «Норинск», «Глушковичи» и «Подлубы»

• Первый сильный взрыв на ЧАЭС был наземным и не ощущался даже в ближайшем городе Припяти. Поэтому вряд ли он мог быть зарегистрирован на расстоянии 100—180 км

сейсмостанциями «Норинск», «Глушковичи» и «Подлубы». Косвенным доказательством этого является отсутствие на сейсмограммах этих станций следов повторного взрыва, произошедшего в 01 час 39 минут, через 15—16 минут после первого, и не уступающего ему по мощности.

• Соотношения амплитуд и видимых периодов P, S и поверхностных волн на записях близки к типичным соотношениям для локальных землетрясений и заметно отличаются от соотношений, наблюдаемых на записях поверхностных и подземных взрывов, зарегистрированных аналогичной аппаратурой [Аптикаев и др., 2000].

На основании изложенного в работах [Страхов и др., 1997; Аптикаев и др., 2000] было высказано предположение, что 26 апреля 1986 г. за несколько секунд до взрыва на четвертом блоке ЧАЭС в районе станции, возможно, произошло локальное землетрясение.

В работе [Страхов и др., 1997] были представлены результаты количественного моделирования проявлений этого гипотетического землетрясения на площадке ЧАЭС в виде расчетных акселерограмм. Их анализ показал, что по своему энергетическому уровню землетрясение не могло стать прямой причиной разрушения реактора либо его узлов. Используя акселерограммы в качестве дополнительных сейсмических воздействий, специалисты-атомщики могут определить, могло ли землетрясение повлиять на ход технологических процессов в условиях нестабильного режима работы реактора таким образом, чтобы спровоцировать аварию. Например, не было ли причиной остановки опускаемых графитовых стержней кручение нижней части реактора относительно верхней при землетрясении?

Вопрос о местном землетрясении вблизи ЧАЭС и его влиянии на четвертый реактор мог бы легко решиться, если бы в СССР и современной Украине выполнялись рекомендации МАГАТЭ о необходимости установки на каждой атомной станции сейсмической регистрирующей аппаратуры. Непонимание и, как следствие, игнорирование потенциально опасных геодинамических и геофизических факторов не поможет избежать возможных катастроф на АЭС в будущем.

5.3. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ДОНБАССА

Кроме отмеченного выше шестибалльного землетрясения 1937 г. в районе Константиновки Донецкой области, сетью сейсмических станций Украины и России было зарегистрировано сейсмическое событие 11.05.2004 г. на территории Луганской области. Очаг землетрясения находился вблизи поселка Новодарьевка Ровеньковского района. По данным сейсмических станций «Симферополь», «Севастополь», «Ялта», «Керчь» и «Ужгород» ИГФ НАН Украины, расположенных достаточно далеко от очага, его положение описывается координатами $\varphi = 48{,}65^\circ$ N, $\lambda = 37{,}50^\circ$ E, магнитуда события оценивается как: mb = 2,5, $M_S = 3{,}2$. Глубина — от 0 до 2,5 км. По расчетным данным на свободной поверхности Земли (на грунтах 2-й категории по сейсмическим свойствам) могли наблюдаться макросейсмические эффекты, соответствующие 4—6 баллам по шкале сейсмической интенсивности MSK-64.

По данным областного управления Министерства чрезвычайных ситуаций Украины, в поселке Новодарьевка многие люди чувствовали подземные толчки и слышали гул. В помещении тубдиспансера наблюдались значительные колебания, появились трещины. В некоторых частных домах с дымарей обвалились кирпичи. Очевидцы утверждали, что событие было более длительным и более насыщенным низкочастотными составляющими, чем техногенные землетрясения, вызываемые обрушением шахтных выработок. Ранее в этом районе население неоднократно ощущало сейсмические толчки.

В Ровеньковском районе ведется интенсивная добыча угля, поэтому первоначально в качестве причины землетрясения рассматривался обвал шахтных выработок. Но по данным шахтоуправления оказалось, что в эпицентральной зоне выработок нет.

Почти через год 19.04.2006 г. с 02.00 до 03.00 часов ночи на территории г. Ровеньки Луганской области, расположенного в 52 км южнее г. Луганска, снова наблюдалось 15 подземных толчков, которые ощущались населением на площади около 10 км^2.

Очаги указанных землетрясений могут быть приурочены к Ровеньковскому тектоническому разлому. К сожалению, из-за отсутствия в регионе стационарных сейсмических станций не удается достаточно точно определить положение гипоцентров и надежно восстановить механизмы очагов, что позволило бы более определенно ответить на вопрос, что было причиной землетрясений: тектонические процессы или все же обрушение кровли шахтных выработок. По

экспертным оценкам, полученным по внешнему виду сейсмических записей, такая причина сейсмического события, как взрыв, исключается, а вероятность того, что событие было тектоническим либо техногенным землетрясением, является достаточно высокой.

Для контроля похожих событий и надежного определения количественных параметров сейсмической опасности на территории Донбасса целесообразно создать локальную сейсмологическую сеть станций.

5.4. ПОТЕНЦИАЛ МЕСТНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОГО РЕГИОНА ВЕП

Представляют интерес результаты сопоставления поля эпицентров сейсмических событий и значений их магнитуды – M с плотностью теплового потока в приповерхностном слое земной коры – Q [Geothermal Atlas of Europe, 1991/92]. Значения M и Q в разных по степени сейсмической активности районах изменяются в таких пределах.

На территории Восточно-Европейской платформы в Львовско-Житомирской зоне [Карта разрывных нарушений.., 1988] к югу от г. Тернополь M_{max} = 3,6 –4,2, Q = 40 мВт/м^2; между Тетеревской и Немировской зонами вблизи г. Каменецк-Подольский M_{max} = 3,2, Q = 30 мВт/м^2; на окраине Могилев-Подольской плиты M_{max}= 3,4, Q = 30–40 мВт/м^2.

В связи с тем, что выделенные потенциально сейсмоопасные участки (Хмельникско-Шепетовский и Житомирский) расположены в зоне, где Q не превышает 30–40 мВт/м^2, в этих районах магнитуду предполагаемых сейсмических событий можно оценить в пределах значений 3,5–4,0.

В региональном каталоге ISCCD (Международного сейсмологического центра) приведены сведения о сейсмических толчках M = 3,3–3,5, произошедших 28.04.1996 г., 16 час 25 мин 24 с ($\varphi_{эп}$ = 50, 59° N; $\lambda_{эп}$ = 28,85° E), 12.07.1996 г., 20 час 59 мин 08 с ($\varphi_{эп}$ = 50,01° N; $\lambda_{эп}$ = 27,98° E); 29.12.1997 г., 15 час 08 мин 33 с ($\varphi_{эп}$ = 50,93° N; $\lambda_{эп}$ = 28,77° E). Эпицентры событий тяготеют к Тетеревскому, Андрушовскому и Центральному разломам.

Значения M_{max} были получены также на основе соотношений между максимальной магнитудой и длиной L сегмента разрывного нарушения, образованного его пересечением другими разломами. Формулы соотношений приведены в работе [Савич, Сувилова, 1988] для районов, характеризующихся различным уровнем тектонической активности, и, в частности, для областей с низкой активностью, в том числе для российской части территории ВЕП. Поскольку в Хмельникско-Шепетовской зоне длина сегментов Хмельникского разлома, образованных пересекающими его Тетеревским и Трояновским разломами, составляет около 35 км, оценочное значение M_{max} равно 3,7–4,2. Северо-восточнее в Житомирской зоне на сегментах Центрального разлома (в месте его пересечения Тетеревским и Трояновским разломами) длиной около 30 км могут возникать землетрясения с M_{max} = 3,6–4,1. При небольшой глубине очага (h_0 = 2–5 км) интенсивность сотрясений в эпицентре может достигать 6 баллов.

На основе имеющейся сейсмологической и геолого-геофизической информации для территории юго-западного региона ВЕП выполнено схематическое районирование по методу «сейсмотектонических аналогий». Выделены сейсмогенные зоны с оценкой их географических и сейсмологических параметров [Борисенко, Сафронов, 1993]. Дополнительно аналогичные работы выполнены с помощью формализованной обработки геолого-геофизических и сейсмологических данных [Рейснер, 1993]. В итоге составлена карта сейсмотектонического потенциала территории Украины в терминах магнитуд. Сравнительный анализ результатов приведен в работе [Сафронов, Семова, 1989]. Показано, что на ВЕП в районах пересечения тектонических нарушений, которые на основании геологических и геофизических данных следует рассматривать как сейсмоактивные, могут возникать землетрясения с M > 4,5.

5.5. ВЛИЯНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗОНЫ ВРАНЧА

На всей территории юго-западного региона ВЕП наблюдаются значительные макросейсмические проявления землетрясений из сейсмогенной зоны Вранча, расположенной на крутом изгибе горной дуги в месте сочленения Восточных и Южных Карпат. Последние сильные землетрясения здесь произошли в 1940, 1977, 1986 и 1990 гг. В Румынии и соседней Молдове они вызвали значительные разрушения, а события 1940 и 1977 гг. – даже человеческие жертвы.

Построенные в результате макросейсмических обследований карты изосейст землетрясений зоны Вранча показывают, что интенсивность сейсмических сотрясений на территории юго-западного региона ВЕП плавно меняется от 7—8 баллов на юго-западе Одесской области до 3—4 баллов в северо-восточных районах Украины. На рис. 5.9 представлена схема распределения изосейст ощутимых землетрясений зоны Вранча на территории Украины за последние два столетия. Аномальное затухание колебаний наблюдается в западных областях Украины. В частности, невзирая на близость зоны Вранча, в Предкарпатье даже при самых сильных землетрясениях из этой зоны сотрясения не превышали 4 баллов. Сильные подкоровые землетрясения из зоны Вранча могут ощущать даже жители Москвы и Санкт-Петербурга.

Сведения о наиболее сильных землетрясениях Вранча с магнитудами $M > 6{,}5$ представлены в табл. 5.3. Дополнительно приводятся сведения о последнем землетрясении 2004 г. из этой зоны с $M = 6{,}0$.

Детальное описание геологического строения среды в зоне Вранча дано в работе А. В. Чекунова [1986]. Объем фокальной зоны Вранча относительно небольшой: $75 \times 50 \times 25$ км [Сагалова, 1987].

На основании анализа фондовых и опубликованных материалов по сейсмичности зоны Вранча за период с 984 по 2006 г. было проведено уточнение и унификация параметров землетрясений, составлен каталог [Костюк и др., 1997], построены графики повторяемости землетрясений [Кендзера и др., 1995] и определены очаговые параметры предельных (максимально возможных) событий, которые могут реализоваться в зоне за различные периоды времени.

Самое сильное из известных землетрясений в области Вранча произошло в 1446 г. с магнитудой $M = 7{,}6$ [New Catalog.., 1982]. Близкое к предельному землетрясение произошло в 1802 г. с $M = 7{,}4$. За второе тысячелетие в районе Вранча наблюдалось 28 разрушительных

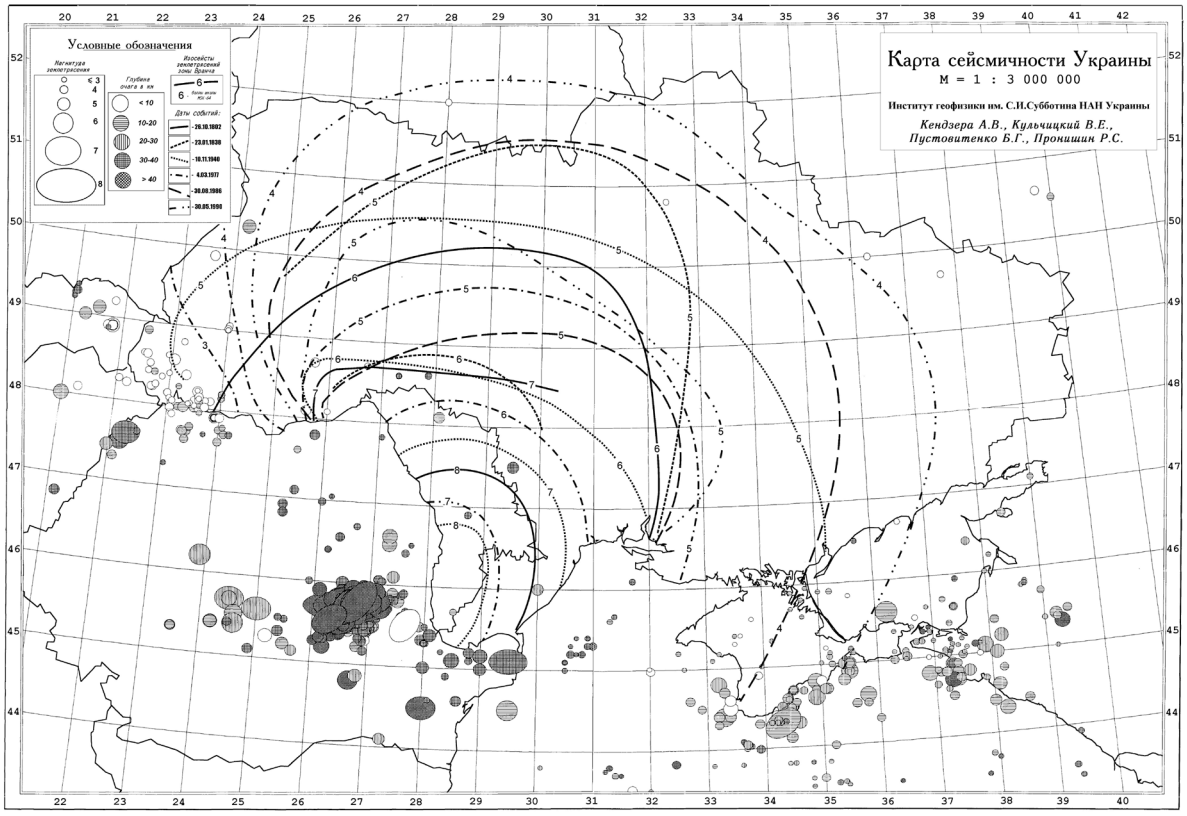


Рис. 5.9. Карта сейсмичности Украины. Приняты следующие «условные обозначения»: линиями показаны изосейсты сильных подкоровых землетрясений зоны Вранча, которые ощущались на территории Украины в XIX и XX столетиях; тип линий соответствует указанным рядом с ними датам событий; цифрами на линиях показана интенсивность сейсмических сотрясений в баллах шкалы MSK-64; магнитуды землетрясений соответствуют размерам кружков и эллипсов, которыми обозначены их очаги; глубина гипоцентров соответствует штриховке очагов. Тонкими сплошными линиями показаны границы государств

землетрясений с интенсивностью в эпицентральной зоне более 8 баллов. Из них только за последние 50 лет произошло пять землетрясений в 1940, 1977, 1986, 1990 и 2004 гг., которые ощущались на территории юго-западного регирона ВЕП с интенсивностью 3—6 баллов [Землетрясения в СССР за 1976—1991 гг., 1980—1996; Сейсмологический бюллетень ЗТЗ.., 1980—1992; Сейсмологические бюллетени Беларуси.., 1989—2004; Сейсмологический бюллетень ЗЗ ССН.., 1994; New Catalog.., 1982].

Особенностью сильных землетрясений Вранча является большая глубина очагов. Очаги крупнейших землетрясений расположены в основном на глубине 110—150 км [Ризниченко и др., 1980; Constantinescu, Enescu, 1985]. В связи с этим область разрушительных и ощутимых сотрясений простирается на большие расстояния. Кроме того, поля интенсивностей от этих землетрясений характеризуются значительной асимметричностью. Большинство землетрясений имеет изосейсты, вытянутые к северо-востоку от очаговой зоны, но при этом наблюдаются существенные различия в их конфигурации. По-видимому, это обусловлено как отличиями в глубинах гипоцентров, а следовательно, и путях распространения сейсмических волн, так и особенностями механизма очага — направленностью разрушения среды при формировании магистрального разрыва. Для зоны Вранча характерным является взбросо-сдвиговый тип подвижки в очагах землетрясений при диагональной ориентации главных сжимающих напряжений [Constantinescu, Enescu, 1985].

Таблица 5.3. Каталог основных параметров землетрясений района Вранча с $M > 6,5$

Год	Дата		φ°, N	λ°, E	H, км	M
	Месяц	День				
984	—	—	45.70	26.60	—	6.8
1038	8	15	45.70	26.60	—	7.0
1107	2	12	45.70	26.60	150	6.9
1170	4	1	45.70	26.60	150	7.0
1196	2	13	45.70	26.60	150	7.0
1230	5	10	45.70	26.60	150	7.1
1258	2	7	45.70	26.60	150	6.9
1327	—	—	45.70	26.60	150	7.0
1446	10	10	45.70	26.60	150	7.6
1471	8	29	45.70	26.60	150	6.8
1516	11	24	45.70	26.60	150	6.7
1523	6	9	45.70	26.60	150	7.0
1545	7	9	45.70	26.60	150	6.9
1569	8	17	45.70	26.60	—	6.8
1590	4	30	45.70	26.60	—	7.0
1595	4	21	45.70	26.60	150	6.9
1604	5	3	45.70	26.60	—	6.5
1606	1	13	45.70	26.60	150	6.6
1620	11	8	45.70	26.60	—	7.3
1620	12	—	45.70	26.60	150	6.6
1637	2	1	45.70	26.60	150	6.6
1679	8	9	45.70	26.60	100	6.6
1681	8	18	45.70	26.60	150	6.7
1701	6	12	45.70	26.60	150	7.1
1738	6	11	45.70	26.60	150	7.0
1790	4	6	45.70	26.60	150	6.9
1802	10	26	45.70	26.60	150	7.4
1821	11	17	45.70	26.60	150	6.7
1829	11	26	45.70	26.60	150	6.8
1838	1	23	45.70	26.60	100	7.0
1893	8	17	45.70	26.60	100	6.6
1894	8	31	45.70	26.60	150	6.5
1908	10	6	45.80	26.50	150	6.8
1929	11	1	45.90	26.50	150	6.7
1934	3	29	45.70	26.50	150	6.8
1940	10	22	45.90	26.50	150	6.8
1940	11	10	45.80	26.80	150	7.3
1977	3	4	45.77	26.80	108	6.9
1986	8	30	45.54	26.31	137	6.8
1990	5	30	45.88	26.67	90	6.7
1990	5	31	45.86	26.77	89	6.6
2004	10	27	45.79	26.60	93	6.0

По глубинам очаги распределены также неравномерно. На рис. 5.10 представлена гистограмма распределения по глубинам землетрясений района Вранча с 1950 по 2005 г. с $M > 4,5$. Максимальное количество событий приходится на диапазон глубин 130—160 км. Второй по интенсивности максимум выделяется на глубинах 100—110 км.

При оценке сейсмической опасности территории юго-западного региона ВЕП необходимо также учитывать сведения о трех разрушительных карпатских землетрясениях начала последнего тысячелетия — 1.04.1170 г., 13.02.1196 г. и 3.05.1230 г. ($M = 7,0—7,1$) [Евсеев, 1961, 1969; New Catalog.., 1982]. По свидетельствам, имеющимся в исторических летописях (Лаврентьевской, Ипатьевской, Никоновской, Воскресенской, Нестора и др.), в Киеве во время последнего из них была разрушена церковь, а верх каменной трапезной получил повреждения [Евсеев, 1969]. При таких проявлениях сила сотрясений превышает 5—6 баллов. Однако не исключено, что строения находились на неблагоприятных грунтовых и морфологических условиях либо находились в аварийном состоянии.

Всего на протяжении последнего тысячелетия известно 11 землетрясений с $M = 7,0—7,4$ [Костюк и др., 1997; Москаленко, 1980; Ризниченко и др., 1980; New Catalog.., 1982], хотя не исключено, что информация о некоторых сильных землетрясений до нас не дошла.

По результатам анализа макросейсмического материала, приведенного в работах [Сагалова, 1969а; Москаленко, 1980; Ризниченко и др., 1980; Костюк и др., 1997; Кутас и др., 2001],

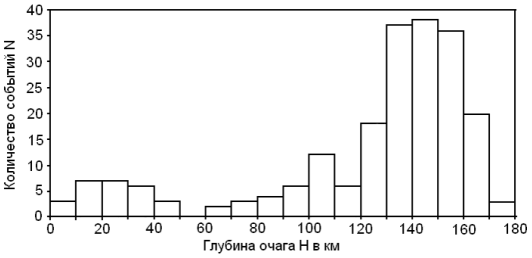


Рис. 5.10. Гистограмма распределения по глубинам землетрясений района Вранча за период 1950—2005 гг. с M > 4,5

минимальный период времени между сильнейшими карпатскими событиями с M = 7,3—7,4 составляет 100—150 лет, с M = 7,0—7,4 — около 50 лет. Для накопления напряжений, при которых произойдет разрушение значительного объема среды, требуется длительный период времени. Последнее землетрясение с M = 7,3 произошло 10.11.1940 г.

Вопросу о величине магнитуды максимально возможных для зоны Вранча землетрясений — M_{max} посвящен ряд научных исследований. По результатам анализа макросейсмического материала, приведенного в работах [Сагалова, 1969а; Сейсмическая сотрясаемость территории СССР.., 1970; Друмя, Степаненко, 1972; Борисов, Рейснер, 1976; Ризниченко и др., 1976; Москаленко, 1980; Сейсмическое районирование территории СССР.., 1980; Кендзера и др., 1995; Кутас и др., 2001; Shebalin et al., 1976; Cutremurul de pamint din Romanie.., 1982], оценка M_{max} для зоны Вранча в целом составляет 7,4—7,8.

Наиболее обоснованные вероятностные оценки для зоны Вранча: M_{max} = 7,2 при вероятности возникновения землетрясения $P = 10^{-2}$ и M_{max} = 7,8 при $P = 10^{-4}$ — были получены молдавским ученым В. Шумилой как по сейсмостатистическим данным, так и на основе совместного использования формулы Гутенберга-Рихтера и корреляционного соотношения [Садовский, 1984] между энергией и объемом очаговой зоны, рассчитанным по данным [Щукин, Добрев, 1980; Соллогуб и др., 1985].

Минимальную глубину подкоровых землетрясений зоны Вранча можно оценить по графику распределения энергии этих землетрясений по глубине [Сагалова, 1980]. Совместный анализ геолого-геофизических материалов позволяет сделать вывод, что минимальная эффективная глубина очагов максимально возможных подкоровых землетрясений зоны составляет примерно 100—130 км.

При неблагоприятном стечении обстоятельств землетрясения зоны Вранча могут вызвать на территории юго-западного региона ВЕП сейсмические сотрясения интенсивностью до 9 баллов по шкале MSK-64. При этом на его восточных и северных территориях интенсивность сотрясений достигнет 5—6 баллов.

Выводы. Сейсмическая опасность территории юго-западных регионов ВЕП определяется как глобальной, так и локальной тектонической активностью.

Глобальная составляющая тектонической активности определяется, в первую очередь, близостью к южной окраине ВЕП мощного Азорско-Средиземноморско-Альпийско-Трансазийского сейсмогенного пояса, образовавшегося вследствие столкновения крупных Африканской, Индийской и Евразийской тектонических плит. Втягивание окраины ВЕП в деформационные процессы, происходящие в этом поясе, является одной из причин возникновения тектонических напряжений, способных вызывать крупные землетрясения. Важны также причины, связанные с изменением объема, массы и скорости вращения Земли, с мощными атмосферными аномалиями, влиянием солнца, Луны и других планет.

Локальная составляющая тектонической активности обусловлена, в основном, локальными процессами в мантии, физико-химическими превращениями в земной коре, вымыванием солей, карстовыми явлениями, морфоструктурной перестройкой, неравномерностью теплового поля, нарушением изостатического равновесия и другими причинами.

Практически на всей территории юго-западных регионов ВЕП ощущаются мощные подкоровые землетрясения из сейсмоактивной зоны Вранча в Румынии (район сопряжения Восточных и Южных Карпат). Максимальные магнитуды землетрясений из этой зоны достигали 7,6. Благодаря столь большим магнитудам и значительным глубинам очагов землетрясения зоны Вранча ощущаются населением на огромной территории: от Греции на юге до Финляндии на севере и от европейской части России на востоке до Германии на западе.

В связи со сказанным при оценке сейсмического риска для проектируемых и строящихся объектов на территории юго-западных регионов ВЕП необходимо рассматривать влияние землетрясений из сейсмоактивных либо потенциально сейсмоактивных местных очаговых зон и зоны Вранча.

Необходимость проведения инструментальных сейсмологических исследований в районах размещения важных народнохозяйственных объектов на территории юго-западного региона ВЕП определяется также тем, что локальные землетрясения с невысокой магнитудой в случае малой глубины очага на небольших эпицентральных расстояниях могут создавать здесь значительные сотрясения и представлять собой не меньшую опасность, чем сильные, но более удаленные сейсмические события.

Для более надежного определения размеров потенциально сейсмоопасных участков и реального энергетического уровня землетрясений необходимо организовать на территории юго-западного региона ВЭП систематические инструментальные наблюдения с целью накопления статистически представительных данных о слабых местных землетрясениях.

Литература

Ананьин И. В. Связь сейсмичности Русской платформы с современными тектоническими движениями // Современные движения земной коры. № 3. М.: Наука, 1968. С. 282–295.

Ананьин И. В. Русская равнина и Урал // Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. С. 109–114.

Ананьин И. В. Сейсмоактивные зоны Восточно-Европейской платформы и Урала // Комплексная оценка сейсмической опасности. М.: Наука, 1991. С. 106–121.

Аптикаев Ф. Ф., Барковский Е. В., Кедров О. К. и др. О сейсмическом событии 26 апреля 1986 года в районе Чернобыльской АЭС // Физика Земли. 2000. № 3. С. 75–80.

Арч С. Джонстон, Лиза Р. Кантер. Землетрясения в стабильной континентальной коре // В мире науки. № 4. М.: Мир, 1990. С. 68–76.

Болт Б. Землетрясения. М.: Мир, 1981. 256 с.

Борисенко Л. С., Сафронов О. Н. О сейсмическом районировании платформенной части УССР // Сейсмологические и геотермические исследования на Западе СССР. Минск: Наука и техника, 1993. С. 37–42.

Борисенко Л. С., Сафронов О. Н., Пустовитенко Б. Г. Сейсмогенные зоны платформенной части Украины и Азовско-Черноморского региона // Геодинамика и сейсмопрогностические исследования на Украине. Киев: Наукова думка, 1992. С. 31–41.

Борисов Б. А., Рейснер Г. И. Сейсмотектонический прогноз максимальной магнитуды землетрясений Карпатского региона // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976. № 5. С. 21–31.

Бруснецов Г. В. Сейсмічність буковинського Прикарпаття // Природні умови та природні ресурси Українських Карпат. Киев: Наукова думка, 1968. С. 279–289.

Бунэ В. И., Броучек И., Сейдович Д. и др. Каталог землетрясений с M > 4.8 Западных Карпат и сопредельных территорий // Комплексная оценка сейсмической опасности. (Вопросы инженерной сейсмологии; Вып. 32.) М.: Наука, 1991. С. 87–96.

Дослідження сучасної геодинаміки українських Карпат / Старостенко В.І. Київ: Наукова думка, 2005. 256 с.

Друмя А. В., Степаненко Н. Я. Карта максимальных возможных землетрясений сейсмического района Вранча // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1972. № 10. С. 77–78.

Друмя А. В., Устинова Т. И., Щукин Ю. К. Проблемы тектоники и сейсмологии Молдавии. Вып. II. Кишинев: Штиинца, 1964. 120 с.

Евсеев С. В. Землетрясения Украины (Каталог землетрясений Украины с 1000 по 1940 гг.). Киев: Изд-во АН УССР, 1961. 75 с.

Евсеев С. В. Интенсивность землетрясений Украины // Сейсмичность Украины. Киев: Наукова думка, 1969. С. 32–55.

Землетрясения в СССР за 1976–1991 гг. М.: Наука, 1980–1996.

Землетрясения Северной Евразии за 1992–1998 гг. М.: ОИФЗ РАН, 1997–2003.

Информация об аварии на Чернобыльской АЭС и ее последствиях, подготовленная для МАГАТЭ. Атомная энергия. Т. 61, вып. 5. 1986. С. 301–320.

Казаков С. В., Омельченко В. Д., Рыбалко С. И. Геофизические исследования и сейсмотектоника района размещения Чернобыльской АЭС. Чернобыль: ЧАЭС, 1994. 64 с.

Карта разрывных нарушений и основных линеаментов юго-запада СССР (с использованием материалов космических съемок). М 1 : 1 000 000 / Глав. ред. Н. А. Крылов. Киев: Мингео СССР, 1988. 4 листа.

Каталог Карпатських землетрусів. N:1-15(4-18) за 1955-1969 рр. Київ: Наукова думка, 1958–1975.

Кендзера А. В., Пронишин Р. С., Бень Я. А., Стародуб Г. Р. Сейсмическая опасность города Черновцы // Сейсмологический бюллетень Белорусской сети сейсмических станций. Минск: ИГиГ АН Белоруссии, 1992. С. 151–168.

Кендзера А. В., Пронишин Р. С., Вербицкий С. Т., Бень Я. А. Прогнозирование максимальных сотрясений в Минске при румынских землетрясениях // Геодинамические исследования в Украине. Киев: ИГФ НАН Украины, 1995. С. 24—36.

Кендзера О. В., Вербицький С. Т., Стасюк А. Ф. и др. Землетрус 3 січня 2002 року в Теребовлянському районі Тернопільської області // Вісник КНУ. 2002. Вип. 23—24. С. 106—109.

Кендзера А. В., Омельченко В. Д., Дрогицкая Г. М. Локальная сейсмичность и проблемы безопасности атомных станций // Сборник научных трудов СНИЯЭиП. Вып. 9. 2003. С. 237—246.

Кендзера А. В., Омельченко В. Д., Старостенко В. И. и др. Результаты инструментальных сейсмических наблюдений в районах Ровенской и Хмельницкой АЭС // Геофиз. журн. 2003. Т. 25, № 1. С. 7—28.

Костюк О., Сагалова Є., Руденська І. и др. Каталог землетрусів Карпатського регіону за 1091-1990 роки // Праці НТШ. Львів: НТШ, 1997. С. 121—137.

Кутас В. В., Руденская И. М., Калитова И. А. Повторяемость карпатских землетрясений // Геофиз. журн. 2001. Т. 4, № 4. С. 46—54.

Москаленко Т. П. Карты изосейст землетрясений Карпатского региона // Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1980. С. 86—103.

Мушкетов И., Орлов А. Каталог землетрясений Российской империи // Записки Императорского русского географического общества. Т. 26. СПб., 1893. 582 с.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Отв. ред. Н. В. Кондорская, Н. В. Шебалин. М.: Наука, 1977. 535 с.

Омельченко В. Д., Сафронов О. Н., Кожухова З. В. Особенности сейсмотектоники района расположения ЧАЭС // Доклады НАН Украины. 1994. № 6. С. 109—111.

Палиенко В. П. Структурно-геоморфологические аспекты изучения молодых движений земной коры по разломам на территории Украины // Геол. журн. 1993. № 6. С. 64—70.

Пронишин Р. С., Вербицкий С. Т., Стасюк А. Ф. Микулинецкое землетрясение 3 января 2002 года // Сейсмол. бюллетень Украины за 2002 г. Симферополь: ИГФ НАНУ и КЭС, 2004. С. 97—114.

Рейснер Г. И. Очередной урок сейсмическому районированию // Физика Земли. 1993. № 3. С. 109—112.

Рейснер Г. И., Йогансон Л. И., Сафронов О. Н., Сёмова В. И. Сейсмотектоническое районирование платформенных областей // Белорусский сейсмологический бюллетень. 1991. С. 86—108.

Ризниченко Ю. В., Друмя А. В., Степаненко Н. Я. Сейсмичность и сотрясаемость Карпато-Балканского региона. Кишинев: Штиинца, 1976. 117 с.

Ризниченко Ю. В., Друмя А. В., Степаненко Н. Я., Симонова Н. А. Сейсмичность и сейсмическая опасность Карпатского региона // Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1980. С. 46—85.

Савич А. И., Сувилова А. В. Современное состояние проблемы оценки сейсмической опасности участков строительства крупных энергетических сооружений // Сб. науч. тр. Гидропроекта. Вып. 130. М.: Гидропроект, 1988. С. 7—18.

Сагалова Е. А. Про землетрус 10 травня 1950 року в районі Сторожинця // Каталог карпатських землетрусів. 1960. N 6 (9). Київ: Вид. АН УРСР, 1963. С. 15—19.

Сагалова Е. А. Землетруси Буковини // Каталог карпатських землетрусів. 1961—1962. N 7—8 (10—11). Київ: Наукова думка, 1964. С. 96—109.

Сагалова Е. А. Использование результатов изучения сейсмичности района Вранча для сейсморайонирования территории УССР // Сейсмичность Украины. Киев: Наукова думка, 1969а. С. 81—90.

Сагалова Е. А. К вопросу о сейсмическом районировании территории Буковины // Сейсмичность Украины. Киев: Наукова думка, 1969б. С. 70—80.

Сагалова Е. А. Характер сейсмического процесса в период подготовки Карпатского землетрясения 4.03.1977 г. // Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1980. С. 135—145.

Сагалова Е. А. Реализация долговременного прогноза в зоне Вранча // Геофиз. журн. 1987. Т. 9, № 6. С. 84—94.

Садовский М. А. Еще раз о связи энергии и объема очага землетрясения // ДАН СССР. 1984. Т. 235. С. 14—21.

Сафронов О. Н. Сейсмотектоника и сейсмогенные зоны платформенной части УССР // Геолого-геофизические исследования в сейсмоопасных зонах СССР. Фрунзе: Илим, 1989. С. 33—34.

Сафронов О. Н., Семова В. И. Каталог землетрясений и потенциальные сейсмогенные зоны платформенной части УССР // Сейсмологический бюллетень сейсмических стаций «Минск» (Плещеницы), «Гомель» и «Нарочь» за 1986 г. Минск: ИГГ АН БССР, 1989. С. 11—125.

Сафронов О. Н., Сим Л. А. Неогеодинамика юго-западной оконечности Восточно-Европейской платформы // Будівельні конструкції — Будівництво в сейсмічних районах України. Вип. 60. Київ: НДІБК, 2004. С. 65—68.

Сейсмическая сотрясаемость территории СССР / Под ред. Ю. В. Ризниченко М.: Наука, 1970. 192 с.

Сейсмическое районирование территории СССР. Методические основы и региональное описание карты 1978 г. / В. И. Бунэ, Г. П. Горшков. М.: Наука, 1980. 308 с.

Сейсмологические бюллетени Беларуси за 1986—2002 гг. Минск: Изд. ИГН АН Беларуси, 1989—2004.

Сейсмологический бюллетень ЗТЗ ЕССН СССР. Крым-Карпаты за 1970—1989 гг. Киев: Наукова думка, 1980—1992.

Сейсмологический бюллетень ЗЗ ССН Украины и Молдовы за 1990 г. Киев: Наукова думка, 1994. 84 с.

Сейсмологический бюллетень Украины за 1991—2003 гг. Киев: Наукова думка, Симферополь: КЭС, 1995—2005.

Соллогуб В. Б. и др. Строение литосферы вдоль геотраверса V на основании комплексных геолого-геофизических данных // Геофиз. журн. 1985. № 4. С. 3—8.

Старостенко В. И., Кендзера А. В., Омельченко В. Д. Опыт сейсмологических исследований на Чернобыльской АЭС // Материалы IV Междунар. науч.-практ. конф. «Объект „Укрытие“, 15 лет: прошедшее, современное, будущее» (27—30 ноября 2001 г.). Вып. 10 в 2 частях. Ч. 1. Чернобыль: МНТЦ «Укрытие», Объект «Укрытие» ДСП ЧАЕС, 2002. С. 356—382.

Страхов В. Н., Старостенко В. И., Харитонов О. М. и др. Сейсмические явления в районе Чернобыльской АЭС // Геофиз. журн. 1997. Т. 19, № 3. С. 3—15.

Сухов И. М. Некоторые черты сейсмотектоники Карпатского региона // Editura Akademiei Republicii Populare Romine, 2, Anul VI, 1961. С. 65—74.

Чебаненко І. І. Розломна тектоніка України. Київ: Наукова думка, 1966. С. 84—97.

Чекунов А. В. Сейсмоактивний район Вранча — тектонічний аспект // Доп. АН УРСР, сер. Б. 1986. № 5. С. 21—26.

Щукин Ю. К., Добрев Т. Д. Глубинное геологическое строение, геодинамика и геофизические поля очаговой зоны Вранча // Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1980. С. 7—40.

Atlas of Seismological Maps Central and Estern Europe. Prague: Geophisical Institute of the Czechoslovak Academy of Sciences, 1980. 49 p.

Constantinescu L., Enescu D. Cutremurele din Vrancea in cadru stiintific si teh-nologic. Bucuresti: Editura Academici Republicii Socialiste Romania, 1985. 230 p.

Cutremurul de pamint din Romanie la 4 Martie 1977. Bucuresti, 1982. 637 p.

Geothermal Atlas of Europe (Editor in Chief E.Hurting). Potsdam: Herman Verlagsgesellschaft mbH. — Geographisch — Kartographische Anstalt Gotha. 1991/92. 156 p.

Johnston A. C., Coppersmith K. J., Kanter L. R., Cornell C. A. The earthquakes of stable continental regions. Electric Power Research Institute (EPRI), vol. 1—5, edited by J. F. Schneider, Palo Alto. California, 1994. Vol. 1. 368 p.; Vol. 2. 522 p.; Vol. 3. 802 p.; Vol. 4. 872 p.; Vol. 5. 44 p.

Karnik V. Seismicity of the European Area. Part 1. Praha: Academia, 1968. 364 p.

Karnik V. Seismicity of the European Area. Part 2. Praha: Academia, 1971. 218 p.

Karnik V., Michal, Molnar. Erdbebenkatalog der Tscechoslowakei bis zum Jahre 1956 // Geofysikalni sbornic, 1957. P. 411—595.

Laska W. Die Erdbeben Polens. Mitteilungen der Erdbeben Kommission der K. Akad. der Wissenschaften in Wien, Neue Folge, 1—30, 1901—1906.

New Catalog of strong earthquakes in the USSR from ancient times through 1977 / Editors in Chief N. V. Kondorskaya and N. V. Shebalin. Academy of Sciences of USSR. Boulder, USA, 1982. 608 p.

Rethly A. A. Karpatmedencek Foldrengesci 445-1918. Budapest: Acad. Kiado, 1952. 510 p.

Schulte S.M., Mooney W. D. An updated earthquake catalog for Stable Continental Regions, 2005 http://earthquake.usgs.gov/scitech / Catalog.txt

Shebalin N. V. et al. Earthquakes origin zones and distribution of maximum exprected seismic intensity for the Balcan region // Proc. of the Seminar on Seismic Zoning Maps. Vol. 2. Scopje: UNESCO, 1976. P. 67—171.

Triep E. G., Sykes L. R. Catalog of shallow intracontinental earthquakes, 1996. http://www.ldeo.columbia.edu/seismology / triep/intra.expl.html

Wurzer R. Geschichte der K.K.J. Staatsgimnasiums in Czernowitz. Czernowitz: Druck und Verlag der Eckhardtschen Universitatsbuchdruckerei, 1909. 35 p.

Zatopek A. Zemetresna pozorovani na Slovensku a byv. Podkarpatske Rusi 1923—1938. Praha: Publikace Geofysicalniho Ustavu v Praze. Spec. Prace c.2, 1940. 150 p.

Zsiros T., Monus P., Toth L. Hungarian carthguake catalog (456—1986). Budapest, 1988. 182 p.

ГЛАВА 6

СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЕ РЕГИОНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

6.1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Глубинное строение литосферы. Сведения о глубинном строении литосферы запада Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в первую очередь основаны на анализе сейсмических данных (запись поверхностных сейсмических волн от удаленных землетрясений, глубинное сейсмическое зондирование по серии региональных профилей). В разрезе литосферы по показателям скоростей сейсмических волн выделяется два основных слоя: земная кора (средняя мощность около 45—55 км) и верхняя мантия, включающая астеносферный слой (местами распадающийся на отдельные линзы) на глубине порядка 80—100 км и более. Кровлю верхней мантии (подошву земной коры) отражает граница поверхности Мохо (М). На некоторых участках (Припятский прогиб, Полоцко-Курземская зона) выделяют не одну, а две залегающие на разной глубине поверхности М. Верхняя граница М считается более молодой, нижняя — древней, зона между ними интерпретируется как слой коромантийной смеси. Земная кора, в свою очередь, также расслоена: на профилях ГСЗ выделяют четыре основных слоя: платформенный осадочный чехол (мощностью до 5—6 км), «гранитно-метаморфический», «диоритовый», «базальтовый».

По геофизическим данным в фундаменте запада ВЕП выделены четыре зоны геофизической неоднородности первого порядка, соответствующие крупнейшим геоструктурам земной коры Восточно-Европейского кратона — Фенноскандинавскому, Сарматскому, Волго-Уральскому континентальным литосферным сегментам и Центрально-Белорусской зоне их сочленения.

Эти главные тектонические элементы внутренней структуры фундамента состоят из крупных блоков. Каждому блоку свойственно определенное сочетание нескольких геофизических типов земной коры, различающихся мощностью и составом коры в целом и ее основных слоев: осадочного, «гранитно-метаморфического», «диоритового», «базальтового», а также периодически встречающегося слоя коромантийной смеси [Геология Беларуси, 2001]. По Г. И. Каратаеву [Гарецкий и др., 2002] тип А характеризуется преимущественно основным составом пород при общей мощности земной коры более 55 км, В — основным, около 55 км, С — основно-средним, около 50 км, D — преимущественно средним, около 45 км, Е — среднекислым, менее 40 км, F — аномальная кора палеорифтовых структур с двумя границами М и слоем «коромантийной смеси», G — аномальная кора шовных зон мощностью 40—55 км. С учетом приведенной геофизической типизации на территории Беларуси выделено 11 крупных блоков земной коры (элементов внутренней структуры фундамента второго порядка), относящихся к одному из перечисленных типов или их сочетаний: Браславский (земная кора типа С), Невельский (F), Лепельский (С), Витебский (А), Вильнюсский (А), Минский (CD), Бобруйский (АВ), Брестский (F), Столинский (ВС), Мозырский (F), Гомельский (ВС) блоки (рис. 6.1). Вильнюсский блок относится к Фенноскандинавскому сегменту, Бобруйский блок — к Сарматскому, Витебский и Смоленский блоки — к Волго-Уральскому. Центрально-Белорусская зона включает Минский и Лепельский блоки. Браславский и Невельский блоки на севере региона, Брестский, Столинский, Мозырский, Гомельский на юге образуют две отчетливо выделяющиеся субширотные зоны (соответственно Полоцко-Курземскую и Припятско-Брестскую) шириной порядка 100 км, несогласно секущие упомянутые литосферные сегменты. Блоки, зоны и сегменты ограничены глубинными разломами мантийного уровня.

Крупнейшая зона глубинных разломов — линия Тейссейра-Торнквиста, ограничивающая ВЕП с запада, — выражена высоким градиентом отметок кровли астеносферы. Отчетливо прослеживаются по этому показателю также Припятско-Брестская и Полоцко-Курземская зоны глубинных разломов субширотного простирания. Западу Белорусской антеклизы и Украинскому щиту соответствуют участки почти полного выклинивания астеносферного слоя или астеносфера очень тонкая, Припятскому прогибу — заметное возрастание мощности астеносферы. Наиболее значительная мощность земной коры и литосферы приходится на западную часть Белорусской антеклизы и прилегающие участки Балтийской синеклизы, Полесскую седловину, Украинский щит (вал Карпинского), минимальная — на Припятский прогиб.

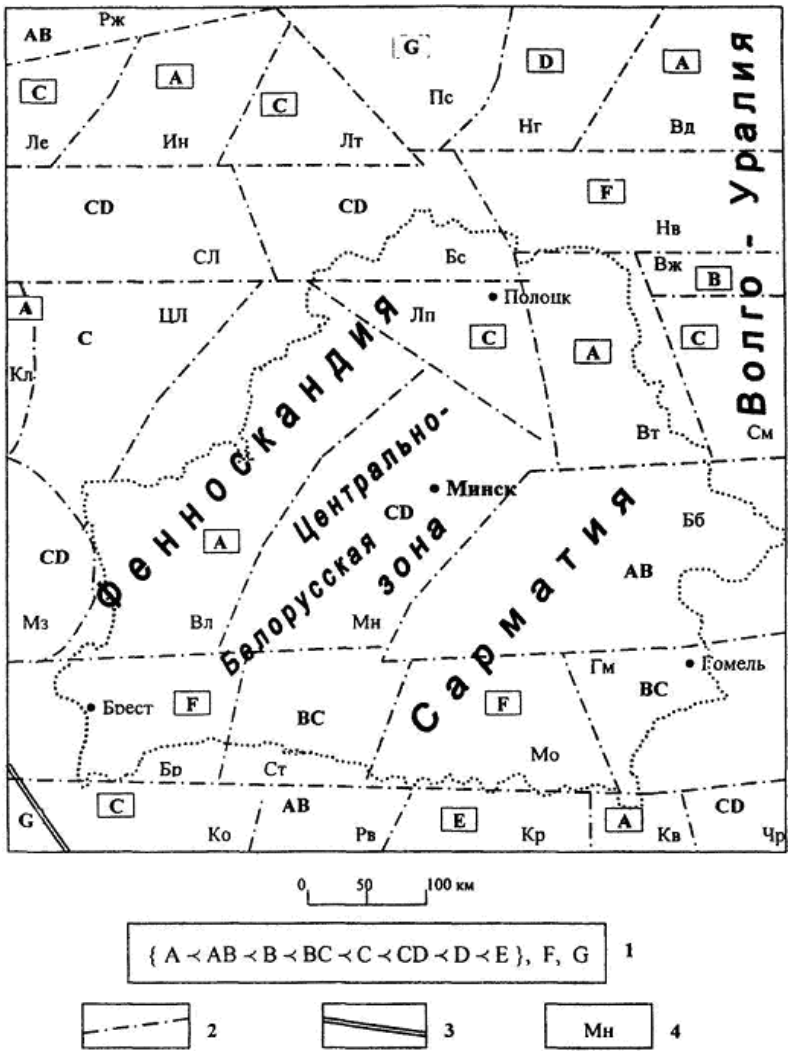


Рис. 6.1. Карта геофизических типов земной коры Беларуси:

1 — последовательность геофизических типов земной коры: A, B, C, D, E — основные типы земной коры (характеристика типов — в тексте), AB, BC, CD — промежуточные типы; 2 — границы между блоками земной коры с различным геофизическим типом; 3 — граница Восточно-Европейской платформы; 4 — наименование блоков земной коры: Рж — Рижский; Лп — Лиепайский; Ин — Инчукалнский; Лт — Латгальский; Пс — Псковский; Нг — Новгородский; Вд — Валдайский; СЛ — Среднелитовский; Бс — Браславский; Нв — Невельский; Кл — Калининградский; ЦЛ — Центрально-Литовский, Ле — Лепельский; Вт — Витебский; См — Смоленский; Мз — Мазовецкий; Вл — Вильнюсский; Мн — Минский; Бб — Бобруйский; Бр — Брестский; Ст — Сталинский; Мо — Мозырский; Гм — Гомельский; Ко — Ковельский; Рв — Ровенский; Кр — Коростенский; Кв — Киевский; Чр — Черниговский (по: Гарецкий и др., 2002)

По данным петрографических исследований Н. В. Аксаментовой, И. В. Найденкова и др. [Геология Беларуси, 2001], развитые на территории Беларуси метаморфические и магматические породы фундамента объединены в три структурно-формационных мегакомплекса: чарнокит-гранулитовый, гранитогнейсовый и вулканоплутонический. Эти мегакомплексы, в свою очередь, состоят из меньших по объему структурно-вещественных подразделений: комплексов и формаций. По преобладанию пород одного из названных мегакомплексов в фундаменте выделены гранулитовые, гранитогнейсовые и вулканоплутонические области, состоящие из структурных элементов второго порядка: поясов, зон, массивов и блоков (Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс, Брагинский и Витебский гранулитовые массивы, Центрально-Белорусская и Восточно-Литовская гранитогнейсовые зоны, Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс). Перечисленные элементы внутреннего строения фундамента, в общем, соответствуют главным геоструктурным элементам литосферы (трем литосферным сегментам и Центрально-Белорусской зоне их сочленения), выделенным по комплексу геофизических данных (рис. 6.2).

Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс протягивается от юго-восточных районов Польши через территорию Беларуси до южной Эстонии. Состоит из моноклинально наклоненных гранулитовых блоков или пластин (крупных чешуй): Свислочского, Щучинского, Ивьевского

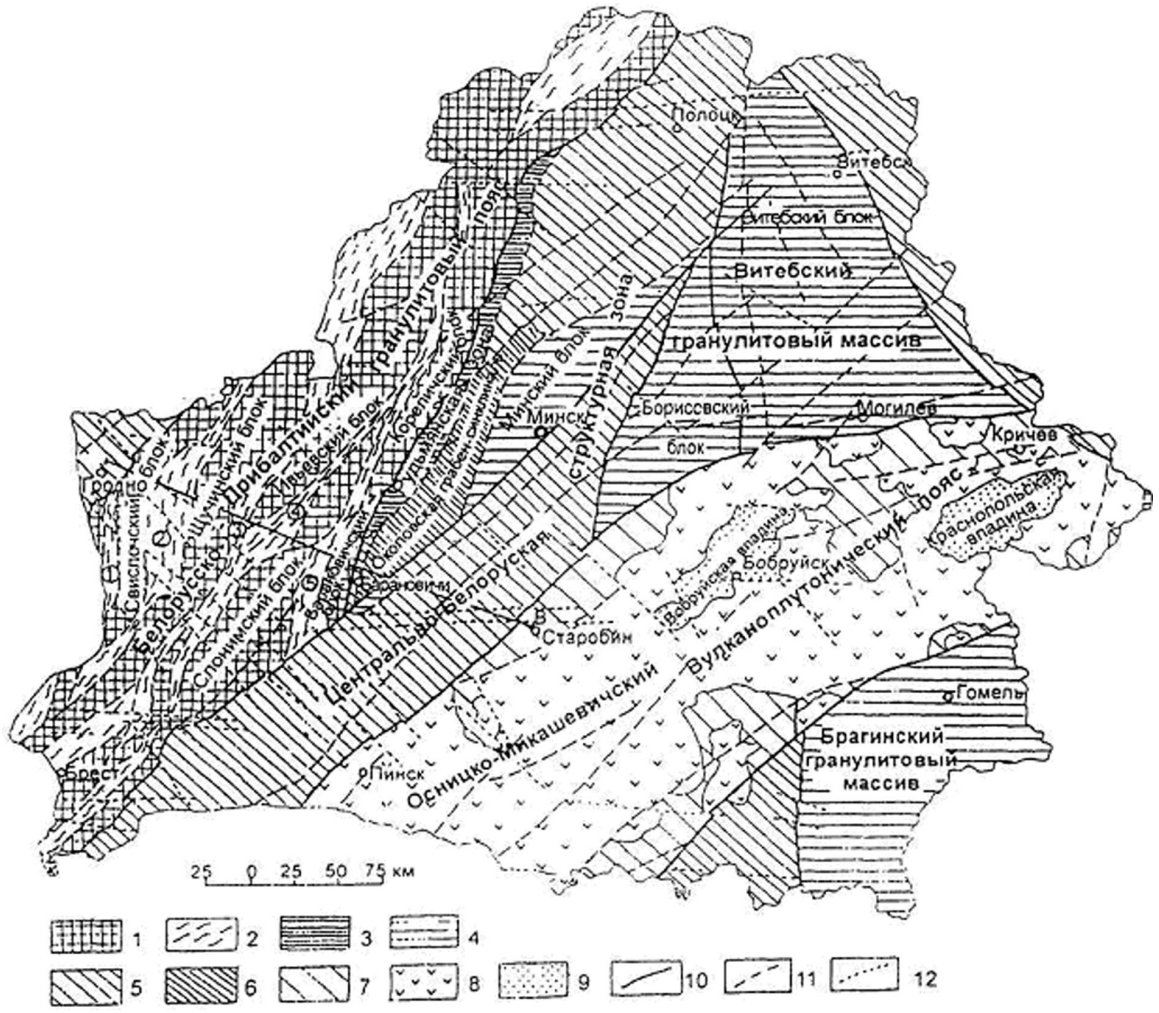


Рис. 6.2. Схема структурного районирования кристаллического фундамента. Составила Н. В. Аксаментова (Геология Беларуси, 2001)

Гранулитовые структурные зоны: 1–2 — Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс: 1 — гранулитовые блоки, 2 — зоны бластомилонитов (цифры в кружках: 1 — Гродненская, 2 — Волковысская, 3 — Щарская, 4 — Дятловская, 5 — Ивацевичская); 3 — Рудьмянская шовная зона; 4 — гранулитовые массивы и блоки. Гранитогнейсовые структурные зоны: 5 — позднеархейские структурные зоны; 6 — Околовская грабен-синклиналь. Вулканоплутонический пояс: 7 — переработанное гнейсовое основание; 8 — вулканоплутонические формации; 9 — наложенные впадины. Разрывные нарушения: 10–11 — главные структурообразующие разломы (10 — суперрегиональные. 11 — региональные и локальные): 12 — постконсолидационные разломы

и др., разделенных зонами бластомилонитов (Гродненской, Волковысской и др.). Гранулитовые блоки сложены породами метабазит-гранулитового комплекса и гранитоидами эндербит-чарнокитового ряда. Зоны бластомилонитов — линзокластическими, порфирокластическими, тонкосланцеватыми бластомилонитами. Изотопный возраст этих пород изменяется от 2,7–2,6 млрд лет для бластомилонитов до 1,8–1,5 млрд лет для гранитоидов.

Значительную роль в формировании внутренней структуры фундамента играют глубинные разломы, подразделяемые по рангу ограничиваемых ими структур на суперрегиональные, региональные и локальные, по времени заложения — на доплатформенные и платформенные, по глубине — на коровые и мантийные. Зоны глубинных разломов выделены по комплексу геолого-геофизических данных (в основном по материалам ГСЗ и характерным признакам наблюденных гравитационных и магнитных аномалий). Среди суперрегиональных и региональных разломов доплатформенного заложения по геофизическим данным особенно отчетливо выделяются разломы северо-восточного и субмеридионального простирания (Кореличский, Стоходско-Могилевский и др.). Системы субширотных нарушений часто группируются в зоны шириной от 10 до 50 км: Припятскую (включает Южно-Припятский разлом и серию субпараллельных ему

нарушений), Каменецкую, Ляховичскую, Смиловичскую, Мядельскую, Полоцкую. Разломы северо-западного простирания (Берестовицкая, Ошмянская, Докшицкая разломные зоны) являются секущими по отношению к основным элементам внутренней структуры фундамента и, следовательно, более поздними по времени заложения.

Наиболее древний сегмент запада Восточно-Европейского кратона — Сарматский. Осницко-Микашевичский пояс сформировался на активной окраине Сарматского палеоконтинента в результате субдукции океанской коры под этот континент [Богданова, 1997; Гарецкий и др., 1999]. Ко времени 1,85 млрд лет назад субдукция завершилась и сменилась коллизионным столкновением континентальных сегментов Сарматии и Фенноскандии (микроконтинентов), окончательное соединение которых и образование общего блока фундамента Восточно-Европейского кратона произошло около 1,7 млрд лет назад. На месте коллизионного шва (сутуры) сформировалась Центрально-Белорусская зона.

Изложенное свидетельствует о том, что наибольшие мощности земной коры в рассматриваемом регионе приурочены к сутурным (шовным, коллизионным) зонам и к древнему (архейскому) ядру Сарматского сегмента. Структура сутурных зон (реликтов коллизионных складчатых поясов) определяется серией чешуйчатых надвигов по листрическим коровым и мантийным разломам. Полоцко-Курземская и Припятско-Брестская зоны глубинных разломов формировались как крупномасштабные сдвиги. Современные различия в распределении мощностей земной коры и литосферы на территории запада ВЕП (резкое сокращение этих показателей в палеопрогибах при сохранении первоначальных значений мощностей на щитах и антеклизах) связаны главным образом с более поздними платформенными (в том числе новейшим) этапами тектонической эволюции и континентальным рифтогенезом.

Структура платформенного чехла. Основные черты структуры платформенного чехла западной части ВЕП определяются особенностями сочетания двух наложенных комплексов пород: фундамента и платформенного чехла. Области выхода на поверхность протяженных бесчехольных или с маломощным осадочным покровом выступов фундамента представлены Балтийским и Украинским щитами, а участки, в пределах которых фундамент перекрыт платформенным чехлом большой мощности, — Русской и Волыно-Подольской плитами. Платформенные структуры в пределах плит выделены по особенностям рельефа поверхности фундамента. В пределах запада Восточно-Европейского кратона выделены следующие крупнейшие платформенные структуры: Балтийская синеклиза, Московская синеклиза (юго-западный борт), Подлясско-Брестская, Оршанская, Волынская впадины, Припятский и Днепровский грабены, Белорусская и Воронежская антеклизы, Латвийская, Полесская, Жлобинская седловины (рис. 6.3).

Балтийская синеклиза представляет собой крупный структурный залив субширотного простирания, замыкающийся на востоке и открывающийся на западе к линии Тейссейра-Торнквиста. На севере ограничена Эстонско-Латвийской моноклиналью, на востоке — Латвийской седловиной, на юге — Сувалковским разломом отделена от Белорусской антеклизы.

Подлясско-Брестская впадина — второй по величине (после Балтийской синеклизы) структурный залив Балтийско-Приднепровской системы перикратонных опусканий. Как и Балтийская синеклиза, Подлясско-Брестская впадина имеет каледонский возраст. Впадина простирается в субширотном направлении в виде структурного залива, замыкающегося на востоке и открывающегося к западу. Поверхность фундамента погружается в западном направлении от −0,5 до −9,0 км. Границей впадины на севере является субширотный Свислочский разлом. На юге Подлясско-Брестская впадина отделена Северо-Ратновским разломом от Лукувско-Ратновского горста, на юго-западе ограничена линией Тейссейра-Торнквиста.

На северо-востоке региона расположена Оршанская впадина, являющаяся остаточной структурой, унаследованной от Волынско-Оршанского рифейско-ранневендского палеопрогиба. Границы впадины с Вилейским погребенным выступом Белорусской антеклизы, Латвийской седловиной на западе, с Бобруйским погребенным выступом Белорусской антеклизы, Жлобинской седловиной, Суражским погребенным выступом Воронежской антеклизы на юге проведены условно по изогипсе фундамента −0,8 км, при этом контур впадины в целом характеризуется субмеридиональным простиранием.

На юго-востоке региона расположены два крупных палеорифтовых прогиба — Припятский и Днепровско-Донецкий (вместе обозначаются как Припятско-Донецкий авлакоген), которые разделяет Брагинско-Лоевская седловина. Припятский прогиб состоит из двух основных частей: Припятского грабена и Северо-Припятского плеча. На юге Припятский грабен отделен

Рис. 6.3. Схема тектонического районирования запада Восточно-Европейской платформы (ВЕП) по поверхности фундамента:

1 — Украинский щит; 2 — граница ВЕП (шовные разломы); 3 — границы плит; 4 — границы структур первого порядка; 5 — границы структур второго порядка; 6 — границы структур третьего порядка; 7 — мелкие, неподписанные структуры второго порядка: I — Суражский погребенный выступ, II — Северо-Припятское плечо, III — Гремячский погребенный выступ, IV — Северо-Приднепровская моноклиналь, V — Брагинско-Лоевская седловина

Южно-Припятским краевым разломом от Украинского щита, на севере — Северо-Припятским краевым разломом от Белорусской антеклизы и Северо-Припятского плеча, Жлобинской седловины, Гремячского погребенного выступа. На востоке Брагинско-Лоевская седловина отделяет Припятский грабен от Днепровско-Донецкого прогиба; на западе граница прогиба с Полесской седловиной проведена условно по изогипсе поверхности фундамента — 0,5 км. Длина прогиба достигает 280 км, средняя ширина — 150 км. В Припятском прогибе основную часть разреза занимают платформенные образования герцинского комплекса, представленные преимущественно отложениями девона и карбона. Наибольшую мощность имеют девонские терригенные, карбонатные, соленосные и вулканогенные формации верхнефранско-фаменского структурного этажа, накопившиеся в рифтовую стадию развития Припятского прогиба и составляющие большую часть его осадочного выполнения. Системой разломов мантийного и корового уровня Припятский прогиб расчленен на ряд ступеней (Речицко-Шатилковская, Червонослободско-Малодушинская, Шестовичско-Сколодинская и др.), имеющих в основном субширотное простирание. Ограничивающие прогиб краевые разломы (Северо-Припятский и Южно-Припятский) принадлежат к листрическим расколам мантийного уровня, ограничивающим трансплатформенный Сарматско-Туранский линеамент. Листрическими разрывами мантийного заложения являются также Червонослободско-Малодушинский (разделяющий структуры второго порядка внутри прогиба: Северную зону ступеней и Внутренний грабен) и Речицко-Вишанский разломы, к листрическим коровым дизъюнктивам относятся Глусско-Березинский, Азерецко-Великоборский, Шестовичско-Гостовский, Буйновичско-Наровлянский разломы и др.

Белорусская антеклиза — крупная платформенная структура, которая имеет почти изометричную форму. Наиболее приподнятая сводовая часть Белорусской антеклизы приурочена к Центрально-Белорусскому массиву. На погружающихся периклинальных частях антеклизы

выделен ряд погребенных выступов: Мазурский, Бобруйский, Ивацевичский, Вилейский. Вилейский выступ осложнен Воложинским грабеном. В сводовой части антеклизы на породах фундамента залегают четвертичные отложения, на склонах появляются более древние кайнозойские (неогеновые, палеогеновые), мезозойские, палеозойские и верхнепротерозойские образования, выполняющие сопредельные с антеклизой отрицательные структуры.

Полесская седловина разделяет Подлясско-Брестскую впадину и Припятский прогиб. Поверхность фундамента залегает на отметках от −0,2 до −0,5 км. Платформенный чехол представлен отложениями нижнебайкальского (полесская серия рифея), верхнебайкальского (волынская и валдайская серии венда) и киммерийско-альпийского (меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения) структурных комплексов.

Латвийская седловина имеет субмеридиональное простирание и разделяет Балтийскую и Московскую синеклизы. Поверхность фундамента залегает на отметках от −0,6 до −0,9 км. Платформенный чехол сложен преимущественно отложениями девонской и четвертичной систем. Жлобинская седловина расположена между Оршанской впадиной и Припятским прогибом, вытянута в субширотном направлении. Поверхность фундамента залегает на отметках 0,5−0,7 км ниже уровня моря. Платформенный чехол в основном представлен отложениями нижнебайкальского, герцинского и киммерийско-альпийского (юра-антропоген) комплексов. Образования нижнебайкальского и герцинского комплексов наследуют структуру поверхности фундамента, тогда как киммерийско-альпийские формируют наложенную и наклоненную к югу моноклиналь.

Воронежская антеклиза заходит на территорию Беларуси только своей западной частью (периклиналью, разделенной Клинцовским грабеном на Суражский и Гремячский погребенные выступы). В пределах названных выступов поверхность фундамента залегает на отметках −0,1 до −0,5 км, в Клинцовском грабене − погружается до −0,7 км и более. Платформенный чехол в основном представлен отложениями рифея, венда, нижнего и среднего девона (только в Клинцовским грабене), перекрытыми мезокайнозойскими образованиями.

Лукувско-Ратновский горст протягивается южнее Подлясско-Брестской впадины с запада на восток на 350 км при ширине от 13 до 40 км. В свою очередь южнее Лукувско-Ратновского горста расположена Волынская впадина, на востоке ограниченная Украинским щитом, на юге − Северо-Молдавским поднятием, на северо-западе − Люблинско-Львовским прогибом. Брагинско-Лоевская седловина разграничивает Припятский и Днепровско-Донецкий прогибы, включает Брагинский погребенный выступ и Лоевскую седловину. Поверхность фундамента отличается мелкоблоковой структурой и залегает на разных глубинах (от −0,3 до −3,9 км). Платформенный чехол представлен в основном каменноугольными и триасовыми отложениями, в северной части Брагинского выступа и в пределах Лоевской седловины выявлена мощная вулканогенная толща и распространены подсолевые девонские отложения.

Из приведенного описания внутреннего строения фундамента, основных черт структуры его поверхности и образований платформенного чехла видны некоторые общие тектонические особенности строения и формирования платформенных структур.

Анализ особенностей строения платформенного чехла позволил выявить основные геодинамические обстановки формирования платформенных структур западной окраины ВЕП. Главные черты истории формирования структур платформенного чехла рассматриваемого региона предопределялись глобальными геодинамическими процессами, происходившими на внешних (северо-западных, западных и юго-западных) границах Евразийской литосферной плиты (в складчатых системах палео-Карпат, Скандинавских каледонидов, Польско-Германских каледонид, герцинид Западной Европы и т. д.). Вторым важнейшим геодинамическим фактором, обусловившим особенности внутриплитного структурообразования, был континентальный рифтогенез.

Основным геодинамическим событием, определившим условия формирования платформенных структур запада ВЕП на протяжении ранне- и позднебайкальского этапов, было развитие во внутренних областях кратона рифтогенных прогибов (авлакогенов, палеорифтов) северо-восточного простирания, входивших в рифтовую систему с участием Галицийского палеорифта, располагавшегося на территории современных Карпат. Один из таких авлакогенов − рифейско-ранневендский Волыно-Оршанский прогиб, расколовший платформу на два щита (Балтийский и Сарматский) и унаследованный позднее Оршанской впадиной, − формировался как один из лучей тройного сочленения упомянутой рифтовой системы.

Центральным событием каледонского этапа было образование Балтийско-Приднепровской зоны перикратонных опусканий. Это событие в основном происходило также под влиянием внешних по отношению к Евразийской литосферной плите глобальных геодинамических факторов: раскрытия палеоокеана Япетус (Прото-Атлантики) и формирования у западной границы ВЕП океанского шельфа и материкового склона (пассивной континентальной окраины), последующего закрытия палеоокеана Япетус и развития на месте коллизионного шва Аппалачско-Британско-Скандинавской складчатой системы, а на месте отходившего от океана в качестве одного из звеньев тройного сочленения Рюгенско-Поморского бассейна палеорифта, а затем складчатой системы, располагавшейся вдоль линии Тейссейра-Торнквиста. Активные геодинамические процессы в смежных с платформой каледонских складчатых системах сопровождались крупномасштабными надвиговыми (надвиганием складчатых комплексов на платформу) и сдвиговыми дислокациями, динамическое воздействие которых на прилегающие территории литосферной плиты послужило основной причиной перестройки структурного плана кратона, образования новых разрывных нарушений и активизации уже имевшихся разломов.

На герцинском этапе основным геодинамическим событием, обусловившим структурообразование во внутренних областях ВЕП, также были коллизионные процессы: формирование в Прикаспийской области палеоокеана Прото-Тетис на южной окраине ВЕП системы рифтов тройного сочленения, одной из ветвей которой стал Припятско-Днепровский авлакоген (его северо-западной частью является Припятский палеорифт), расколовший Сарматский щит на Украинский щит и Воронежскую антеклизу, рифтинг в Корнуэлл-Реногерцинском линеаменте, развитие складчатой системы в районе расположения современных Карпат. На рубеже девона и карбона под воздействием на внешнюю западную границу литосферной плиты тектонических деформаций бретонской фазы герцинского орогенеза в пределах запада кратона образовалась новая сеть разломов субширотного и северо-восточного направления. Разломные ограничения получила Балтийская синеклиза (южная граница), Подлясско-Брестская впадина, Луковско-Ратновский выступ. На рубеже среднего и позднего карбона в результате астурийской фазы герцинского орогенеза во внутренних областях Евразийской плиты активизировались разломы северо-западного простирания, в том числе зона Тейссейра-Торнквиста. В зоне Тейссейра-Торнквиста произошел крупномасштабный левосторонний сдвиг, сопряженный со сдвиговыми смещениями вдоль разломов северо-восточного направления на западной окраине Восточно-Европейской платформы.

Структурогенез киммерийско-альпийского этапа эволюции земной коры запада ВЕП также определяли глобальные процессы: юрско-меловой и кайнозойский спрединг в Северной Атлантике, раскрытие впадин Норвежского и Гренландского морей, сближение Африканской и Евразийской литосферных плит, закрытие палеоокеана Тетис, сопровождавшееся коллизией и региональным сжатием в области Альпийско-Карпатского орогена. С этими глобальными геодинамическими событиями связано развитие многочисленных континентальных рифтов преимущественно в пределах молодой Западно-Европейской платформы (в том числе образование Датско-Польского авлакогена). Динамическое воздействие Альпийско-Карпатского сегмента Альпийско-Гималайского коллизионного складчатого пояса начиная со второй половины олигоцена становится одним из наиболее важных факторов структурообразования во внутренних областях запада Евразийской литосферной плиты (в том числе на западной окраине ВЕП). С этого рубежа началась неотектоническая стадия.

Основными причинами (геодинамическими факторами) названных перестроек и образования новых платформенных структур во внутренних областях Евразийской литосферной плиты служили глобальные геодинамические процессы на ее внешних границах, выражавшиеся в образовании новых рифтов и раскрытии океанов, закрытии ранее существовавших палеоокеанов, формировании мощных складчатых систем (орогенов) в зоне коллизии литосферных плит, а также тесно связанный с такими событиями континентальный рифтогенез. Следовательно, главными геодинамическими факторами образования платформенных структур на территории Беларуси и смежных областей запада ВЕП служили глобальные геодинамические процессы на ее внешних границах Евразийской литосферной плиты и континентальный рифтогенез.

Неотектонические структуры. Резкое различие неотектонического плана по отношению к рассмотренным выше древним платформенным структурам определяет необходимость краткой характеристики неотектонического районирования Центральной Европы, включая территорию запада ВЕП. Обособление новейших структур произведено на основе характера распределения суммарных амплитуд вертикальных неотектонических движений [Гарецкий и др., 1999].

Значения суммарных амплитуд вертикальных неотектонических движений на площади Центральной Европы изменяются в широких пределах. Амплитуда среднемиоцен-четвертичного поднятия Восточных (Украинских) Карпат составляет не менее 1,5—2 км, в Предкарпатском прогибе суммарная амплитуда погружения достигает 4,5—5 км, в Северном море — 1,7 км, в западной части Черноморской впадины подошва среднемиоценовых отложений (кровля майкопской свиты нижнего миоцена) залегает на глубине 7 км, подошва четвертичных — 4,5 км. Значительное неотектоническое воздымание претерпел Скандинавский эпиплатформенный ороген: в шведской части Балтийского щита — до 0,5 км, а в пределах Скандинавского нагорья — более 1,2 км. На территории Волыни (Западная Украина) амплитуда неотектонических движений изменяется от первых метров до 380 м (Подольский блок). Украинская антеклиза характеризуется амплитудой поднятия от 175 до 280 м, Днепровская синеклиза — до 100 м. На севере Центрально-Европейского региона (Финляндия, Карелия) и в его восточной части (территория запада России) выделяется обширная область умеренных поднятий (100—200 м и немного более). На территории самых западных областей России, Беларуси, Литвы, Латвии, Эстонии наблюдается постепенное моноклинальное уменьшение амплитуд поднятии с востока и юго-востока на запад и северо-запад. В восточной части котловины Балтийского моря (восточнее о. Борнхольм) оно сменяется существенным опусканием (до 250 м и более в Ботническом заливе). Напротив, Западной Балтике свойственно дифференцированное поднятие с амплитудой до 100 м в районах восточной и северо-восточной Ютландии, островов Рюген, Мен, Фюн, Зеланд и др. В направлении Скандинавского полуострова происходит достаточно интенсивное воздымание. В Западной Дании намечается область погружения опорного горизонта (рюпельских отложений) до 0,4 км, которая продолжается в депрессию Северного моря, где этот показатель составляет 1,5—1,7 км и немного более, а общий размах вертикальных движений в Скандинавско-Североморском регионе составляет 3,0—3,5 км. Соотношение приведенных показателей амплитуд неотектонических движений и продолжительности соответствующего новейшему времени геохронологического интервала позволяет оценить средние скорости неотектонических движений: для Альпийско-Карпатского орогена — до 0,2 мм/год и более, для платформенных областей — от 0,01 до 0,08 мм/год.

Амплитуды постгольштейнских (последние 400 тыс. лет) вертикальных движений на территории Германии, Польши, Литвы, Беларуси составляют первые либо первые десятки метров (максимально до 50 м), что соответствует скорости поднятия либо опускания за это время порядка 0,1 мм/год, в то время как для Восточной Балтики они заметно выше и достигают 0,5 мм/год. Следовательно, начиная со среднего плейстоцена наблюдается достаточно отчетливая активизация (ускорение) вертикальных движений. Последнее обстоятельство особенно характерно для восточной части котловины Балтийского моря. Сравнение области распространения морских отложений гольштейна и современных границ акватории Балтики показывает смещение морского бассейна на север и северо-восток (появление Ботнического и Финского заливов произошло уже в послегольштейнское время). Отсюда следует, что основное тектоническое погружение, в значительной степени повлиявшее на формирование центральной и восточной частей котловины Балтийского моря, произошло в середине среднего плейстоцена.

Изменение направленности (знака) вертикальных неотектонических движений в пределах Восточной Балтики привело к заложению здесь во второй половине среднего плейстоцена системы молодых грабенов, скорость погружения которых заметно превышала значения средних скоростей вертикальных движений в ходе всего неотектонического этапа.

Как следует из изложенного, на значительной части Центрально-Европейского региона в новейшее время произошла существенная перестройка тектонического режима и появились новые крупные структуры. В результате сформировался современный (новейший) структурный план. На западе Восточно-Европейского кратона были выделены следующие наиболее крупные новейшие структуры: Фенноскандинавский щит, Воронежско-Тверская и Украинская антеклизы, Балтийско-Белорусская и Днепровская синеклизы. Пространственное положение разнопорядковых неотектонических структур отражено на схеме неотектонического районирования Центральной Европы (рис. 6.4).

Соотношение новейших и допозднеолигоценовых структур. Особенности формирования новейших структур запада ВЕП имеют много общих черт с другими платформами. Неотектонические структурные формы (как пликативные, так и разрывные) по отношению к более древним тектоническим элементам платформенного чехла образуют два основных типа структур:

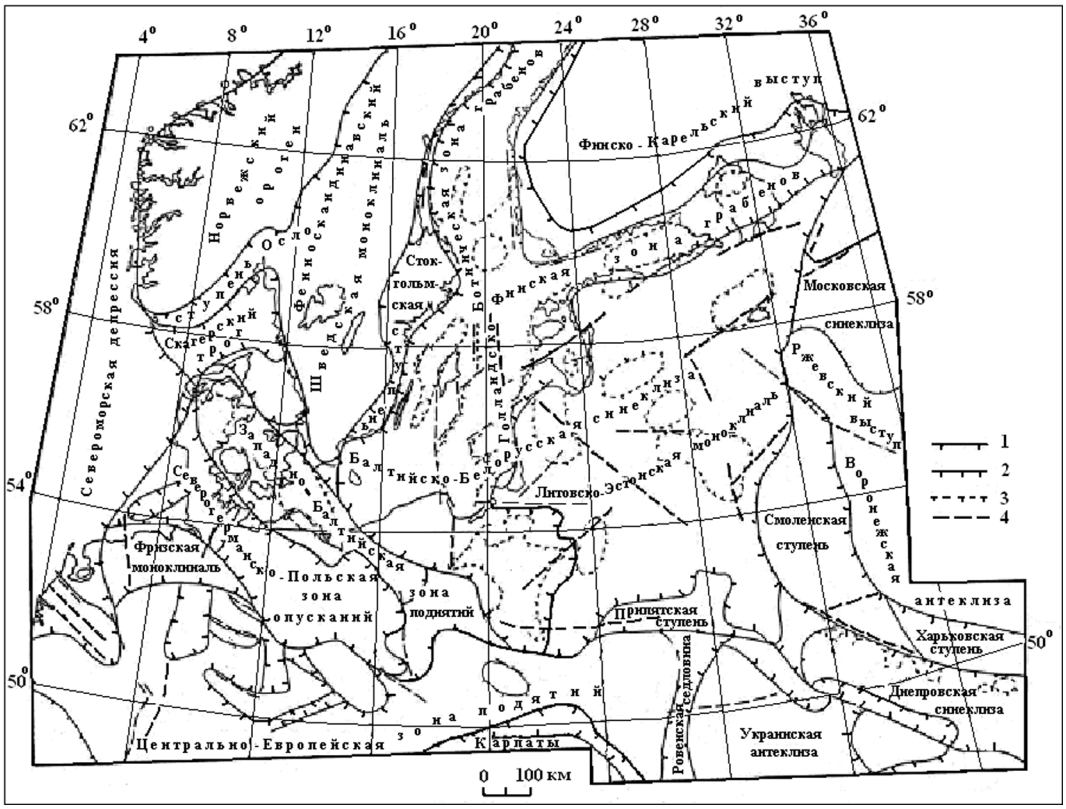


Рис. 6.4. Схема новейших тектонических элементов Центральной Европы (по: Гарецкий и др., 1999):
1–3 — границы неотектонических структур, 4 — основные разломы

унаследованные (продолжающие развитие без длительного перерыва либо возрожденные) и новообразованные (наложенные либо испытавшие инверсию).

Анализ соотношения крупнейших неотектонических элементов с глубинным строением земной коры и структурой основных разделов литосферы показал, что Балтийско-Белорусская новейшая синеклиза наложена на ряд более древних платформенных структур: Оршанскую впадину, окраины Балтийской синеклизы и Подляско-Брестской впадины, Белорусскую антеклизу, Припятский палеорифт и др. На месте западной части последней структуры, восточной части Подлясско-Брестской впадины и Полесской седловины в новейшее время образовалась неотектоническая Припятская ступень. На борту Балтийской синеклизы сформировались новейшие системы грабенов — Финская и Восточно-Балтийская, причем только Ботническому грабену соответствует остаточный одноименный раннепалеозойский прогиб. Новейшая Мазовецкая депрессия расположена на периклинали Мазурского погребенного выступа Белорусской антеклизы. Воронежская антеклиза в новейшее время значительно расширилась за счет соседних территорий, находящихся над Московской синеклизой, образовав существенно более обширную Воронежско-Тверскую неотектоническую антеклизу. Сохранила свое приподнятое положение Украинская антеклиза. Между обеими антеклизами продолжала развиваться и новейшая Днепровская синеклиза, хотя ось наибольшего ее погружения (Кременчугская депрессия) сместилась к юго-юго-западу по сравнению с осью мезозойской синеклизы.

На Западно-Европейской молодой платформе отмечается значительно большее совпадение новейших и более древних тектонических элементов, хотя здесь также наблюдается ряд наложенных новейших тектонических элементов, но они носят второстепенный характер. В общем, новейшие структуры на древнем Восточно-Европейском кратоне и на молодой Западно-Европейской платформе отчетливо различаются по характеру соотношений неотектонических элементов со строением основных разделов литосферы: первым свойственно преобладание наложенного стиля строения по отношению к более древним платформенным структурам, вторым — унаследованного. При этом положительные структуры имеют более толстую земную кору, отрицательные — тонкую.

Одна из выявленных особенностей соотношения новейших и более древних платформенных структур заключается в том, что наследование допозднеолигоценовых образований на западе Восточно-Европейского кратона чаще происходило путем объединения (слияния) нескольких структурных элементов древнего структурного плана, в силу чего образовывалась более крупная гетерогенная структура (например, Белорусско-Балтийская синеклиза и Воронежско-Тверская антеклиза, с одной стороны наследующие Балтийскую синеклизу и Воронежскую антеклизу, а с другой — занимающие значительно большую площадь за счет поглощения смежных допозднеолигоценовых структур). Создание новообразованных новейших структур, напротив, чаще шло по пути дифференциации, дробления крупных структурных образований, относящихся к предшествующим структурным этажам.

Второй особенностью новейшего структурогенеза является значительная роль наследования новейшими разрывными структурами глубинных разломов, ограничивающих крупные элементы внутренней структуры фундамента. Для большинства крупных разломов доплатформенного и платформенного заложения или, по крайней мере, их фрагментов установлены признаки активизации вертикальных движений по разрывам в новейшее время. При этом зоны многих глубинных разломов мантийного уровня и основные блоки земной коры (Лепельский, Вильнюсский, Минский, Витебский и др.) достаточно уверенно прослеживаются даже в современном рельефе.

Подавляющее большинство локальных (и более крупных) неотектонических структур продолжало свое развитие либо сформировалось в новейшее время и проявилось в мощности, строении и распределении генетических типов и фаций отложений ледниковой формации, динамике и структуре плейстоценовых ледниковых покровов, формировании гидрографической сети и некоторых характерных черт рельефа. При этом формы рельефа (морфоструктуры) собственно тектонического происхождения (тектонические уступы, ступени, локальные поднятия и опускания) встречаются реже, чем формы, имеющее в целом иное, — аккумулятивное или эрозионное экзогенное происхождение, но обнаруживающие связь с элементами неотектонического структурного плана.

В ряде других случаев проявление неотектонических и даже более древних структур в современном рельефе обусловлено воздействием на характер ледниковой седиментации. Например, максимальная мощность отложений ледниковой формации во многих случаях соответствует положительным структурам и отмечается над выступами скальных пород фундамента и осадочного чехла, над активными разломами. Важным индикатором унаследованного либо наложенного характера неотектонических структур является и гидрографическая сеть. При возрождении (наследовании) древних структур речная сеть, в общем, сохраняет свои прежние контуры, новообразованные структуры приводят к перестройке рисунка древней речной сети и формированию новых речных долин.

Активные разломы. Сеть неотектонически активных разрывных структур (разломов и мегатрещин) платформенной части Центрально-Европейского региона построена достаточно закономерно [Гарецкий и др., 1999]. Ее главными элементами служат разломы преимущественно диагональной и ортогональной ориентировки. Амплитуды вертикальных смещений по разломам обычно не превышают нескольких десятков метров. Однако в вытянутой вдоль внешней периферии Альпийско-Карпатского орогена Центрально-Европейской зоне поднятий по отдельным разломам амплитуды движений достигают уже нескольких сотен метров.

Неотектоническим движениям по разломам в ряде областей сопутствовали проявления вулканизма. В частности, сильными щелочно-базальтовыми вулканическими извержениями сопровождалось воздымание блоковых гор Центрально-Европейской зоны поднятий на участке от Арденно-Рейнского массива до Свентокшистских гор. При этом извержения проявились преимущественно по разломам меридионального и северо-восточного направления, тогда как разрывы северо-западной ориентировки чаще оставались закрытыми. Максимум вулканической активности здесь отмечается в среднем миоцене.

Ортогональную направленность имеют субмеридиональные разломы Восточно-Балтийской системы грабенов и субширотные разломы Финской. На остальной территории Восточно-Европейского кратона наиболее отчетливо проявляются диагональные неотектонически активные разломы, которые обычно направлены по азимутам 40—55° и 305—325°. Эти разломы группируются в зоны шириной до 5—10 км, а иногда и более. Разломы ортогональной системы обычно имеют отклонение от азимутов меридианов и параллелей не более 5—10°. Субмеридиональные

разломы достаточно отчетливо выделяются на стыке Балтийско-Белорусской синеклизы и Воронежско-Тверской антеклизы, а субширотные — в средней части названной синеклизы (Полоцкая зона), а также на Припятской ступени и Украинской антеклизе.

Результаты реконструкции полей неотектонических напряжений [Sim et al., 1995] показали, что механизм формирования новейших структур запада ВЕП в значительной степени обусловлен сдвиговыми напряжениями, которые имеют ориентированную субмеридионально ось сжатия и направленную субширотно ось растяжения. В таком поле напряжения разрывы северо-западного простирания являются правыми сдвигами, а северо-восточного простирания — левыми. В области, примыкающей к котловине Балтийского моря, ориентировка сжимающих напряжений заметно изменяется, иногда на обратную. Ортогональные разломы в основном имеют признаки сбросов, реже сбросо-сдвигов. Данные сейсмических наблюдений показывают, что неотектонически активные разломы в значительной степени контролируют распределение эпицентров землетрясений [Айзберг и др., 1997, 2002].

Сеть новейших разломов более резко выражена и имеет большую густоту в пределах запада ВЕП, чем на смежной территории Западно-Европейской платформы. На молодой платформе новейшие разломы четко выражены только в Центрально-Европейской зоне поднятий и отдельных новейших грабенах. По-видимому, это связано с тем, что на территории кратона фундамент, состоящий из кристаллических пород, более консолидирован и более хрупок. К тому же здесь развит относительно маломощный платформенный чехол, который легче реагирует на разрывные нарушения. На Западно-Европейской платформе фундамент менее консолидирован, и разрывные нарушения затухают в более мощном платформенном чехле.

Активные разломы территории Беларуси встроены в общую систему новейших разрывных нарушений платформенных областей Центрально-Европейского региона. Характерными чертами новейших разрывных структур являются небольшие амплитуды вертикальных смещений и преобладание нарушений диагональной и ортогональной ориентировки. Новейшие разломы относятся к типу платформенных (проникающих в чехол) и подразделяются по рангу ограничиваемых ими тектонических элементов на суперрегиональные, региональные, субрегиональные и локальные. Кроме того, новейшие разломы отличаются по морфологии, кинематическому типу, основному этапу развития, глубине проникновения, геометрической форме плоскости сместителя.

Сопоставление сети древних разломов с новейшими и современными активными разломами позволяет выделить среди последних два основных класса: унаследованных и новообразованных. Унаследованные активные разломы наследуют (совпадают или близки по своему пространственному положению и ориентировке) фрагменты ранее существовавшей сети платформенных или доплатформенных дизъюнктивов. Новообразованные активные разломы имеют небольшую амплитуду либо представляют собой протяженные системы субпараллельных мегатрещин (без- или малоамплитудных нарушений), которые пространственно не связаны с древними разломами. Многие новообразованные дизъюнктивы «встраиваются» в регматическую сеть. Типизация и ранг активных разломов (как и ранг ограничиваемых такими разломами новейших структур) не всегда соответствует типу и рангу наследуемых древних разрывных нарушений. Поэтому ранжирование активных разломов независимо по отношению к древней системе дизъюнктивных структур.

Трудность идентификации активных в новейшее время дизъюнктивов связана с тем, что в характерных для белорусского региона и в целом для древних платформ условиях такие разрывы, как правило, не имеют заметных вертикальных или горизонтальных смещений. Они часто проявляются в широкой полосе (зоне). Поэтому принимался во внимание комплекс косвенных признаков, указывающих на существование «живого» разлома. В качестве таких признаков учитывалось отражение подобных дизъюнктивов в рельефе, гидросети, ландшафте, строении платформенного чехла и поверхности фундамента, повышенной трещиноватости пород, аномалиях геофизических полей, местной сейсмичности и др. Нередко смещения по разломам обнаруживаются фрагментарно, а не на всем их протяжении. Часть разрывов имеет незначительную амплитуду и прослеживается по косвенным признакам. Поэтому при характеристике основных особенностей новейших разрывных нарушений основной акцент сделан на описании флексурно-разломных зон, состоящих из близко расположенных, продолжающих друг друга и сходно ориентированных разломов.

Выявленная сеть активных разломов на площади Беларуси построена по общей с другими областями Центрально-Европейского региона закономерности: здесь достаточно отчетливо проступают нарушения диагональной и ортогональной направленности, причем первые выражены отчетливее. Сопоставление с данными по соседним регионам показывает, что многие разломы этой системы протягиваются за пределы Беларуси и могут быть отнесены к рангу суперрегиональных. Разломы, строящие диагональную систему, образуют не одну линию, а полосы (флексурно-разломные зоны) шириной до 5—10 км и более. Субширотные направления лучше всего проступают на юге региона, субмеридиональные — на востоке Беларуси.

Сопоставление выявленной сети с величиной суммарной неотектонической деформации показывает, что разломы ортогональной направленности лучше вписаны в новейшую структуру и нередко тяготеют к ступенеобразным перегибам на участках сгущения изобаз, чаще имеют относительно большую амплитуду вертикальных смещений. Напротив, диагональная сеть в большинстве случаев сечет площадные (пликативные) новейшие структуры и при этом часто обнаруживает явные признаки горизонтальных сдвигов.

Многие разрывные нарушения имеют характерное оперение. Оно формируется сравнительно короткими разрывами (мегатрещинами), примыкающими под острым углом к основному нарушению. Такое оперение в основном выявлено у протяженных диагональных дизъюнктивов. Зато у разломов субмеридиональной направленности чаще выявляются смещения с заметной вертикальной составляющей (до 10—15 м, а иногда и более). Наличие характерного для сдвигов оперения, скорее всего, указывает на то, что в ходе формирования новейшей разломной сети земная кора испытывала не только вертикальные, но и горизонтальные деформации. Новейшие нарушения неравномерно распределены по территории: большинство из них группируется в протяженные флексурно-разломные зоны, часто пересекающие всю территорию региона и даже выходящие на смежные площади.

Современные движения земной коры. Современные вертикальные и горизонтальные движения земной коры подразделяют на три основные группы: быстрые (импульсные) — вызывающие сейсмические толчки различной силы и длительности; короткопериодические (от нескольких часов до нескольких лет, обусловленные приливными деформациями, изменениями температурных, барических, гидротермических условий и др.) и вековые. Сочетание и наложение друг на друга разнопериодных колебательных движений образуют сложную систему циклов (ритмов), которая применительно к более длительным (сотни, тысячи и десятки тысяч лет) интервалам времени позволяет выявить общую направленность (тренд) тектонических смещений того или иного участка земной коры.

Значения скоростей вековых движений (поднятий и опусканий) в пределах запада ВЕП составляют в среднем 2—4 мм/год; максимальные очень редко достигают 8—10 мм/год. Размеры участков (длина «волн»), испытывающих более или менее однонаправленные многолетние (первые десятки и сотни лет) современные вертикальные движения поднятия и опускания в платформенных областях, могут составлять первые сотни км (от 150—200 до 600—800 км), периоды изменения знака вековых движений (колебания «волн»), скорее всего, могут изменяться от нескольких десятков до нескольких тысяч лет. Для выявления общей направленности современных вековых движений считается достаточным интервал в 20—25 лет.

По территории Беларуси и смежных областей запада Восточно-Европейского кратона в последние годы составлено и опубликовано несколько карт современных вертикальных движений земной коры. Среди них наиболее известна карта, изданная в 1973 г. под редакцией Ю. А. Мещерякова [Карта.., 1973]. Согласно этому изданию, распределение направленности и скоростей современных вертикальных движений земной коры в целом хорошо согласуется с рисунком изобаз суммарной неотектонической деформации. Так, на преобладающей части территории Беларуси, испытавшей наибольшее неотектоническое воздымание (Припятская, Смоленская ступени, Брагинско-Лоевская седловина), до сих пор в основном продолжается поднятие с интенсивностью до 1,0—2,5 мм/год. В то же время для северо-запада Беларуси и для районов, примыкающих к побережью Балтийского моря, а также значительных площадей Литвы и Калининградской области наблюдается тенденция к прогибанию с амплитудой до −1,6 мм/год (Литовско-Эстонская моноклиналь Белорусско-Балтийской синеклизы). Современное опускание земной поверхности приурочено к Воложинскому структурному заливу и особенно Полоцкой депрессии (до −3 мм/год). Отклонения от названного регионального соответствия между неотектоническими и современными движениями весьма значительны главным образом на северо-

западе Латвии и севере Эстонии, где до сих пор сказываются гляциоизостатические поднятия, скорее всего обусловленные снятием нагрузки последнего ледникового покрова.

Иная (практически противоположная) тенденция наблюдается на картах современных движений, составленных для территории Беларуси А. В. Матвеевым и Л. А. Нечипоренко, а для всего Центрально-Европейского региона — А. Фришбуттером и Г. Швабом [Карта.., 1990; Vertical.., 2001]. Эти карты отражают картину распределения знака и скоростей вековых движений, сложившуюся через 20—25 лет после составления предыдущей карты Ю. А. Мещерякова и показывающую довольно резкую смену (инверсию) направления смещений: территории юга и востока Беларуси (Припятская и Смоленская ступени, Брагинско-Лоевская седловина) оказались максимально погружающимися (со скоростью до −2 мм/год и более), а северо-западного региона на участке между Минском и Вильнюсом — стабильными либо относительно поднимающимися.

По мнению А. В. Матвеева [Матвеев, Нечипоренко, 1995], новые карты отражают происходящее в настоящее время изменение направления современных тектонических движений, означающее начало перестройки сложившегося и формирования нового структурного плана. Другим объяснением изложенного явления может быть требующий специального изучения циклический («волновой») характер современных вертикальных движений, проявляющийся в периодическом изменении их скорости и знака при относительно медленном горизонтальном перемещении крупных изгибов земной поверхности. В пользу такого объяснения говорит рисунок изобаз современных движений, которые на участке от внешней периферии Карпат на юге до Финского залива на севере образуют несколько достаточно отчетливо выраженных параллельных друг другу субширотных полос. Каждая из таких чередующихся полос (крупных изгибов, волн) имеет ширину около 150—200 км и длину порядка 800—1000 км при изменении скоростей вертикальных смещений от +1—2 мм/год на поднимающемся гребне волны до −3—5 мм/год на погружающемся пространстве между двумя соседними гребнями. Судя по приведенному несовпадению составленных в разное время карт современных вертикальных движений, период таких волн деформации должен составлять несколько десятков лет.

Следует отметить, что циклическая периодичность (2—2,5-летний и другие циклы) изменения скорости и знака современных вертикальных движений, вариаций силы тяжести, а также миграция крупных изгибов земной поверхности (деформационных волн), перемещающихся в северном направлении со скоростью около 30 км/год, действительно были установлены в результате проведения в 1975—1988 гг. комплексного изучения современной геодинамики территории Припятского прогиба. Эти детальные (до 10—12 циклов наблюдений по линиям повторного нивелирования общей длиной 5,5 тыс. км) исследования проводились под руководством В. А. Сидорова [Современная геодинамика.., 1989]. В комплекс работ также входили повторные высокоточные светодальномерные наблюдения для изучения современных горизонтальных движений земной поверхности; повторные высокоточные гравиметрические и магнитометрические наблюдения для изучения вариаций во времени силы тяжести и магнитного поля; геохимические исследования и электромагнитный мониторинг. В результате проведения многолетних повторных нивелировок и других исследований были выявлены многочисленные признаки малоамплитудных современных смещений по большинству крупных разломов Припятского прогиба (рис. 6.5).

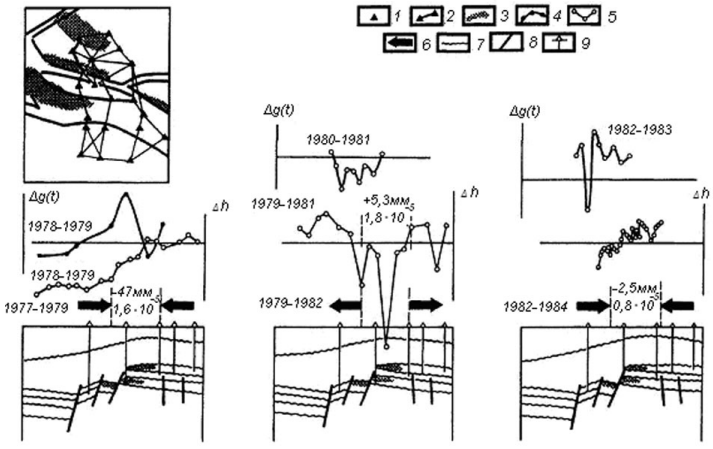


Рис. 6.5. Современные вертикальные и горизонтальные движения земной поверхности в пределах Сосновского геодинамического полигона, Припятский прогиб:

1 — пункты светодальномерных наблюдений, 2 — нестабильные линии, 3 — нефтяные месторождения, 4 — кривые изменения силы тяжести во времени, 5 — кривые современных вертикальных смещений земной поверхности, 6 — направление и величины движений и деформаций в пределах нестабильных линий, 7 — геологические границы, 8 — разломы по геолого-геофизическим данным, 9 — скважины (по В. А. Сидорову и др., 1989)

Дополнительную информацию, подтверждающую возможное существование перемещающихся в общем направлении с юга на север изгибов («волн») земной

поверхности, дал специальный анализ числовых данных повторных нивелировок, имеющихся в архиве ЦНИИГАиК (Москва), выполненный А. Ф. Грачевым, Ш. А. Мухамедиевым, С. Л. Юнга. Для определения характера изгибных деформаций была использована упрощенная модель упругой литосферы. В результате выполненного моделирования была получена схема современных полей напряжений территории Беларуси и смежных областей запада ВЕП. На схеме направление черты в узлах сетки соответствует ориентировке максимальной из двух главных кривизн изогнутой поверхности, отвечающей ориентации оси максимального сжатия, длина черты пропорциональна интенсивности изгиба. Из этого можно сделать вывод, что современное поле напряжений в верхней части земной коры в определенной мере подтверждает существование на поверхности литосферы крупных (шириной порядка 200 км) преимущественно субширотно вытянутых волн. Образование волн можно объяснить влиянием глобальных тектонических напряжений, передаваемых от границ литосферной плиты. Источником таких тангенциальных напряжений в рассматриваемом регионе, скорее всего, является Карпатский ороген.

Важным результатом изучения современных движений стало выявление закономерной связи зон высоких градиентов скоростей современных вертикальных движений с выявленными по геолого-геофизическим данным активными в новейшее время разломами. По морфологии и величине градиента выделено четыре основных типа аномалий современных вертикальных движений земной коры, обусловленных современной активизацией движений по разрывным нарушениям: α — региональный однородный наклон; β — региональный изгиб; γ — локальный изгиб; s — ступенеобразный. Как показали работы А. В. Матвеева, В. А. Сидорова и др., в пределах таких аномальных выделенных зон скорости смещений достигают 30 мм/год и более, причем знак движений по «живущим» разломам может изменяться.

Интересные данные получены в результате одновременного определения характера современных горизонтальных и вертикальных движений по светодальномерным наблюдениям. Согласно этим данным, горизонтальное растяжение зоны активного разлома сопровождается локальным проседанием земной поверхности (γ-аномалии), а сжатие — поднятием и формированием изгиба (β-аномалии). При этом β-аномалии (региональный изгиб) над активными разломами представлены довольно протяженными зонами, оконтуривающими разлом. Формирующийся региональный изгиб имеет форму протяженного цилиндра, ось которого совпадает с телом разлома (повторное нивелирование вдоль разлома не обнаруживает разницы в скорости современных вертикальных смещений) [Современная геодинамика.., 1989].

По территории Центральной и Восточной Европы разработаны модели напряженного состояния верхней части земной коры, основанные на анализе сейсмологических данных [Gruenthal, Strohmeyer, 2001]. Одна из таких моделей основана на оценке фокальных механизмов землетрясений, осреднении полученных значений ориентировки осей максимального сжатия и растяжения по ячейкам сети с размерами 1°×1° и интерполяции этих данных на смежные участки. Эта модель представляет наиболее генерализованную картину распределения горизонтального стресса, источником которого практически для всей территории Беларуси и смежных областей запада ВЕП является динамическое воздействие Карпатского орогена (для Западно-Европейской платформы такой источник — Альпы). Вторая модель построена на тех же данных, но с меньшей степенью генерализации и поэтому в большей степени отражает локальные отклонения от направления регионального сжатия. Обе модели отчетливо показывают преобладание субмеридиональной ориентировки оси максимального сжатия.

Третья модель разработана специалистами Центра геофизического мониторинга НАН Беларуси (Р. Р. Сероглазов). Она основана на анализе особенностей горизонтальной двумерной поляризации волн Лява от удаленных землетрясений, регистрируемых той или иной сейсмической станцией. На

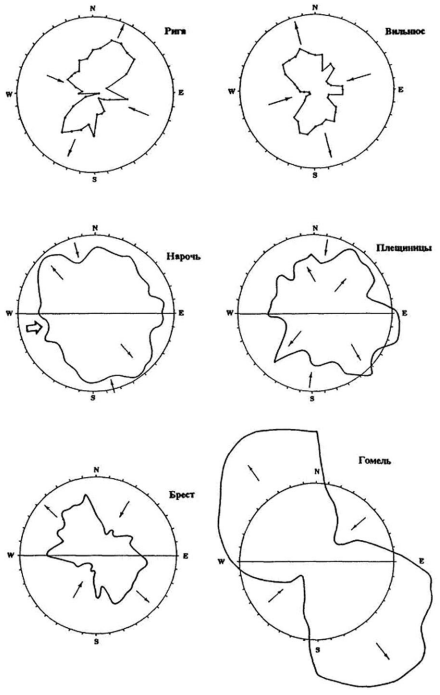


Рис. 6.6. Диаграммы направленности осей сжатия и растяжения в различных пунктах наблюдений, рассчитанные как разность двух видов поляризации

диаграммах, построенных для четырех сейсмических станций на территории Беларуси, также достаточно отчетливо проступает субмеридиональная ориентировка оси максимального сжатия, которая на юге региона несколько отклонятся к юго-западу (рис. 6.6).

Четвертая модель учитывает геологические индикаторы наиболее молодых смещений по разрывным нарушениям, полученные в результате анализа геологических индикаторов, спряженных систем разрывных нарушений, полевых замеров трещиноватости (рис. 6.7). Важным является то, что данные этой модели вполне согласуются с ранее приведенными моделями.

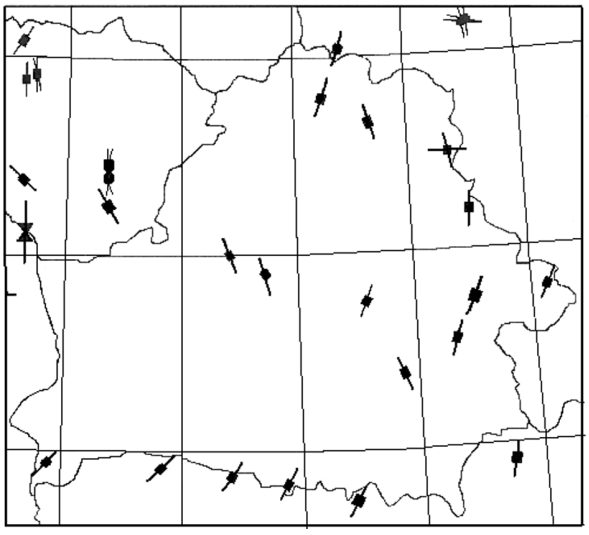


Рис. 6.7. Карта современного поля напряжений верхней части земной коры территории Беларуси. Линии показывают направление оси максимального сжатия. Составили Г. Грюнталь, Л. А. Сим, Д. Штромейер (проект МПГК 346) с использованием материалов Р. Е. Айзберга, А. К. Карабанова

Изложенное свидетельствует о том, что главной особенностью современного напряженного состояния земной коры Беларуси является региональное сжатие, ориентировка которого на большей части региона близка к субмеридиональной. При этом траектории осей максимального сжатия закономерно указывают на основной источник горизонтального стресса на территории Беларуси, Восточной Польши и Прибалтики — Восточные Карпаты. Зона динамического влияния Крымско-Кавказского орогена, скорее всего, располагается восточнее, в основном на территории России.

6.2. ИСТОРИЧЕСКИЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ОЩУТИМЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

В условиях слабой сейсмичности, а также с учетом позднего развития инструментальных сейсмометрических наблюдений, большая роль в изучении региональной сейсмичности запада Восточно-Европейской платформы относится к историческим землетрясениям.

Землетрясения происходили на территории, включающей Беларусь и страны Балтии, которая представляет собой единый сейсмотектонический регион, имеющий сходное геологическое развитие и общие современные геодинамические условия. В целом регион характеризуется относительно слабой сейсмической активностью, однако в его пределах происходили и достаточно сильные сейсмические события.

В результате изучения литературных и архивных источников, баз данных мировых и национальных сейсмологических центров были собраны материалы о 50 исторических и 17 современных инструментально зарегистрированных ощутимых землетрясениях. На основе этих данных был составлен соответствующий каталог землетрясений Белорусско-Прибалтийского региона (западная часть Восточно-Европейской платформы) (табл. 6.1). Наибольший вклад в изучение исторических землетрясений внес профессор Рижского университета Бруно Досс. Библиография его работ, а также других исследователей сейсмичности региона приведены в приложении табл. 6.1.

Каталог был составлен на основе систематизации ранее опубликованных сведений и дополнен современными данными инструментально зарегистрированных ощутимых землетрясений. Анализ литературных источников показал, что имеющиеся макросейсмические данные об исторических землетрясениях не позволяют существенно уточнить основные необходимые для сейсмотектонических построений пространственно-временные параметры очагов землетрясений: координаты, глубину, энергетические характеристики. Поэтому было принято решение все параметры, указанные в первоисточниках, оставить без изменений, за исключением корректировки энергетических характеристик. За основу была выбрана магнитуда MLH — как принято для неглубоких землетрясений, характерных для Белорусско-Прибалтийского региона.

Таблица 6.1. Каталог исторических и инструментально зарегистрированных ощутимых землетрясений Белорусско-Прибалтийского региона (западная часть Восточно-Европейской платформы)

№	Дата			Время			Эпицентр		Магнитуды		Io	h, км	Положение эпицентра	Макросейсмическая характеристика (краткое описание из источников информации)	Источник информации
	год	м	д	ч	м	с	φ°, N	λ°, E	MLH	Mb					
1	1602	10	07				59.50	24.70	3.8		6	5	Эстония, г. Таллин	Город Таллин и его окрестности, залив, сильное землетрясение, во время сильной бури	8, 19, 21
2	1607	07	17				59.70	24.70	3.8		6	5	Эстония, г. Таллин	Город Таллин и его окрестности, залив, сильное землетрясение	8, 19, 21
3	1616	06	30	07-08			56.40	24.20	4.1		6–7	5	Латвия, г. Семгаллен п. Бауска	Поселки Бауска Валле, Добеле, Джуксте, Яунелгава, р. Пиенава (Латвия), г. Биржай (Литва). Громоподобный гул, сотрясение домов. Толчки ощущались людьми и животными и на открытом воздухе	8, 19, 21, 22
4	1670	02	01	22			58.40	24.50	3.9		6–7	8	Эстония, севернее г. Пярну	Ночью в г. Пярну и его окрестностях вокруг, запад Эстонии и север Видзеле. Сильный грохот и колебания земли, большой испуг, люди падали, трещины в земле	1, 5, 8, 19, 21, 22
5	1783	03					56.90	23.60	2.5		4		Латвия, устье реки Слока	Ночью в окрестностях п. Шлокка в течение нескольких дней продолжался сильный подземный гул. Скрылась под водой коса земли, образовался провал площадью 5600 м^2 и глубиной 45 м	8, 19, 21, 26
6	1785	10	31				57.40	21.60	3.5		5		Латвия, г. Вентспилс	Ночью в г. Вентспилсе и окрестностях толчкообразные сотрясения. Столы, кровати и полы пришли в движение. В одном магазине товары и имущество оказались разбросанными по сторонам	8, 19, 21, 26
7	1803	01	08	23	15		53.10	23.10	3.6		6	5	Польша, г. Белосток	4 сотрясения с запада на восток: в 01 ч 55 мин, 04 ч, 05 ч и 23 ч 15 мин. Последнее было наиболее сильное. Образовались трещины во многих домах г. Белостока и его окрестностях	1, 16, 19, 21, 22
8	1807	02	23	03			56.90	24.00	3.0		3–4	5	Латвия, г. Рига	Вероятно, лишь часть территории города ощущала толчкообразные колебания. Толчки ощущались бодрствующими людьми	8, 19, 21, 22, 26
9	1821	02	20	08			56.60	25.30	2.5		2–3		Латвия, п. Кокнесе	Подземный толчок в Пасторате, замечены колебательные движения предметов	8, 19, 21
10	1821	02	21	03-04			56.60	25.30	4.0		6–7	3	Латвия, п. Кокнесе	Мощное землетрясение в Билстонне, сопровождавшееся сильным треском. Колебания зданий и треск балок, перепуганные спавшие люди, падая, выбегали наружу. В стене зерносушилки образовалась трещина. Землетрясение ощущалось еще на 4-километровом удалении в сторону Даугавы	8, 19, 21, 22
11	1821	02	22	04			56.60	25.30	2.5		2–3		Латвия, п. Кокнесе	Чутко спящие люди ощущали колебания кроватей	8, 19, 21
12	1821	02	22	07			56.60	25.30	2.5		2–3		Латвия, п. Кокнесе	Люди ощущали колебания кроватей, предметов	8, 19, 21
13	1821	02	22	07	30		56.60	25.30	4.5		7	13	Латвия, п. Кокнесе	Самый сильный толчок, сопровождаемый гулом и треском перекрытий, дверей, крыша грозит обвалиться. Люди с трудом удерживаются на ногах, тарелки, стаканы, окна дребезжат, то же происходит в населенных пунктах на расстоянии 3–6 км, ощущалось в окрестностях до 10 км	8, 19, 21, 22
14	1821	02	23				56.60	25.30	2.5		2-3		Латвия, п. Кокнесе	Землетрясение произошло на рассвете. По существующим данным в окрестностях п. Кокнесе в период с 20 по 23 февраля произошло 7 подземных толчков	8, 19, 21
15	1823	02	06	00			58.00	26.20	3.9		5	7	Эстония, юго-восточнее оз. Выртсъярв, ст. Куйкаце	Ст. Куйкаце и ближайшие окрестности ощутили сильный подземный толчок в 7 км от южной окраины оз. Выртсъяре, он ощущался всеми жителями	1, 8, 17, 19, 21, 22
16	1827	09	28	12			59.00	23.50	4.0		5	14	Эстония, севернее г. Хаапсалу	Округа Островной Виек и Западный Харрьен, п. Нукке, п. Бирке, п. Ликхольм, п. Рикхольц, п. Клейнномкюлль: незначительные колебания почвы, шум, продолжающийся несколько секунд и напоминающий лязг удаляющегося тяжелогруженого вагона, скрип полов, упал со скамейки ребенок	3, 5, 8, 16, 19, 21, 22, 25

Продолжение табл. 6.1

№	Дата			Время			Эпицентр		Магнитуды		Io	h, км	Положение эпицентра	Макросейсмическая характеристика (краткое описание из источников информации)	Источник информации
	год	м	д	ч	м	с	φ°, N	λ°, E	MLH	Mb					
17	1844	02	12-13				58.60	23.70	2.5		4	6	Эстония, восточнее г. Виртсу	Ночью ощущались толчкообразные движения в п. Карузе и южнее залива Матсалу	8, 17, 19, 21, 26, 27
18	1853	02	05	01	45		56.80	25.70	2.9		5		Латвия, п. Сауснее	В п. Сауснее произошел первый толчок, от которого дом содрогнулся и стена, у которой стояла кровать, покачнулась, раздался оглушительный шум	8, 19, 21, 26
19	1853	02	05	02	00		56.80	25.70	3.5		6		Латвия, п. Сауснее	В п. Сауснее и его окрестностях последовал второй толчок «воистину ужасный». Дрожание и гудение усадьбы и постоялого двора. Люди в страхе просыпались и покидали свои дома	8, 19, 21, 26
20	1853	03	26	04-05			59.50	24.70	1.2		2–3	5	Эстония, г. Таллин	Около г. Таллина и в дальних его окрестностях был отмечен продолжительный гул, при этом колебания почвы не ощущались	2, 8, 17, 19, 21, 26
21	1853	12	29	23	45		56.96	24.13	3.5		6		Латвия, г. Рига	Ул. Романова и Суворова, оглушительно прогремел мощный глухой звук, как выстрел из удаленной пушки. Деревянный дом сильно содрогнулся. Дребезжали стаканы и металлические предметы, передвигалась мебель, образовалась трещина в земле шириной 4,5 см, пересекающая улицу	8, 19, 21, 26
22	1854	01	05	03-05			56.96	24.13	2.9		4		Латвия, г. Рига	По соседству с ул. Романова и Суворова ощущались сотрясения, оцепенение и страх у людей. Перекосы в дощатой стене амбара. Образуется еще одна трещина в земле, полутораметровый щуп наталкивается в трещине на грунт. Подобное образование трещин в земле наблюдалось в разных местах и продолжалось около недели от пригородной зоны Петербурга по направлению к Риге	8, 19, 21, 26
23	1857	05	18	11			57.70	22.20	4.5		7	10	Латвия, п. Ирбе	Окрестности между Большим и Малым Ирбе ощущали толчок, сопровождавшийся оглушительным громоподобным шумом. Дома грохотали, старые крыши некоторых пристроек обрушились, двигалась мебель, падали тарелки и миски, упало зеркало. Протяженность участка побережья, на котором произошло землетрясение, составила 35 км	8, 19, 21, 22
24	1858	01	15	14	10		59.30	22.60	3.0		5	10	Эстония, северо-восточнее о. Хийумаа	На северный берег о. Хийумаа пришли две волны (соответственно 85 см и 1 м) в 14^h10^m и 14^h26^m, а в устьях рек в г. Кярдла и в д. Кыргессааре стоявшие в море близ берега на якоре рыболовные лодки были выброшены на берег	1, 5, 8, 17, 19, 21, 22, 23
25	1869	02	15	03			59.50	24.70	2.5		5		Эстония, г. Таллин	Толчок и грохот, сильное сотрясение кроватей, пробуждение людей, самопроизвольное распахивание дверей, дребезжала посуда	8, 17, 19, 21, 26
26	1870	02	06	04	45		56.96	24.13	3.5		5		Латвия, г. Рига	В петербургском пригороде ощущались два слабых толчка, которые будили людей вследствие сотрясений и дребезжания посуды, лопнуло несколько стекол в окнах домов. Повреждений не было	8, 19, 21, 26
27	1870	02	06	05	20		56.96	24.13	2.9		4		Латвия, г. Рига		8, 19, 21, 26
28	1870	02	11				56.96	24.13	2.5		3		Латвия, г. Рига	В ночь с 10 на 11 февраля в петербургском пригороде произошел толчок, который разбудил спящих людей и вызвал дребезжание посуды — эпицентр находился на углу Мельничной и Николаевской улицы	8, 19, 21, 26
29	1877	10	16	05	25		59.00	23.50	4.2		5–7	10	Эстония, о. Вормси, г. Хаапсалу	Остров Вормси, о. Осмуссаар, восточная часть о. Хийумаа, материковая часть Эстонии. Скрип конструкций деревянных зданий, дребезжание окон и посуды, сдвиг и опрокидывание неустойчивых предметов, несколько секунд грохот, свистящий звук (гул), напоминавший выстрел крупнокалиберной пушки. Два толчка с промежутками 10 с, первый сильнее	6, 8, 17, 19, 21, 22
30	1881	01	28	14	15		59.40	28.20	3.2		5–6	3–5	Эстония, г. Нарва	В радиусе 40 км вокруг г. Нарвы, г. Ивангорода: звенели стаканы, падали вещи, сыпалась штукатурка, подземный гул, выбиты стекла	1, 16, 17, 19, 21, 22, 23
31	1887	12	10				54.20	28.50	3.7		6	10	Беларусь, г. Борисов	В нескольких местах Борисовского уезда, Минской губернии, был слышен подземный гул, подобный грому. Во многих домах разбились стекла	1, 16, 19, 20, 21, 22, 24
32	1896	09	20	15			56.60	23.70	3.5		5	5	Латвия, г. Елгава	Ближайшие окрестности г. Елгава: толчок в несколько секунд, произошло 2 подземных взрыва, звенела посуда	6, 8, 19, 21, 22, 26

33	1907	01	22	02			56.90	24.07	3.5		5	7	Латвия, г. Рига, Агенскалнс	Район Агенскалнс: дрожала земля, трещина шириной полпальца через улицу и на фундаменте дома	10, 19, 21, 22
34	1908	12	28	05			54.60	25.80	4.5		7	9-10	Беларусь, Островецкий район, п. Гудогай	Поселок Гудогай, хутор Сержанты: страшный гром (гул), звон оконных стекол, впечатление, что падает дом, земля дрожала, животные падали на колени. Недалеко образовался глубокий ров, который тянулся с версту в длину с севера на юго-восток. Деревня Быстрица: шум (гул) как от тяжело нагруженной телеги, колебания земли несколько раз и дом как будто подвинулся, упала пила, проснулись люди, на отдельных участках трещины на земле	1, 7, 12, 19, 21, 22, 24
35	1908	12	28	20			56.90	24.14	2.9		4		Латвия, г. Рига, Чиекуркалнс	Один толчок	9, 19, 21, 22
36	1908	12	28	22	45		57.00	24.15	2.9		4		Латвия, г. Рига, Межапаркс	Межапаркс, Милгравия: волнообразные движения пола, несколько толчков друг за другом. Дрожание и скрип мебели. Беспокойство собак, шум как от быстрой телеги	9, 19, 21
37	1908	12	29	01			56.80	26.30	4.5		7	10	Латвия, г. Мадона	Города Цесвайне, Мадона, Саркани, Берзауне, Ляудона, Лаздона, Калснава: волнообразные движения, подземные взрывы, церковь получила трещину	9, 19, 21, 22
38	1908	12	29	03	30		56.94	24.07	3.5		5-6		Латвия, г. Рига, Агенскалнс	Скрипели стены и полы. Сотрясение как от взрыва	9, 19, 21, 22
39	1908	12	29	22			55.80	26.70	4.5		6-7	10-12	Латвия, г. Даугавпилс	Города Даугавпилс, Демене, Краслава, Илуксте, Медуми, пограничная территория с Литвой: шум, подобный пушечному взрыву, трещины шириной 3—4 дюйма через поля и луга, в фундаменте дома	9, 19, 20, 21, 22
40	1908	12	29				57.50	25.70	3.5		6		Латвия, г. Валмиера	Сквозные трещины в стене одноэтажного здания от фундамента до потолка	9, 19, 21
41	1908	12	30	05			56.94	24.07	2.9		4-6	10	Латвия, г. Рига, Агенскалнс	Звон люстр, проснулись люди	9, 19, 21
42	1908	12	31	04			56.95	24.00	3.5		6		Латвия, г. Рига, Засулаукс	Громкий шум. Трещина на расстоянии от Агенскалнс до Болошу	9, 19, 21
43	1909	01	31	07	15		56.90	24.10	3.5		5	6	Латвия, г. Рига, Агенскалнс	Дрожание посуды и движение предметов, трещины в земле шириной в 1 палец. Глухой тихий шум	9, 19, 21, 22
44	1909	02	12	01			56.60	20.90	3.5		6		Латвия, г. Лиепая	Рыночная площадь и ближайшие окрестности: проснулись люди от взрыва и треска. Трещины через всю площадь	10, 19, 21
45	1909	06	02	08	30		58.40	25.60	1.8		3	7	Эстония, г. Вильянди	Толчки	9, 11, 17, 19, 21
46	1910	05	21	03			56.95	24.05	4.0		6	10	Латвия, г. Рига, Засулаукс	Подземный металлический раскат, беспокоились куры	9, 19, 21, 22
47	1912	04	08	16	30		59.70	25.00	2.0		3	5	Эстония, о. Кокшер	Остров Кокшер (Кери) в 30 км северо-восточнее г. Таллина: частые сотрясения, подземный грохот	9, 17, 19, 21, 26
48	1912	04	08	23	15		59.70	25.00	1.6		2	5	Эстония, о. Кокшер		9, 17, 19, 21
49	1912	06	15				59.70	25.00	2.0		3-4	6	Эстония, о. Кокшер		26
50	1931	07	12	22			59.40	25.30	3.0		4-5	5	Эстония, восточнее г. Таллина	В 35 км восточнее г. Таллина, п. Ания: 3—4 толчка в течение часа	17, 19, 21, 22

Окончание табл. 6.1

№	Дата			Время			Эпицентр		Магнитуды		Io	h, км	Положение эпицентра	Макросейсмическая характеристика (краткое описание из источников информации)	Источник информации
	год	м	д	ч	м	с	φ°, N	λ°, E	MLH	Mb					
51	1976	10	25	08	39	44.7	59.26	23.39	4.7	4.7	6–7	13–15	Эстония, о. Осмуссаар	Толчок на о. Осмуссаар вызвал сильное дрожание зданий, продолжавшееся несколько секунд. Направление толчков вертикально снизу подтверждает тот факт, что стоявший в квартире неустойчивый макет подпрыгнул и не опрокинулся. У людей, находившихся в это время на берегу, из-под ног «уходила» щебенка. С наклонной поверхности берега полностью сполз дерн. На высоком обрывистом северо-восточном берегу на 1,5 км отрезке произошел сплошной обвал висящих над волноприбойной нишей крупных известковых глыб размером до 5 м. Землетрясение ощущалось на обширной территории Эстонии, Финляндии	13, 14, 17, 18, 19, 21, 22, 23, 25, 28
52	1976	10	25	08	49		59.30	23.50	3.5		4–5	10–15	Эстония, о. Осмуссаар	Афтершок. Ощутили все люди под открытым небом. Толчок сопровождался взрывообразным гулом	13, 14, 17, 18, 19, 21, 22, 23, 25, 28
53	1976	10	25	09	07		59.30	23.50	3.0		3–4	10–15	Эстония, о. Осмуссаар	Афтершок. В течение 15 с ощущались колебания здания и слышался звон аппаратуры	13, 14, 17, 18, 19, 21, 22, 23, 25, 28
54	1976	11	08	10	17	07.0	59.32	23.46	3.5		4–5	0–13	Эстония, о. Осмуссаар	Афтершок. Колебания земли ощущали люди	13, 14, 17, 18, 19, 21, 22, 23, 25, 28
55	1976	11	22	15	13	42.5	59.32	23.42	3.0		3	13	Эстония, о. Осмуссаар	Афтершок. Легкие колебания земли ощущали люди	13, 14, 17, 18, 19, 21, 22, 23, 25, 28
56	1978	05	10	09	05	00.0	52.80	27.70	3.5		4–5	10	Беларусь, г. Солигорск	Деревня Кулаки и окрестности г. Солигорска: ощущался гул, дребезжание оконных стекол, раскачивание висячих предметов, скрип мебели и полов на первых этажах деревянных зданий. В шахте калийного комбината произошел обвал кровли штрека	19, 21, 22, 24, 28
57	1983	12	01	21	26	34.0	52.95	27.81	2.8		4–5	7	Беларусь, северо-восточнее г. Солигорска	Город Солигорск и его окрестности, н.п. Повстынь: гул, дребезжание стекол, раскачивание висячих предметов, скрип полов, мебели, отдельные трещины в штукатурке	19, 21, 24, 28
58	1985	10	17	01	32	24.0	52.90	28.40	3.1		4	7	Беларусь, западнее г. Глуска	Город Глуск и его окрестности: колебания земли ощущали люди, раскачивание висящих предметов, цветов	19, 21, 24, 28
59	1987	04	07	23	01	28.0	58.30	26.10	2.7		3–4	10	Эстония, оз. Выртсъярв	В окрестностях северной части оз. Выртсъярв: толчки чувствовали люди, которые не спали	19, 21, 28
60	1987	04	08	23	02	22.0	58.40	26.10	3.5		4–6	7–18	Эстония, северная часть оз. Выртсъярв	Города Тарту, Вильянди, Пылтсамаа, Элва, поселки Мустла, Выхма, Тырва, Сууре-Яани, Тарвасту, Паламузе: спящие проснулись, люди испугались, окна, двери, посуда дребезжали, скрипели полы и стены деревянных домов, собаки лаяли	17, 19, 21, 26, 28
61	1987	07	05	02	42	11.7	58.30	26.00	2.9		3–4	8	Эстония, оз. Выртсъярв	Город Элва, п. Ранну и Мелески и другие: толчки чувствовали люди, которые не спали	19, 21, 28
62	1987	09	22	18	25		58.70	26.40	3.0		4–5	9	Эстония, г. Йыгева	Окрестности городов Иыгева и Пылтсамаа: три толчка, стекла в окнах дребезжали, скрипели стены. Ощущалось многими жителями	19, 21, 28
63	1988	09	02	19	17		58.80	26.40	2.9		5	7	Эстония, г. Йыгева	Окрестности г. Иыгева: два толчка, ощущались многими жителями. Сотрясение зданий, некоторые предметы опрокидывались и двигались	20, 21
64	1998	03	16	04	09	05.6	52.87	27.60	1.9		4–5		Беларусь, Солигорский район, западнее п. Погост	Радиус зоны сотрясений составил 1,5–2,0 км. Наблюдалось дребезжание стекол, самопроизвольное открывание дверей, передвижение мебели, скрип пола, многие спящие просыпались. На стенах потрескалась штукатурка, имеющиеся трещины стали больше, кое-где оторвалась кафельная плитка	28

65	2004	09	21	11	05	04.9	54.83	20.13	4.1	4.9	4-5	21	Россия, Калининградская область	Ощущалось на обширной территории Калининградской области. В городах Калининград, Светлогорск, Пионерский: падала мебель, бытовая техника, повреждено 20 зданий. В Светлогорске образовался провал глубиной 20 м. В Калининграде различные виды повреждений получили 1146 строений. Землетрясение ощущалось во многих городах России, Беларуси, Польши, Латвии, Литвы, Эстонии и Финляндии. Беларусь — города Гродно, Минск и др.: качание полов, люстр, предметов, паника на верхних этажах	28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37
66	2004	09	21	13	32	31.3	54.84	20.17	4.3	5.1	5-6	17	Россия, Калининградская область		28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37
67	2004	09	21	13	36	33.8	54.87	19.99	3.0		3	3	Россия, Калининградская область		28, 29

Приложение. Источники информации: 1 — Мушкетов И. В., Орлов А. П. Каталог землетрясений Российской империи // Записки Императорского русского географического общества. По общей географии. Т. XXVI. СПб., 1893. С. 125—255; 2 — Uber un gewohnlishe Naturerscheinung // Inland. N 14. 1853. S. 294; 3 — Carlblom I. Erdbeben in Eastland // Korrespondenzblatt des Naturforschen -Vereins zu Riga. N 1. 1854. S. 14; 4 — Berich uber das Erdbeben in der Gegend vor Narva a 16 Januar 1881 // Neve Dorptsche Zeitung. 20 jan. (1 vebr.). 1881; 5 — Doss B. Ubersicht und Natur der in Ostseeprovinzen vorgekommen Erdbeben // Korrespondenzblatt der Naturforschen — Vereins zu Riga. XL. 1898. S. 145—162; 6 — Doss B. Uber ein unbeachtet gebleibenes Beben in Estland // Korrespondenzblatt der Naturforschen-Vereins zu Riga. XLVIII. 1905. S. 121—138; 7 — Kurjor Litewshi Tuzesienic Ziemli u nas // N 11 (24). 1909; 8 — Doss B. Die hysterics (historisch) beglaubigten Einsturzbeben und seismishakustishen phonomene der russischen Ostseeprovinzen // Beitrage tuz Geophysik. B. X, H. 1. Leipzing, 1909. S. 1—124; 9 — Doss B. Die Erdstosse in der Ostseeprovinzen in Dezember 1908 und Anfang 1909 // Korrespondenzblatt der Naturforschen — Vereins zu Riga. LIII. 1910. S. 73—107; 10 — Doss B. Einige bisher unbekannt gebliebene Erdbenen in der Ostseeprovinzen // Korrespondenzblatt des Naturforschen -Vereins zu Riga. LIV. 1911. S. 3—11; 11 — Doss B. Seismische Ereignisse in der Ostseeprovinzen vom Juni 1910 bis Ende 1912 // Известия Постоянного сейсмологического комитета. Т. 6, № 7. Петроград, 1913. S. 25—32; 12 — Журнал Гудагай // Наша Нива. № 3. 1909. С. 43; 13 — Ананьин И. В., Булин Н. К., Клааман Э. Р. Осмуссаарское (Эстонское) землетрясение 25 октября 1976 г. // Землетрясения в 1976 г. М., 1980. С. 91—97; 14 — Кондорская Н. В., Никонов А. А., Ананьин И. В. и др. Осмуссаарское землетрясение 1976 г. в Восточной Балтике // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987; 15 — Никонов А. А. Землетрясения в Эстонии // Природа. № 3. 1977. С. 143—144; 16 — Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Ред. Н. В. Кондорская, Н. В. Шебалин. М., 1977. 536 с.; 17 — Nikonov A., Sildvee H. Seismis and tectonic aktivity of Estonian territory // 7th International symposium und Recent Crustal Movements of the Earth. Abstracts. Tallinn, 1986. S. 99; 18 — Никонов А. А., Сильдвээ Х. Х. Исторические землетрясения в Эстонии и их сейсмотектоническая позиция // Изв. АН ЭССР. Геология. 1987; 19 — Авотиня И. Я., Боборыкин А. М., Емельянов А. П., Сильдвээ Х. Х. Каталог исторических землетрясений Белоруссии и Прибалтики // Сейсмологический бюллетень сейсмических станций «Минск» (Плещеницы) и «Нарочь». ОНТИИ. Минск, 1988. С. 126—137; 20 — Боборыкин А. М., Гарецкий Р. Г., Емельянов А. П., Сильдвээ Х. Х., Сувейздис П. И. Землетрясения Беларуси и Прибалтики // Современное состояние сейсмических наблюдений и их обобщение (Методические работы ЕССН). Вып. 4. Минск, 1993. С. 29—39; 21 — Гарецкий Р. Г., Айзберг Р. Е., Аронов А. Г., Сафронов О. Н. и др. Отчет по НИР: «Выявить характер сейсмических и неотектонических процессов и провести сейсмическое районирование Беларуси». Институт ГН АН Беларуси. Минск. № гос. рег. 2,19951132, 1995. 419 с.; 22 — Унифицированный каталог землетрясений Северной Евразии с древнейших времен по 1990 г. // Государственная научно-техническая программа Российской Федерации по проблеме «Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии». Отв. ред. Н. В. Кондорская, В. И. Уломов. 1995; 23 — Землетрясения в СССР в 1976 году / Ред. И. В. Горбунова, Н. В. Кондорская, Н. В. Шебалин. М., 1980. 264 с.; 24 — Аронов А. Г., Сероглазов Р. Р., Аронова Т. И. Беларусь // Землетрясения Северной Евразии в 1997 году. Обнинск: ГС РАН. 2003. С. 172—180; 25 — ISC — International Seismological Center, Newbury, England. Regional catalogue of earthquakes; 26 — RFEC — Regional; Fennoskandian Earthquake Catalogue (starting from 1375); 27 — BER — University Bergen, Seismologic Observatory, Norway; 28 — ЦГМ НАНБ — Центр геофизического мониторинга Национальной академии наук Беларуси. Сейсмологические бюллетени сети станций Беларуси за 1966—2005 гг.; 29 — ГС РАН — Геофизическая служба Российской академии наук. Сейсмологический бюллетень (ежедекадный) за 2004 год. Обнинск: ЦОМЭ ГС РАН, 2004—2005 гг.; 30 — ORFEUS — Observatories and Research Facilities for European Seismology, De Bilt, Netherlands; 31 — NORSAR — Norwegian Seismic Array, Kjeller, Norway; 32 — HEL — University of Helsinki, Institute of Seismology, Finland; 33 — IDC — The Internetional Centre of the data, Austria; 34 — EMSC—CSEM — European Mediterranean Seismological Center, Essonne, France; 35 — GEOFON — GeoForschungs-Zeitrum, Potsdam, Germany; 36 — NEIC- Nahional Information Center, USGS USA; 37 — IRIS — The Incorporated Research Institutions for Seismology, New York, USA.

Формат представления данных в каталоге:

1. Номер землетрясения в каталоге.

2. Дата — год, месяц, число.

3. Время в очаге — час, минута, секунда. Время сейсмических событий по 1931 г. — местное время по литературным источникам, а для инструментально зарегистрированных землетрясений с 1976 г. — время по Гринвичу.

4. Координаты эпицентра.

5. Магнитуда. За основу выбрана магнитуда MLH, а для короткопериодной аппаратуры — Mb.

6. Интенсивность сотрясений в эпицентральной зоне (оценивалась по шкале MSK-64).

7. Глубина очага. В каталоге глубина представлена в интервале глубин, взятых из различных литературных источников.

8. Территориальное положение эпицентра. Страна, в пределах которой произошло землетрясение, и ближайший город или населенный пункт.

9. Макросейсмическая характеристика эпицентральной зоны.

10. Источник информации. Первоисточники, в которых представлены сведения о данном сейсмическом событии (прил. табл. 6.1).

На рис. 6.8 представлена карта эпицентров ощутимых землетрясений и основных тектонических нарушений запада Восточно-Европейской платформы, в основу которой положен каталог исторических и инструментально зарегистрированных ощутимых землетрясений Белорусско-Прибалтийского региона за 1602—2005 гг. (см. табл. 6.1). Размер окружностей на карте

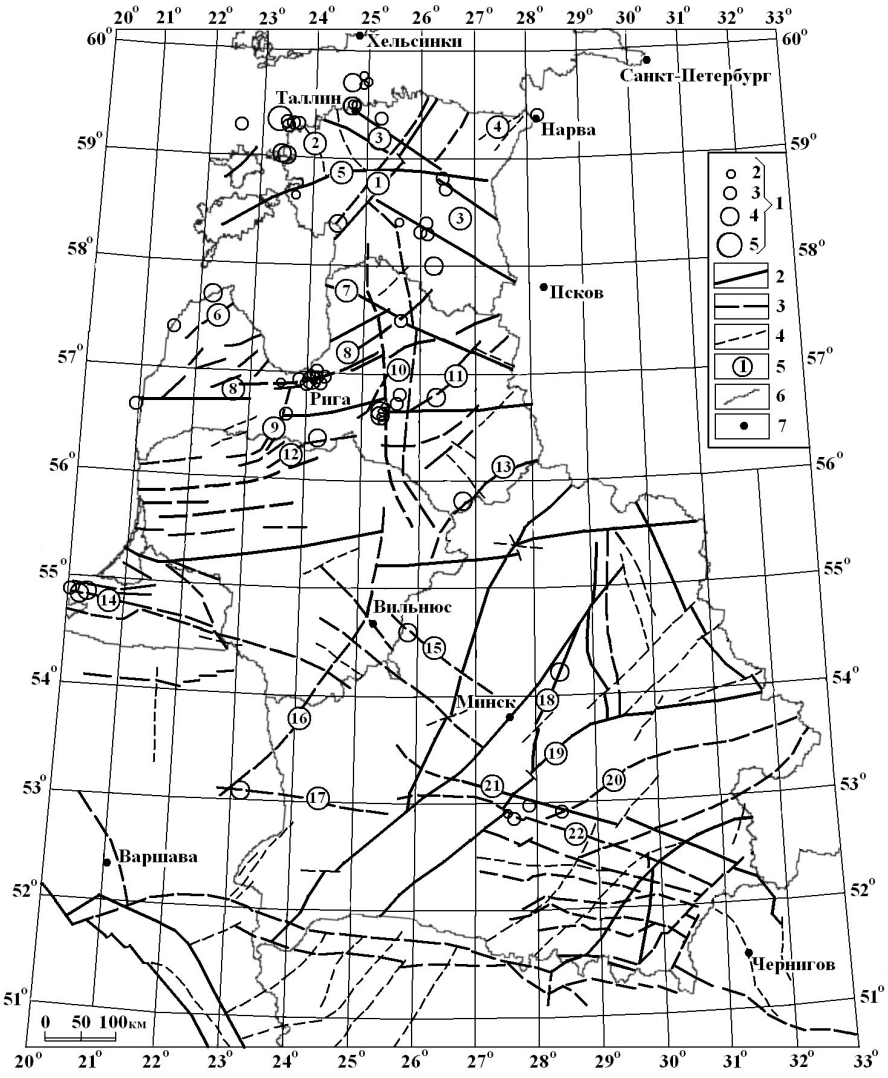


Рис. 6.8. Карта эпицентров ощутимых землетрясений и основных тектонических нарушений запада ВЕП (составила Т. И. Аронова) (расположение разломов дано с использованием материалов [Сейсмологические.., 1993; Геология Беларуси, 2001]):

1 — магнитуда землетрясений; 2—4 — разломы и зоны разломов (2 — суперрегиональные, ограничивающие крупнейшие надпорядковые структуры; 3 — региональные; 4 — субрегиональные); 5 — наименования разломов (цифры в кружках: 1 — Пярну-Тапаская зона, 2 — Вихтерпалуский, 3 — Палдийско-Псковская зона, 4 — Ахтмеский, 5 — Тартуский, 6 — Курземско-Пярнская зона, 7 — Северо-Латвийский, 8 — Лиепайско-Рижская зона, 9 — Таурагско-Огрский, 10 — Восточно-Латвийская зона, 11 — Гулбекский, 12 — Тяльшяйско-Эрглинская зона, 13 — Восточно-Литовский, 14 — Прегольская зона, 15 — Ошмянский, 16 — Верхненеманский, 17 — Свислочский, 18 — Борисовский, 19 — Стоходско-Могилевский, 20 — Кричевский, 21 — Северо-Припятский, 22 — Речецкий); 6 — государственная граница; 7 — город

соответствует землетрясениям с магнитудой от 2 до 5. Разломы и разломные зоны нанесены по опубликованным материалам Р. Е. Айзберга, Н. В. Аксаментовой, Р. Г. Гарецкого, А. К. Карабанова, П. И. Сувейздиса [Сейсмологические.., 1993; Геология Беларуси, 2001]. Эпицентры землетрясений неравномерно распределены по площади. Высокая концентрация эпицентров наблюдается в северной части региона и его береговой линии. Здесь наиболее характерными являются местные тектонические землетрясения, причиной возникновения которых были сейсмогенные зоны, приуроченные к доплатформенным и платформенным тектоническим разломам. Максимальная интенсивность землетрясений связана с восточной частью Литвы и Латвии, а также северо-западной частью Латвии и значительной частью западной Эстонии, включая ее прибрежные острова. С тектонической позиции эти районы Прибалтики относятся к прибортовой зоне Балтийской синеклизы.

Сопоставление распределения эпицентров землетрясений с разломной тектоникой региона показывает, что очаги землетрясений в основном расположены в зонах разломов. Крупные субширотные и субмеридиональные разломы создают сложную блоковую структуру региона. Некоторые разломы или их звенья не проявили пока сейсмической активности, однако это не свидетельствует о том, что они не являются сейсмогенными. На карте (см. рис. 6.8) разломы и разломные зоны, в которых проявилась сейсмическая активность в разное историческое время, обозначены кружком и пронумерованы. Их можно систематизировать и обособить в следующие сейсмогенерирующие зоны.

1. Осмуссаарская зона. Разломы преимущественно северо-восточного простирания проявляются в фундаменте и частично в чехле. На северо-западном окончании Палдийско-Псковской разломной зоны произошла серия землетрясений, которые находятся в табл. 6.2 под номером: 1, 20, 25, 50. К Вихтерпалускому разлому приурочены землетрясения № 51—55. На северо-западном окончании Тартуского разлома субширотного простирания произошло землетрясение № 17. К этой зоне можно отнести землетрясения с № 16, 24, 29.

2. Западно-Эстонская зона. Эпицентр землетрясения № 4 совпадает с Пярно-Тапаской зоной разломов северо-восточного простирания.

3. Навская зона, в ней выделяется несколько разломных зон северо-восточного простирания. Эпицентр землетрясения № 30 приурочен к Ахтмескому разлому северо-восточного простирания.

4—5. Центрально-Эстонская зона. В ней отмечается две группы эпицентров землетрясений: 4 — северная и 5 — южная. К северной зоне относятся два землетрясения № 62, 63, которые расположены в зоне пересечения восточных окончаний разломов Тартуского и Палдийско-Псковского. К южной зоне относятся землетрясения № 45, 59, 60, 61, расположенные вдоль Палдийско-Псковской разломной зоны северо-западного простирания, и землетрясение № 15.

В настоящее время выделен Полоцко-Курземский пояс разломов субширотного простирания [Гарецкий и др., 2004], который включает следующие зоны.

6. Курземская зона. Эпицентры землетрясений № 6, 23 совпадают с активной Курзеско-Пярнской зоной разломов северо-восточного простирания.

7. Рижская зона. Эпицентры землетрясений № 5, 8, 21, 22, 26—28, 33, 35—43, 46 совпадают с разломами, образующими Лиепайско-Рижскую систему разломов северо-восточного простирания.

8. Восточно-Латвийская зона. Здесь эпицентры землетрясений совпадают с узлом пересечения трех разнонаправленных зон активных разломов: меридионального, северо-восточного и северо-западного простирания. К Центрально-Прибалтийской зоне приурочены эпицентры землетрясений № 9—14, 18, 20. К Таурагско-Оргскому разлому северо-восточного простирания относится землетрясение № 32, к Гулбекскому разлому — землетрясение № 37. В зоне пересечения Северо-Латвийского разлома и Лиепайско-Рижской системы разломов расположен эпицентр землетрясения № 40. Землетрясение № 3 приурочено к Тяльшяйско-Эрглинской разломной зоне.

9. Даугавпилсская зона. Землетрясение № 39 приурочено к Восточно-Литовскому разлому северо-восточного простирания.

10. Калининградско-Литовская зона. Она расположена на западном продолжении Курземско-Полоцкого пояса разломов. В его Прегольской зоне расположены эпицентры Калининградских землетрясений № 65—67, которые произошли в настоящее время.

11. Ошмянская зона. Эпицентр землетрясения № 34 приурочен к Ошмянскому разлому северо-западного простирания.

12. Волковыско-Белостокская зона. К зоне пересечения разломов Свислочского субширотного простирания и Верхненеманского северо-восточного простирания приурочен эпицентр землетрясения № 7.

13. Минская зона. Эпицентр землетрясения № 31 приурочен к Борисовскому доплатформенному разлому северо-восточного направления.

14. Припятская зона. Характеризуется зонами пересечения доплатформенных разломов северо-восточного направления и платформенных северо-западного простирания.

Так, к Северо-Припятскому суперрегиональному разлому приурочен эпицентр землетрясения № 57. В зоне пересечения Северо-Припятского суперрегионального и Кричевского доплатформенного разломов расположен эпицентр землетрясения № 58. К зоне пересечения Речицкого разлома и доплатформенного Стоходско-Могилевского суперрегионального разлома приурочены эпицентры землетрясений № 56, 64.

Выводы. Землетрясения западной части Восточно-Европейской платформы приурочены к определенным наиболее активным в сейсмическом отношении зонам разломов или к зонам их пересечения.

Современная сейсмическая активность центральной части региона ниже, чем в северной окраинной части.

Глубинные разломы, пассивные в течение длительного геологического времени, могут активизироваться и генерировать землетрясения. Характерным подтверждением этому являются Калининградские землетрясения 2004 г.

6.3. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

6.3.1. Сеть сейсмических станций Беларуси

Современная система сейсмических наблюдений на западе Восточно-Европейской платформы состоит из сейсмических станций Беларуси, Латвии, Литвы, Эстонии и сейсмической станции, расположенной в северо-восточной части Польши (рис. 6.9).

Инструментальные сейсмометрические наблюдения на территории Беларуси начаты в 1965 г. на геофизической обсерватории «Плещеницы». Дальнейшее развитие сети было связано с исследованиями по сейсмическому районированию территории, изучению глубинного строения, а также с исследованиями по выявлению возможных предвестников землетрясений. Сейсмологический мониторинг за истекший период времени осуществлялся проведением наблюдений в непрерывном режиме в следующих пунктах: геофизические обсерватории «Минск» (Плещеницы), «Нарочь» и сейсмические станции «Солигорск», «Брест», «Гомель», «Глушкевичи», локальная группа станций в Солигорском районе. Характеристика регистрирующей аппаратуры приведена в табл. 6.2.

Сейсмическая станция «Минск», международный код MIK. Сейсмические наблюдения в экспериментальном режиме начаты в 1963 г. Обсерватория расположена в 65 км к северу от г. Минска на окраине г.п. Плещеницы. Географические координаты: $\varphi = 54{,}50$ N; $\lambda = 27{,}88$ E, высота над уровнем моря 196 м. Грунт под геофизической обсерваторией – моренные суглинки. Геологические условия: район расположен в пределах Белорусского массива, где кристаллический фундамент залегает на глубине 500–550 м. Осадочная толща представлена докембрийскими, среднедевонскими и антропогеновыми образованиями, сложенными песчано-глинистыми и гипсово-доломитовыми породами. Скважиной, пробуренной на участке станции до глубины 46 м, вскрыты два водоносных горизонта на глубинах 10–16 и 28–29 м. В августе 1965 г. начаты непрерывные сейсмические наблюдения. Сейсмическая станция размещена в лабораторном здании геофизической обсерватории. Сейсмометры установлены на фундаментах, углубленных в землю на 1,5 м. Фундаменты не соприкасаются с полом или другими жесткими конструкциями здания. Станция была оборудована вертикальным сейсмометром СВК и двумя горизонтальными сейсмометрами СГК конструкции Д. П. Кирноса, гальванометрами ГК-VII и регистриром для РС-II для оптической регистрации. В 1971 г. был установлен длиннопериодный сейсмограф СД-1, состоящий из сейсмометров СКД конструкции Д. П. Кирноса и,

Таблица 6.2. Сейсмические станции Беларуси (в хронологии их открытия) и их параметры

Станция		Дата		Координаты			Аппаратура	
Название	Код	открытия	закрытия	φ°, N	λ°, E	h, м	Тип прибора	Компонента
Минск (Плещеницы)	MIK	03.01.1963 05.06.2002		54.50	27.88	196	ССМ-СКМ ССМ-СКД SDAS	N, E, Z N, E, Z
Нарочь	NAR	17.08.1979	30.09.1989	54.92	26.73	167	СД СКМ	N, E, Z N, E, Z
Нарочь	NAR	01.10.1989 07.07.1995 28.11.2002		54.90	26.78	189	ССМ-СКМ ССМ-СКД ССМ-СД ССМ-КПЧ CSD-20 SDAS	N, E, Z N, E, Z N, E, Z N, E, Z N, E, Z N, E, Z
Гомель	GML	02.04.1982 01.02.1989 17.07.1997	01.02.1989 22.02.2003	52.30 52.60	31.00 31.08	132 159	СКМ СКМ CSD-20	N, E, Z N, E, Z N, E, Z
Солигорск	SOL	01.01.1983 1998		52.75 54.84	27.78 27.47	— 436	СКМ	N, E, Z
Брест	BRT	01.11.1981 06.11.1991 11.01.1996	 21.11.2000	 52.57 52.53	 23.86 23.73	 170	 СКМ CSD-20	 N, E, Z
Глушкевичи	GLSH	25.04.2002	10.05.2005	51.54	27.80	100	CSD-20	N, E, Z
Солигорская телеметрическая сеть	1 2 3 4	20.05.2003 20.05.2003 20.05.2003 20.05.2003		52.84 52.75 52.80 52.79	27.47 27.52 27.43 27.63	164 164 164 164		N, E, Z N, E, Z N, E, Z N, E, Z

соответственно, гальванометров SPG-4. В 1979 г. был установлен сейсмограф повышенной чувствительности СКМ-3 конструкции Д. П. Кирноса. В 1982 г. землетрясения регистрировались приборами СКМ-3, СК (основной канал и канал пониженной чувствительности) — до 1 февраля, СКД и СД-1 с 1 февраля, канал КПЧ был подключен к прибору СД-1. В 1993 г. станция была оборудована сейсмическими приборами СКМ, СКД и СД-1 с регистрацией на фотобумагу и приборами СКД и СКМ в составе аппаратуры ССМ, имеющими аналогичные амплитудно-частотные характеристики с одноименными гальванометрическими каналами. 5 июня 2002 г. была установлена цифровая сейсмическая станция SDAS (Россия) с комплектом сейсмометров СМЗ-ОС. Сейсмическая станция SDAS предназначена для производства наблюдений в широком диапазоне частот с возможностью подключения различных типов сейсмических датчиков. Регистрация информации производится в непрерывном режиме четырьмя каналами: BL — канал низкого усиления (20 Гц, широкополосные маятники), BH — канал высокого усиления (20 Гц, широкополосные маятники).

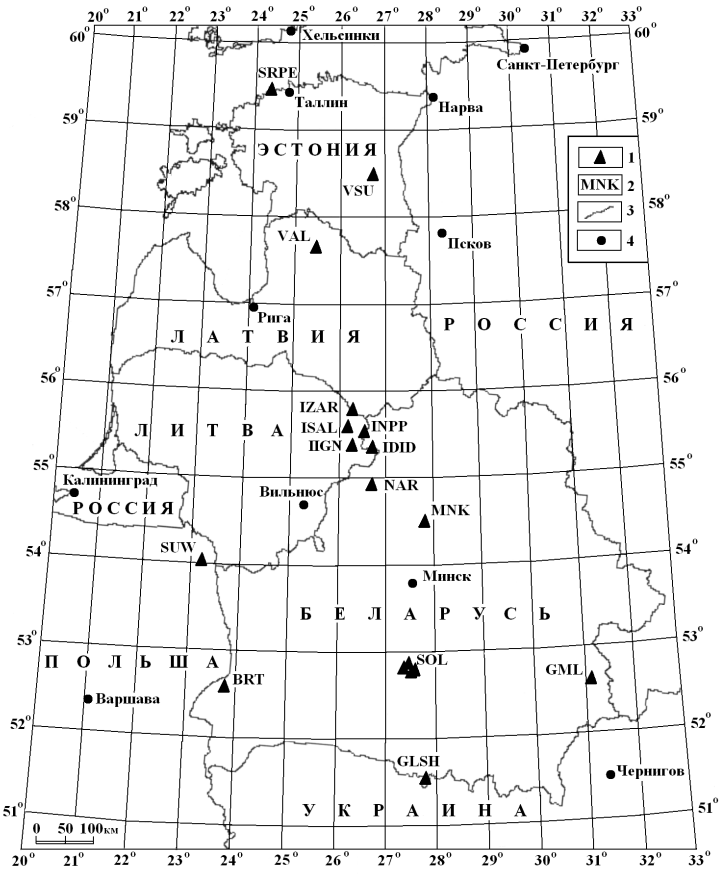


Рис. 6.9. Сеть сейсмических станций на территории западной части Восточно-Европейской платформы:

1 — сейсмические станции; 2 — код станций; 3 — государственная граница; 4 — города

Сейсмическая станция «Нарочь», региональный код NAR. Экспериментальные наблюдения на станции начаты с 1971 г. Станция была расположена в Мядельском районе вблизи озера Нарочь и одноименной деревни в 176 км к северо-западу от г. Минска. Географические координаты станции $\varphi = 52.92$ N и $\lambda = 26.73$ E, высота над уровнем моря 167 м. Грунт под станцией — супесь моренная. Станция располагалась в деревянном финском доме, сейсмометры были вынесены из здания и установлены в специальном бункере. Непрерывные круглосуточные наблюдения начаты 1 февраля 1981 г. Вначале сейсмическая информация регистрировалась сейсмометром ВЭГИК. В сентябре станция была оборудована трехкомпонентным сейсмографом СМ-3, более близким по частотной характеристике к СКМ-3. В январе 1986 г. был установлен сейсмограф общего типа СК. В 1989 г. завершено строительство комплексной геофизической обсерватории «Нарочь», которая находится в 166 км к северо-западу от г. Минска вблизи населенного пункта Теляки. Географические координаты станции $\varphi = 52.90$ N и $\lambda = 26.78$ E, высота над уровнем моря 189 м. Грунт под станцией — супесь моренная. В обсерватории была установлена многоканальная аппаратура ССМ с регистраторами видимой записи в трех частотных диапазонах, соответствующих стандартным сейсмическим каналам СКМ, СКД, СД-1, и канал длиннопериодного велосиграфа. Сейсмометры установлены в специально оборудованном выносном бункере на глубине 6 м от поверхности земли. Здесь же проводится отладка и эталонирование геофизической аппаратуры для других сейсмических станций. В январе 1995 г. канал длиннопериодного велосиграфа был заменен каналом пониженной чувствительности. В рамках участия по международному проекту «NARS — DEEP» была получена и установлена 7 июля 1995 г. цифровая сейсмическая станция CSD-20 (Нидерланды) с комплектом широкополосных сейсмометров SL-210 и SL-211 (США). В 2002 г. была установлена цифровая сейсмическая станция SDAS с комплектом сейсмометров СМ3-ОС. Регистрация информации производится в непрерывном режиме четырьмя каналами: BL — канал низкого усиления (20 Гц, широкополосные маятники), BH — канал высокого усиления (20 Гц, широкополосные маятники), EL — канал низкого усиления (40 Гц, короткопериодные маятники), EH — канал высокого усиления (40 Гц, короткопериодные маятники).

Сейсмическая станция «Солигорск», региональный код SOL. Экспериментальные наблюдения на станции начаты в 1980 г. Непрерывные круглосуточные наблюдения начаты 20 февраля 1983 г. Географические координаты станции $\varphi = 52.84$ N; $\lambda = 27.47$ E. Она находится в 9 км к северо-западу от г. Солигорска. Сейсмоприемники установлены в соляной шахте второго рудоуправления объединения «Беларуськалий». Для этой цели выделен штрек в промышленной зоне третьего калийного горизонта на глубине 600 м от земной поверхности или −436 м от уровня моря. Регистрационная аппаратура установлена в здании рудоуправления на поверхности. Связь с сейсмометрами осуществляется по телефонной линии через аппаратуру передачи данных.

С мая 2003 г. в Солигорском горнопромышленном районе проводятся наблюдения локальной группой станций, которая состоит из 4 пунктов наблюдений: ПН-1 (Рудоуправление 2), ПН-2 (Листопадовичи), ПН-3 (Краснодворцы), ПН-4 (Зажевичи). Цифровые данные со всех пунктов наблюдений передаются по радиоканалам на центральный информационно-обрабатывающий центр в режиме реального времени, где проводится их накопление в виде файлов определенного формата, содержащих десятиминутные порции информации. Каждые десять минут такой файл посредством локальной вычислительной сети передается с ЭВМ контура реального времени в ЭВМ оперативной обработки данных. Пакет оперативной обработки построен на принципе пакетной обработки данных в режиме псевдореального времени.

Сейсмическая станция «Брест», региональный код BRT. Экспериментальные наблюдения на станции начаты 1 января 1981 г. Географические координаты станции $\varphi = 52.57$ N; $\lambda = 23.86$ E, высота над уровнем моря 170 м. Непрерывные круглосуточные наблюдения начаты 1 января 1986 г. Станция располагалась в 52 км к северу от г. Бреста, в районе Беловежской пущи, д. Каменюки. Географические координаты станции $\varphi = 52.53$ N; $\lambda = 23.73$ E, высота над уровнем моря 170 м. Станция была оборудована двумя трехкомпонентными каналами СКМ и СКД в составе аппаратуры ССМ. 11 января 1996 г. на станции была установлена цифровая станция CSD-20 с комплектом широкополосных сейсмометров SL-210 и SL-211. Станция была закрыта 21 ноября 2000 г.

Сейсмическая станция «Гомель», региональный код GML. Экспериментальные наблюдения на станции начаты 1 ноября 1981 г. Географические координаты станции $\varphi = 52.30$ N; $\lambda = 30.95$ E, высота над уровнем моря 132 м. Она располагалась в 5 км к юго-востоку от г. Го-

меля, д. Старые Ченки, на учебно-экспериментальной базе Гомельского государственного университета. Непрерывные круглосуточные наблюдения начаты 1 января 1986 г. Станция была оборудована трехкомпонентным сейсмографом СМ-3. С 1 января 1990 г. станция бала перенесена в населенный пункт Новоселки Ветковского района, в 26 км к северо-востоку от г. Гомеля. Географические координаты станции $\varphi = 52.60$ N; $\lambda = 31.08$ E, высота над уровнем моря 159 м. Геологический разрез под станцией представлен кристаллическими породами фундамента и осадочным чехлом мощностью до 1000 м, состоящим из песчано-глинистых пород девона, карбона, перми, мезозоя и кайнозоя. Станция оборудована двумя трехкомпонентными каналами СКМ и СКД в составе аппаратуры ССМ. 17 июля 1997 г. на станции была установлена цифровая станция CSD-20 с комплектом широкополосных сейсмометров SL-210 и SL-211. 27 февраля 2003 г. сейсмическая станция «Гомель» была закрыта.

Сейсмическая станция «Глушкевичи», региональный код GLSH. Станция расположена в 260 км к югу от г. Минска, в населенном пункте Глушкевичи. Географические координаты станции $\varphi = 51.54$ N; $\lambda = 23.86$ E, высота над уровнем моря 100 м. Геологические условия: район расположен на северном борту Украинского щита вблизи пересечения суперрегионального Припятского разлома, проникающего в чехол, и секущего его регионального Пержанско-Самоновичского разлома, не проникающего в чехол. Кристаллический фундамент сложен гранитоидами и выходит на поверхность. 5 апреля 2002 г. установлена цифровая станция CSD-20 с комплектом короткопериодных сейсмометров СМ-3. 10 мая 2005 г. региональная сейсмическая станция «Глушкевичи» была закрыта из-за высокого уровня промышленных помех, создаваемых щебеночной фабрикой.

6.3.2. Сеть сейсмических станций стран Балтии

Под регионом Балтии здесь понимается территория, ограниченная географическими рамками по широте от 53.7°N до 59.6°N и по долготе от 19.25°E до 28.2°E, т. е. в пределах территорий Эстонии, Латвии, Литвы, Калининградской и западных частей Ленинградской и Псковской областей России, северной части Полоцкой области Беларуси, северо-восточной части Польши, части восточной и северных акваторий Балтийского моря. Общая площадь рассматриваемой территории около 358 тыс. км^2.

Инструментальные наблюдения, начатые в 70 годах прошлого столетия, вначале развивались с целью изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии [Хотько, 1974]. Для этого были организованы сейсмологические станции «Балдоне» в Латвии и «Вильнюс» в Литве, оснащенные длиннопериодной аппаратурой СД-1. Эти станции совместно с сейсмическими станциями «Минск» и «Москва» позволили создать наблюдательную систему для изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии, основываясь на методе определения дисперсионных кривых фазовых и групповых скоростей поверхностных волн Релея и Лява от далеких землетрясений. Значительный вклад в развитие длиннопериодных исследований в странах Балтии внесли Московский государственный университет и Опытно-методическая партия Института геохимии и геофизики АН Белорусской ССР (ОМП ИГГ).

Кроме обсерваторных наблюдений, применялись временные сейсмологические исследования для целей изучения глубинного геологического строения земной коры и верхней мантии (метод обменных волн землетрясений) в процессе работ методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) по профилю Советск — Рига — Кохтла-Ярве в 1986 г. [Анкудинов и др., 1991].

Толчок к развитию региональных сейсмологических исследований в странах Балтии дало землетрясение 25 октября 1976 г. на о. Осмуссаар в Эстонии. Магнитуда этого землетрясения достигла величины 4,7, а интенсивность в эпицентре составила 6—7 баллов по шкале MSK-64 [Kondorskaya et al., 1988]. После главного толчка в эпицентральной зоне Осмуссаарского землетрясения были проведены инструментальные наблюдения [Bulin et al., 1980], которые позволили зарегистрировать 4 афтершока в интервале от 25 октября до 22 ноября 1976 г.

Следующий этап в развитии сейсмологических наблюдений в странах Балтии был связан с выполнением программы по сейсмическому районированию территории СССР, включая также Восточно-Европейскую платформу. В 1988 г. в Минске, на совещании сейсмологов СССР, было принято решение провести сейсмотектоническое районирование запада СССР и построить карту масштаба 1 : 1 500 000 [Гарецкий и др., 1989]. Рамки карты включали территорию Эстонии, Латвии, Литвы, Беларуси, Украины и Молдовы.

В результате в конце 80-х годов прошлого века были организованы сейсмические станции «Таллин» и «Тарту» (Эстония), «Сугинчай» (Литва), оснащенные короткопериодными сейсмоприемниками СМ-3. Позднее на станции «Тарту» был установлен также сейсмограф общего типа (с сейсмоприемниками СКД). Создание этих станций и проведение наблюдений на них осуществляла ОМП ИГГ АН Белорусской ССР.

Необходимость развития регионального сейсмологического мониторинга была продиктована промышленным развитием региона. К основным объектам, требующим сейсмологического обоснования при проектировании и эксплуатации, относятся, прежде всего, объекты атомной энергетики, гидроэнергетики и теплоэнергетики.

В Литве в 1999 г. создана локальная телеметрическая сеть сейсмических наблюдений в районе Игналинской АЭС, состоящая из четырех периферийных станций и одной центральной. На центральной станции расположен акселерометр, а периферийные станции оснащены также сейсмометрами скважинного типа CMG-40T/30 с одной вертикальной компонентой. Игналинская локальная система сейсмологического мониторинга создавалась в целях обеспечения раннего предупреждения сейсмической опасности и регистрации региональных сейсмических явлений. В Латвии действует одна короткопериодная сейсмическая станция Valmiera. В 2006 г. предусматривается создание на северо-западе Латвии второго пункта сейсмологических наблюдений, оснащенного цифровой широкополосной аппаратурой. В Эстонии созданы две широкополосные сейсмические станции, которые свои данные передают в *GeoForschungsZentrum* (Potsdam) в рамках участия в GEOFON программе. В табл. 6.3 указаны основные характеристики сейсмических станций Балтии.

Отсутствие достаточно плотной сети сейсмологических наблюдений в странах Балтии не позволяет удовлетворительно исследовать региональную сейсмичность. Для этой цели привлекаются данные систем сейсмологических наблюдений Скандинавских стран, в частности данные *University of Helsinki Institute of Seismology* (UHIS) (Финляндия), *Bergen University* (BU) (Норвегия) и сейсмологического агентства NORSAR (Норвегия). Вместе с тем удаленность скандинавских сейсмических станций более чем на 100—150 км от территории стран Балтии приводит к существенным ошибкам в определении параметров сейсмических событий. Например, при оценке точности локации для взрывов с магнитудами менее 2,6 *ML*, произведенных на профиле *EUROBRIDGE* в 1995—1996 гг., при условии их обнаружения сейсмическими группами от 1 до 4, а также при выделении на записях S-волн диапазон ошибок локации варьировал от 9 км (4 группы, 1,56 *ML*) до 320 км (1 группа, 1,38 *ML*), а средняя ошибка локации составила величину около 27,1 км [Ringdal et al., 1999]. Естественно, при более слабых сейсмических явлениях эта ошибка может существенно возрасти.

Для повышения качества определения параметров очагов землетрясений привлекаются данные различных сейсмических станций региона. Так, наиболее полная информация о Калининградских землетрясениях была получена, прежде всего, от обсерватории Сувалки, а также других станций Польши. Это позволило определить параметры механизма очага двух главных толчков Калининградских землетрясений [Wiejacz, Debski, 2005].

Сложной проблемой является определение типа сейсмического события по данным удаленных сейсмологических систем наблюдений. При этом характер распределения сейсмических событий в течение суток (рис. 6.10) служит достаточно объективной характеристикой для получения представления о «вкладе» техногенных сейсмических событий.

Таблица 6.3. Характеристики действующих цифровых сейсмических станций Балтийского региона

Страна	Название	Код	Год	Координаты		Аппаратура
				φ	λ	
Эстония	Vasula	VSU	2003 (1996[3])	58.462	26.7347	STS-2/N, PS6-SC
Эстония	Suurupi	SRPE	2005 (1998[2])	59.4633	24.38	CMG-40T/30, Q380-M
Литва	Didziasalio	IDID	1999	55.315	26.739	CMG-40V-1, T_s=1.0 с
Литва	Ignalinos	IIGN	1999	55.35	26.223	CMG-40V-1, T_s=1.0 с
Литва	Salako	ISAL	1999	55.571	26.126	CMG-40V-1, T_s=1.0 с
Литва	Zarasu	IZAR	1999	55.75	26.246	CMG-40V-1, T_s=1.0 с
Литва	Ignalinos AE	INPP	1999	55.506	26.567	SSA-*20 (акселерометр)
Латвия	Valmiera	VAL	2001 (1994[2])	57.6336	25.4754	TC-1, GBV-316, T_s=2.0 с
Польша	Suwalki[1]	SUW	1995	54.0125	23.1808	STS-2/N, Q380-M

Примечание. [1] — геофизические обсерватории; [2] — открытие аналоговой станции; [3] — открытие цифровой станции, которая в 2003 г. была перенесена на новое место. В колонке «Аппаратура» указаны типы сейсмических сенсоров, АЦП и собственный период маятников (T_S).

Анализ данных бюллетеней UHIS и BU показывает, что значительное количество сейсмических событий произошло в дневное время: с 8 до 16 часов (GMT). Очевидно, наибольший «вклад» здесь вносят техногенные сейсмические события (взрывы). Согласно данным BU, в базе данных SEISWEB для временного интервала с 6.05.1964 до 16.03.2006 г. содержится информация о 392 сейсмических событиях с фокальной глубиной более 0,5 км, т. е. практически эти события идентифицированы с землетрясениями. Однако суточное распределение (серия 2, рис. 6.10) показывает, что большинство сейсмических событий все же попадает на дневное, рабочее время суток. Поэтому при использовании базы данных SEISWEB следует критически относиться к информации о параметрах сейсмических событий и, соответственно, их типу.

Аналогичное распределение сейсмических событий по времени суток характерно и для данных, содержащихся в бюллетенях агентства NORSAR: GBFB (*Generalized BeamForming Bulletin*) и RRSB (*Reviewed Regional Seismic Bulletin*). GBF бюллетень готовится в автоматическом режиме, а в составлении RRS бюллетеня принимает участие человек-интерпретатор.

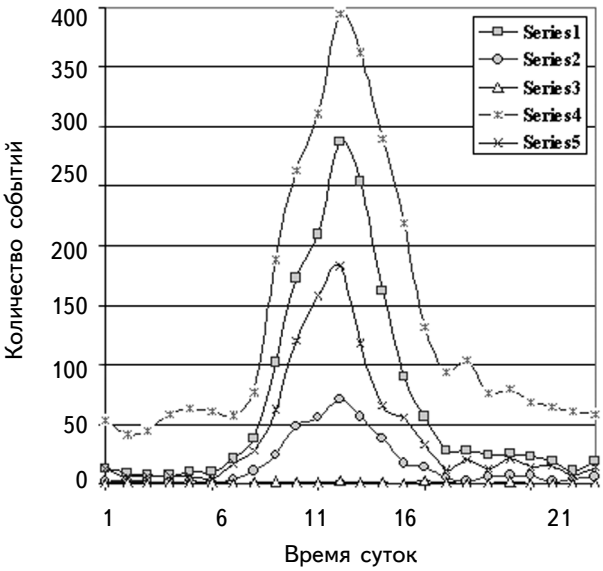


Рис. 6.10. Суточное распределение сейсмических событий в Балтийском регионе (φ = 53.7°N – 59.6°N; λ = 19.25°E – 28.2°E)

Серии: 1 – по данным Bergen University для интервала времени с 1964 по 2006 г. для 1629 сейсмических событий, независимо от фокальной глубины; 2 – по данным Bergen University для интервала времени с 1964 по 2006 г. для 392 сейсмических событий с глубиной более 0,5 км; 3 – по данным University of Helsinki Institute of Seismology (Fincat) для 18 землетрясений, указанных в табл. 6.1; 4 – по данным GBF бюллетеня NORSAR для 3229 сейсмических событий с 1992 по 2006 г.; 5 – по данным RRS бюллетеня NORSAR для 1002 сейсмических событий с 1998 по 2006 г.

Более предпочтительными данными с точки зрения равномерности распределения землетрясений выглядит информация UHIS, содержащаяся в бюллетене Fincat. Поэтому именно данные UHIS были использованы для оценки параметров сейсмической активности исследуемого региона Балтии.

Одной из серьезных проблем сейсмического мониторинга является идентификация землетрясений и выборка землетрясений из массива сейсмологических данных, в которых преобладают техногенные явления: карьерные и морские взрывы. В качестве примера сложности идентификации тектонических землетрясений на рис. 6.11 даны записи некоторых сейсмических событий неустановленной природы и землетрясения в Эстонии 28 января 2004 г.

Эпицентр сейсмического события 22.02.2005 г. (рис. 6.11, а) расположен юго-восточнее эстонского г. Тырва. В этом районе не были известны действующие карьеры, в которых могли бы производить взрывные работы. Интенсивные вступления первых продольных Pn волн заметны на всех трех компонентах. Обычно такой характер волновых форм типичен для взрывов. Поэтому можно предположить техногенную природу этого сейсмического события.

Эпицентры сейсмических событий 15.09.2001 (рис. 6.11, б) и 22.05.2001 (рис. 6.11, в) расположены в центральной Латвии, юго-западнее Риги и вблизи г. Клайпеда, в шельфовой зоне Балтийского моря.

Интенсивные вступления первой продольной Pn волны сейсмического события 15.09.2001 хорошо заметны только на вертикальной компоненте (рис. 6.11, б, верхняя компонента). На горизонтальных компонентах вступление Pn менее заметное. Природа этого сейсмического события не ясна.

Сейсмическое событие в районе г. Клайпеда (рис. 6.11, в) характеризуется более «размытым» вступлением первой Pn волны на всех трех компонентах. Природа этого сейсмического события также не ясна.

Землетрясение в Эстонии 28.01.2004 г. (рис. 6.11, г) не вызывает сомнений по двум причинам. Во-первых, UHIS идентифицировал это событие с землетрясением на основе метода «self-organizing maps (SOM)». Во-вторых, независимая проверка этого события была произведена

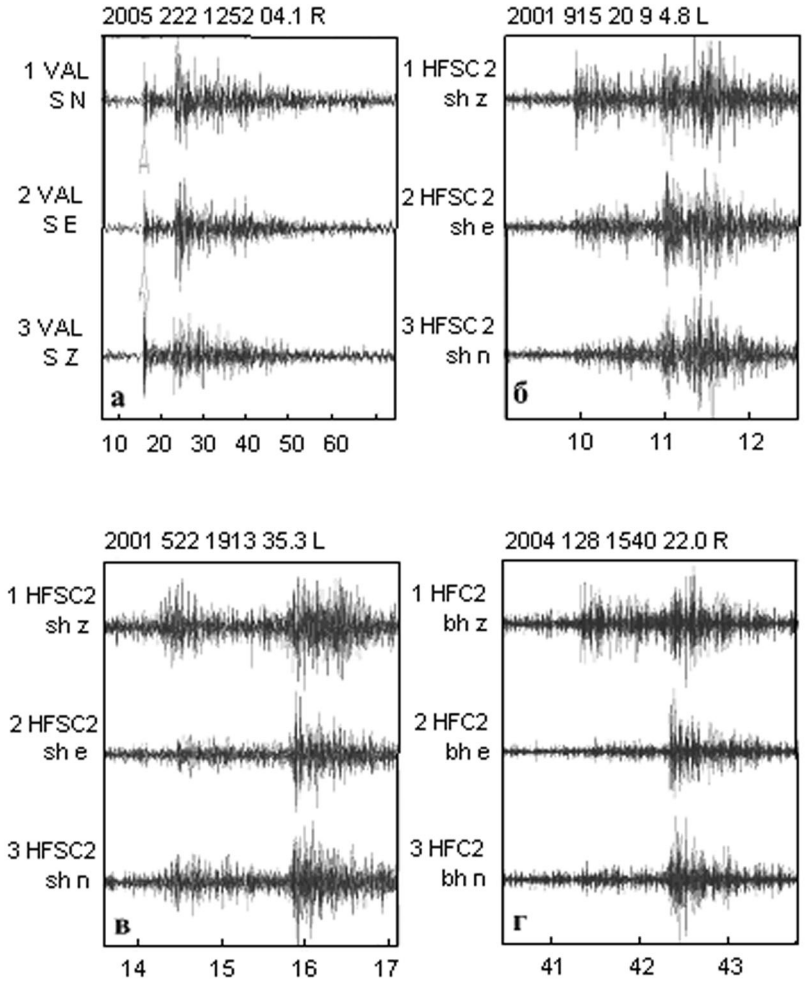


Рис. 6.11. Сравнение форм записи некоторых сейсмических событий неустановленной природы (а–в) и землетрясение в Эстонии 28 января 2004 г. (15:40:22 GMT):

а – сейсмическое событие с магнитудой ML = 1,9 на юго-востоке Эстонии 22.02.2005 (12:52:04 GMT), зарегистрированное на станции VAL (Valmiera, Латвия); б – сейсмическое событие с магнитудой ML = 2,0 в центральной Латвии 15.09.2001 (20:08:24 GMT), зарегистрированное на сейсмической станции HFSC2 (Hagfors, Швеция); в – сейсмическое событие с магнитудой ML = 2,0 в районе Клайпеды (Литва) 22.05.2001 (19:12:55 GMT), зарегистрированное на сейсмической станции HFSC2 (Hagfors, Швеция); г – землетрясение с магнитудой ML = 1,6 в западной Эстонии (см. табл. 6.1) 28.01.2004 (15:40:00 GMT), зарегистрированное на сейсмической станции HFSC2 (Hagfors, Швеция). Последовательность компонент: а – N, E, Z; б–г – Z, E, N

на основе анализа амплитудных соотношений P/S волн. Были установлены небольшие величины этих соотношений (0,34 для частоты 16,5 Гц), характерные для землетрясений. Необходимо отметить, что метод анализа амплитудных соотношений P/S волн значительно сложнее применять к сейсмическим событиям с небольшими магнитудами, поскольку для слабых событий часто сложно идентифицировать первую P волну.

К сложно идентифицируемым сейсмическим событиям относятся некоторые слабые региональные сейсмические события, зарегистрированные только одной станцией. В 2005 г. на станции Valmiera был зарегистрирован ряд событий (рис. 6.12), которые не попали в GBF бюллетень агентства NORSAR.

Поэтому необходимость создания сейсмических сетей, нацеленных в первую очередь на изучение сейсмического режима исследуемой платформенной территории, не только не теряет своей актуальности, но, напротив, возрастает в связи с новыми данными о геодинамических факторах риска для платформенных территорий, в частности современного напряженно-деформированного состояния разломных зон в платформенных, асейсмичных регионах и выявления суперинтенсивных деформаций земной поверхности в зонах платформенных, асейсмичных разломов [Кузьмин, 2002]. К факторам геодинамического риска платформенных территорий относятся также и техногенные воздействия от крупных инженерно-технических (плотины, водохранилища) [Gupta, Rastogi, 1976; Guha, Patil, 1990] и природных (подземные газохранилища) [Fourmaintraux et al., 1997; Maury, 1997] объектов на геологическую среду.

На исследуемой территории расположен ряд таких инженерно-технических и природных объектов. Причем есть основания полагать, что геодинамическая обстановка вокруг некоторых из них не является вполне благополучной.

Например, в районе Плявиньской ГЭС с максимальным перепадом уровня воды 40 м и водохранилища (Латвия) расположена крупная тектоническая грабенообразная структура, образованная Айзкрауклесским и Пиебалгским разломами. Вероятно, именно с этой структурой мог быть связан очаг землетрясения 1821 г. В период эксплуатации Плявиньской ГЭС осуществлялся мониторинг горизонтальных перемещений, который позволил отметить существенные горизонтальные движения в 1979, 1985 и 1998 гг.

Другой техногенный объект — Инчукалнское газохранилище (Латвия) — расположен вблизи тектонической разломной зоны, образованной Олайне-Инчукалнским разломом длиной 145 км. При этом амплитуда смещений по фундаменту возрастает с юго-запада на северо-восток и в районе Инчукалнского локального поднятия достигает 200 м. К главному разлому примыкает много локальных разломов с амплитудой смещения по фундаменту 50 м [Brangulis, Kanevs, 2002]. В 30 км на северо-восток от Инчукалнского локального поднятия расположен локальный максимум современных вертикальных движений (+3,5 мм/год) [Хотько, 1974], при этом разница между повторными нивелированиями составила около 30 лет (1935—1965 гг.).

6.4. СЕЙСМИЧНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ

При изучении сейсмичности территории Беларуси использованы результаты непрерывных инструментальных наблюдений, системно изложенных в бюллетенях сейсмических станций за период 1965—2005 гг. Всего на исследуемой территории инструментально зарегистрированы и обработаны 1140 сейсмических событий, из которых для 861 определены координаты эпицентров. Составлен каталог сейсмических событий Беларуси с исторических времен по 2005 г. В каталог вошло 863 сейсмических события диапазона энергетических классов K = 4,6—12,0 [Аронов и др., 2003, 2004; Аронова, 2005]. За весь период наблюдений произошло шесть землетрясений, которые имели ощутимый характер.

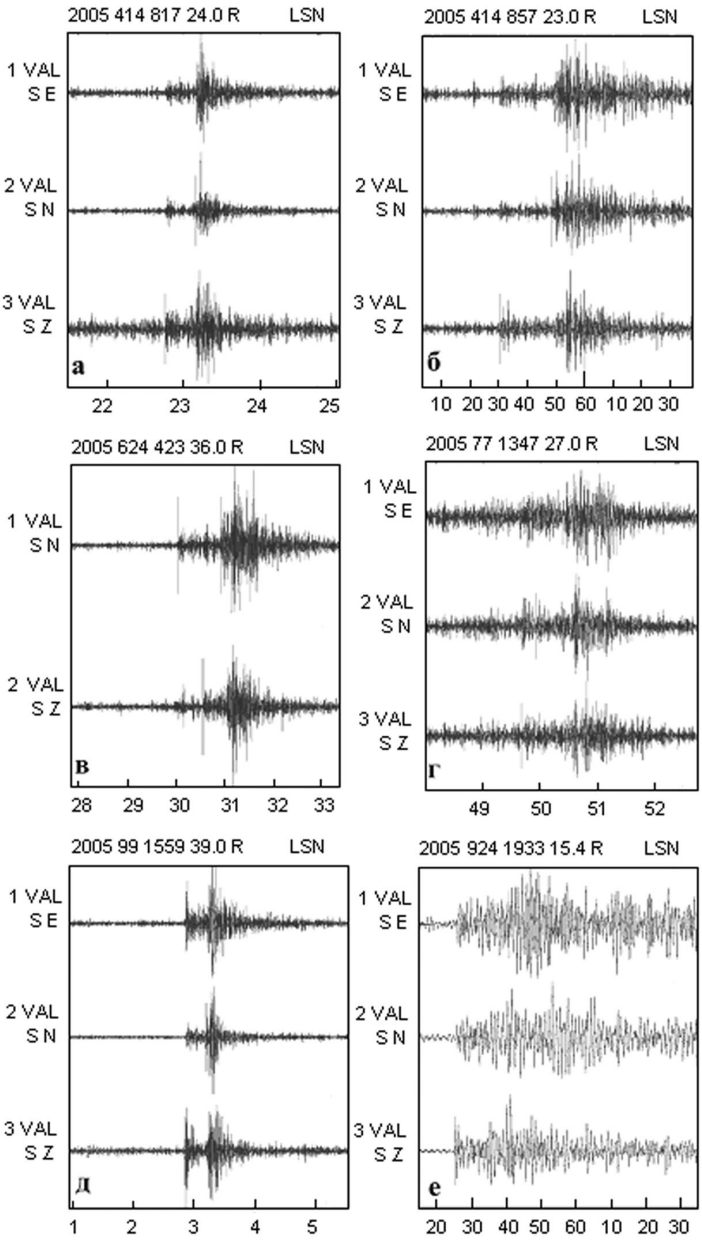


Рис. 6.12. Региональные сейсмические события неустановленной природы, зарегистрированные только сейсмической станцией Valmiera в 2005 г.

Землетрясение 10 мая 1978 г. в районе д. Кулаки (вблизи г. Солигорска) было зарегистрировано сейсмическими станциями «Минск» ($\Delta \approx 180$ км) и «Обнинск» ($\Delta \approx 600$ км). Его энергетический класс по записям этих станций составил K = 9,0. Интенсивность сотрясений в эпицентре достигала 4—5 баллов. Ощущался гул, дребезжали оконные стекла, раскачивались висячие предметы, слышался скрип мебели и полов на первых этажах деревянных зданий. В шахте калийного комбината произошел обвал кровли штрека. Землетрясение произошло в зоне сочленения Ляховичского и Речицкого региональных разломов.

Землетрясение 2 декабря 1983 г. зарегистрировано сейсмическими станциями «Солигорск», «Минск», «Нарочь», по данным которых его энергетический класс составил K = 9,0. Интенсивность сотрясений в эпицентре достигала 4—5 баллов. Ощущался гул, наблюдалось дребезжание стекол, раскачивание висячих предметов, скрип полов, мебели, отдельные трещины в штукатурке. Землетрясение произошло на пересечении доплатформенного Стоходско-Могилёвского и герцинского Северо-Припятского суперрегиональных разломов.

Наличие макросейсмических данных для землетрясений 10 мая 1978 г. и 2 декабря 1983 г. позволило оценить глубину их очагов на основе уравнения макросейсмического поля:

$$I = bM - \nu \lg(\Delta^2 + h^2)^{1/2} + c, \quad (6.1)$$

где M, Δ и h — магнитуда, эпицентральное расстояние и глубина, b, ν и c — константы.

Оценка энергетического класса производилась по номограмме Раутиан [Раутиан, 1964]. Для перевода в магнитудную шкалу использовалось соотношение [Раутиан, 1960]:

$$K_P = 4 + 1{,}8\ M. \quad (6.2)$$

Значения констант, входящих в уравнение (1), определяются региональными особенностями. Например, средние значения, принятые в практике, соответственно равны: b = 1,5, ν = 3,5, c = 3,0 [Шебалин, 1977]. Применяя эти значения, получаем h ≈ 4 км. В работе [Карпатское землетрясение 1986 года, 1990] приведены значения констант, полученные для платформенных территорий со слабым затуханием: b = 1,5, ν = 2,5, c = 1,0. В этом случае значение глубины h ≈ 1 км, т. е. оценка глубины очага 02.12.1983 г. составляет h = 1—4 км.

Землетрясение 17 октября 1985 г. произошло в 10 км западнее г. Глуска и в 70—80 км восточнее г. Солигорска, зарегистрировано оно сейсмическими станциями «Солигорск» и «Минск», «Нарочь», «Гомель», по данным которых его энергетический класс составил К = 9,5. Интенсивность сотрясений достигала 3—4 балла. Ощущались колебания земли, раскачивание висящих предметов, цветов. Произошло оно на пересечении доплатформенного Кричевского и герцинского Северо-Припятского суперрегионального разломов.

Землетрясение 16 марта 1998 г. в $04^h\ 09^m$ с К=7,5 в районе поселка Погост (Солигорский район). Оно ощущалось с интенсивностью 4—5 баллов [Аронов и др., 2004]. Опрос населения показал, что наблюдалось дребезжание стекол, самопроизвольное открывание дверей, передвижение мебели, скрип пола, многие спящие просыпались. На стенах потрескалась штукатурка, имеющиеся трещины стали больше, кое-где оторвалась кафельная плитка. Радиус зоны сотрясений составил 1,5—2,0 км. Эти факторы свидетельствуют о поверхностном характере события. Можно также предположить, что это сейсмическое событие могло спровоцировать внезапное обрушение лавы, что в совокупности с основным событием вызвало ощутимый эффект. Через сутки 17 марта 1998 г. в $04^h\ 24^m$ произошло событие с К = 5,5, которое также сопровождалось в этом месте макроощущениями, но меньшего масштаба. Каких-либо обрушений в шахте при этом зафиксировано не было. Эпицентр землетрясения расположен на пересечении Ляховичского регионального разлома и Стоходско-Могилевского суперрегионального разлома.

Карта эпицентров сейсмических событий на территории Беларуси представлена на рис. 6.13, в ее основу положен каталог сейсмических событий за период 1887—2005 гг. Размер окружностей на карте соответствует землетрясениям энергетических классов от 7 до 12.

Анализ положения эпицентров показал неравномерность их распределения по площади. На севере Беларуси наблюдались лишь единичные события, что связано, по-видимому, с одной стороны, с невозможностью определения координат для многих слабых землетрясений (на этой территории действуют всего две сейсмические станции), а с другой — с невысокой сейсмической активностью. В то же время ощутимые исторические землетрясения 1887, 1908 гг. произошли именно в северной части исследуемого региона. Высокая концентрация эпицентров землетрясений наблюдается в южной части Беларуси. Приурочена она к зоне сочленения северо-западной части Припятского прогиба и Белорусской антеклизы. Участки повышенного уровня слабой сейсмичности распространяются также к северу от этой зоны. Эпицентры сейсмических событий вдоль северо-восточной границы территории Беларуси (см. рис. 6.13) показаны по данным международных каталогов и баз данных. В этой зоне необходимо установить региональную сейсмическую станцию и выявить природу этих сейсмических событий.

Сопоставление распределения эпицентров землетрясений с разломной тектоникой региона показывает, что очаги толчков расположены в основном в различных зонах разломов. Некоторая рассеянность очагов землетрясений в северной части территории по отношению к разломам, по всей вероятности, связана с низкой точностью определения координат очагов (недостаточное количество сейсмических станций, участвующих в определении положения эпицентра землетрясения).

Происходящие в Беларуси слабые и средней силы землетрясения несут информацию о динамике разломов, строении земной коры, позволяют трассировать зоны разрывных нарушений, определить направления тектонических напряжений, а также выявлять пространственно-временные закономерности распределения землетрясений. Крупные субширотные и субмери-

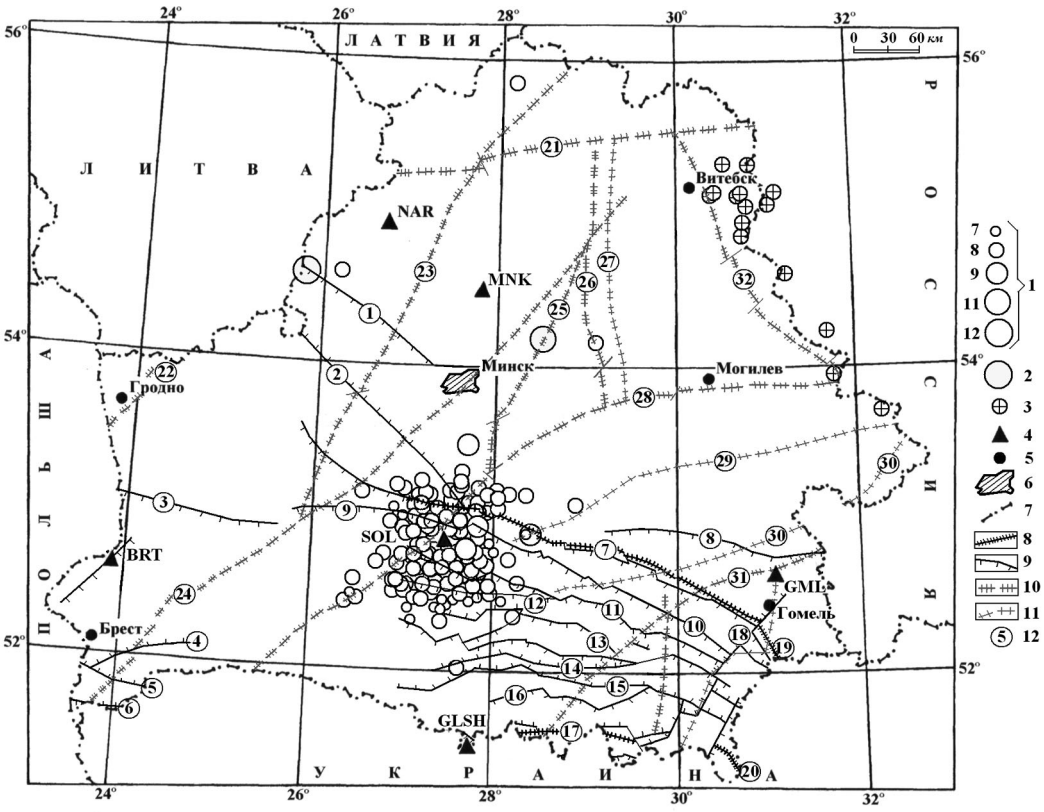


Рис. 6.13. Карта эпицентров землетрясений и зон разломов на территории Беларуси, расположение разломов дано с использованием материалов монографии [Геология Беларуси, 2001]:

1 — энергетический класс землетрясений; 2 — эпицентр исторического землетрясения; 3 — землетрясение по данным международных центров; 4 — сейсмическая станция; 5 — населенный пункт; 6 — город; 7 — государственная граница; 8—9 — разломы, проникающие в чехол (8 — суперрегиональные, ограничивающие крупнейшие надпорядковые структуры; 9 — региональные и субрегиональные); 10—11 — разломы, не проникающие в чехол (10 — суперрегиональные, разграничивающие крупнейшие области разного возраста переработки; 11 — региональные и субрегиональные); 12 — наименования разломов (цифры в кружках: 1 — Ошмянский, 2 — Налибокский, 3 — Свислочский, 4 — Дивинский, 5 — Северо-Ратновский, 6 — Южно-Ратновский, 7 — Северо-Припятский, 8 — Суражский, 9 — Ляховичский, 10 — Речицкий, 11 — Червонослободско-Малодушинский, 12 — Копаткевичский, 13 — Шестовичский, 14 — Сколодинский, 15 — Наровлянский, 16 — Ельский, 17 — Южно-Припятский, 18 — Лоевский, 19 — Северо-Днепровский, 20 — Южно-Днепровский, 21 — Полоцкий, 22 — Лосто-Коский, 23 — Кореличский, 24 — Выжевско-Минский, 25 — Борисовский; 26 — Чашниковский; 27 — Бешенковичский; 28 — Стоходско-Могилевский, 29 — Кричевский, 30 — Чечерский, 31 — Пержанско-Симоновичский; 32 — Витебский)

дициональные разломы создают сложную блоковую структуру земной коры региона. Известно, что контрастные тектонические движения и вызванная ими сейсмическая активность свойственны зонам разломов, разделяющих структуры или блоки с различным тектоническим режимом. В пределах блоков с однородным тектоническим режимом землетрясения происходят, как правило, редко; в этих случаях они связаны в основном с локальными структурно-фациальными неоднородностями внутри блоков. Распределение очагов землетрясений в различные периоды неравномерно. Сильные землетрясения происходят редко и не везде; значительное число землетрясений слабой и средней силы сконцентрировано в одних областях, тогда как их малое количество наблюдается в других. Естественно, что такая неравномерность распределения сейсмичности связана с различным уровнем активности разломов на всем протяжении их трассирования.

Некоторые разломы (или их звенья) не проявляют или почти не проявляют активности. Однако возникновение очагов землетрясений на одних участках разлома и отсутствие их на других не может свидетельствовать о том, что в последних сильные толчки когда-либо не произойдут. Выявление активных разломов (или их звеньев), которые могут быть зонами потенциальных очагов землетрясений, является одним из основополагающих элементов при проведении работ по оценке сейсмической опасности (сейсмическое районирование).

Во второй половине 90-х годов прошлого века были выполнены работы по общему сейсмическому районированию Белорусско-Прибалтийского региона [Айзберг и др., 1997]. В ходе исследований были составлены: сейсмотектоническая карта Белорусско-Прибалтийского региона, карты тектонотипов земной коры и сейсмотектонического потенциала территории Беларуси и Прибалтики, выделены 18 сейсмогенных и потенциально сейсмогенных зон ВОЗ.

Методический подход, предложенный для выделения зон ВОЗ в условиях древних платформ и использованный при общем сейсмическом районировании Беларуси и стран Балтии [Гарецкий и др., 1997], получил свое практическое подтверждение тем, что в выделенной ранее потенциально сейсмогенной Калининградской зоне ВОЗ 21 сентября 2004 г. произошли три землетрясения.

На территории Беларуси выявлены землетрясения, ранее не учтенные при составлении перечисленных карт. Эти землетрясения также хорошо согласуются с выделенными зонами ВОЗ. Так, землетрясение, произошедшее 8 июля 1980 г. с M = 2,5, расположено в 30 км к востоку от ощутимого исторического землетрясения 1887 г. и приурочено к Чашниковскому суперрегиональному разлому. Согласно сейсмотектонической карте землетрясение приурочено к Минской сейсмогенной зоне (Борисовская сейсмогенная подзона), в пределах которой могут возникать землетрясения с магнитудой M_{max} = 3,7. Землетрясение, произошедшее 27 февраля 1987 г. с M = 2,5, расположено в 20 км к востоку от ощутимого исторического землетрясения 1908 г., приурочено к Ошмянскому региональному разлому и находится в пределах выделенной на сейсмотектонической карте Ошмянской зоны, в которой могут возникать землетрясения с магнитудой M_{max} = 4,5. Землетрясение, произошедшее 29 августа 1990 г., с M = 2,1, расположено в северной части территории вблизи зоны пересечения суперрегиональных разломов — Полоцкого (субширотного простирания) и Кореличского (субмеридионального простирания). Землетрясение произошло восточнее Даугавпилсской сейсмогенной зоны, в пределах которой могут возникать землетрясения с магнитудой M_{max} = 4,5. Ощутимое землетрясение, произошедшее 16 марта 1998 г., с M = 1,9, расположено на пересечении Ляховичского регионального разлома и Стоходско-Могилевского суперрегионального разлома. Это событие контролируется Северо-Припятской сейсмогенной зоной, ее Любаньской сейсмогенной подзоной, в пределах которой могут возникать землетрясения с магнитудой M_{max} = 4,0. Землетрясение, произошедшее 16 мая 1999 г., с M = 2,5, расположено на западном окончании Сколодинского регионального разлома и приурочено к Центрально-Припятской сейсмогенной зоне, в пределах которой могут возникать землетрясения с магнитудой M_{max} = 3,5. Землетрясение, произошедшее 13 мая 2005 г., расположено западнее зоны сочленения Борисовского и Стоходско-Могилевского суперрегиональных разломов. Приурочено к Минской сейсмогенной зоне (Свислочская потенциально сейсмогенная подзона), в пределах которой могут возникать землетрясения с магнитудой M_{max} = 3,7.

Особенности пространственного распределения землетрясений в зоне сочленения северо-западной части Припятского прогиба и Белорусской антеклизы изучены на основе данных о землетрясения ($K \geq 3$) за 1983—2005 гг. В соответствии с сейсмотектонической картой запада Белорусско-Прибалтийского региона, этот район относится к Северо-Припятской и Центрально-Припятской сейсмогенным зонам. Сопоставление пространственно-временного распределения очагов землетрясений с тектонической характеристикой региона показывает, что большинство разломов здесь высокоактивны в сейсмическом отношении. Большинство слабых сейсмических толчков сконцентрировано вдоль разломов различного направления или их звеньев, т. е. слабые землетрясения в общих чертах трассируют разлом. Наблюдается приуроченность землетрясений к следующим разломам: субмеридионального простирания — Стоходско-Могилевскому, Кричевскому, Выжевско-Минскому и субширотного простирания — Северо-Припятскому, Ляховичскому, Речицкому, Червонослободско-Малодушинскому, Копаткевичскому, Шестовичскому, Сколодинскому. Отдельные землетрясения попадают в зоны пересечения субширотных и субмеридиональных разломов (см. рис. 6.13).

Распределение энергии сейсмических событий по годам и значения суммарной высвободившейся энергии за период 1983—2005 гг. приведены в табл. 6.4.

Временной ход суммарной годовой энергии в основном определяется числом происшедших сейсмических событий. Распределение числа землетрясений и суммарной выделившейся сейсмической энергии по годам представлено на рис. 6.14. Видно, что высвобождение энергии происходило неравномерно в течение периода наблюдений. Максимумы высвободившейся энергии приходятся на 1985—1986, 1990, 1996 и 1999 гг. Максимумы числа событий *N* приходятся на

Таблица 6.4. Распределение числа событий по энергетическим классам K и суммарная сейсмическая энергия ΣE по годам

Год	K_P							N_Σ	$\Sigma E \cdot 10^9$, *Дж*
	3	4	5	6	7	8	9		
1978							1	1	1,0000
1983				8	4	10	1	23	2,2384
1984			2	10	21	12		45	2,4867
1985				1	9	12	1	23	4,9754
1986				3	13	29		45	5,2807
1987				5	10	4		19	0,6530
1988			7	8	9	2		26	0,5183
1989			2	1	2	7		12	1,5799
1990			2	17	25	42		86	6,9583
1991				6	11	11		28	2,3579
1992			1		2	10		13	1,7545
1993				2	10	17		29	3,8577
1994			1	4	15	15		35	2,4578
1995			1	6	12	23		42	3,9582
1996			1	4	23	43		71	8,0120
1997			17	22	31	9		79	1,7510
1998			14	22	25	17		78	2,2754
1999				15	25	39		79	7,2272
2000				5	11	9		25	1,7009
2001			6	22	20	2		50	0,6505
2002		2	13	39	33	6		93	1,1186
2003		1	12	26	29	10		78	1,2282
2004	2	6	30	23	18	4		83	0,8976
2005	1	22	18	22	7	1	1	72	1,4288
Всего	3	31	127	271	365	334	4	1135	66,367

1990, 1996—1999, 2002—2005. Минимальные значения выделившейся энергии приходятся на 1987—1988, 2001—2005 гг., а для количества событий — 1983, 1987, 1989, 1992, 2000 гг. Четкой корреляции в поведении эти параметров не выявлено. Видимо, надо учитывать тот факт, что по мере проведения наблюдений совершенствовалась аппаратура на станциях, в связи с чем понижался класс регистрируемых событий. Начиная с 1993 г. происходило нарастание числа событий, которое вызвано увеличением числа малых эпицентрических классов землетрясений.

Сейсмические события, зарегистрированные в этом регионе, проанализированы по времени их возникновения (рис. 6.15). Если предположить, что сейсмичность связана с работами в забойной зоне, то в период ремонтных работ должно было бы наблюдаться затишье. Однако на самом деле это распределение имеет равномерный характер.

Вопрос о природе Солигорских землетрясений весьма актуален в научном и практическом отношении. Учитывая происходящие в течение длительного времени изменения напряженного состояния геологической среды, вызванные выемкой и перемещением горных пород и их складированием в соляных отвалах, можно предположить, что Солигорские землетрясения связаны с наведенной сейсмичностью и имеют техногенный характер. Однако проявление сейсмичности за пределами зоны промышленных выработок служит признаком того, что с определенного

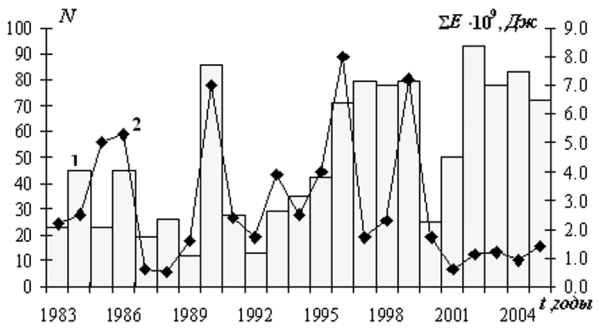


Рис. 6.14. Месячные значения числа сейсмических событий (1) и величины их суммарной сейсмической энергии (2)

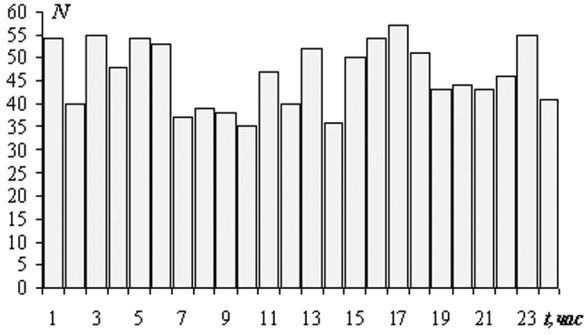


Рис. 6.15. Распределение числа событий в пределах суток

времени сейсмический процесс начинает контролироваться в основном региональными геодинамическими факторами и в меньшей степени зависит от работы горных предприятий. Это утверждение основывается, по крайней мере, на трех фактах: во-первых, «тяготения» основной массы эпицентров к областям пересечения разломных зон, что достаточно хорошо видно на карте распределения эпицентров (см. рис. 6.13), во-вторых, практически полного отсутствия связи между интенсивностью подземных горных работ и сейсмичностью. В качестве параметра, характеризующего интенсивность горных работ, может служить такая величина, как объем добычи руды, а в качестве величины уровня сейсмичности — общее число зарегистрированных за определенный период времени событий [Аронов и др., 2003]. В-третьих, абсолютное большинство событий происходит за пределами шахтных полей. Это характерное явление для наведенной шахтной сейсмичности, когда в результате эволюции сейсмического процесса область эпицентров со временем расширяется.

Говоря об элементах динамики сейсмичности, имеем в виду: 1 — миграция в пространстве и времени сейсмической активизации, выявленная при сравнении карт сейсмичности, построенных за различные периоды; 2 — определение конкретных примеров динамики сейсмичности; 3 — выявление динамики при изучении тонкой структуры сейсмичности, в частности, пространственно-временное развитие сейсмического процесса и формирование сейсмических брешей перед сильными землетрясениями [Аронова, 1994].

Динамика пространственно-временной миграции зоны группирования эпицентров землетрясений представлена на рис. 6.16. Зона группирования эпицентров землетрясений 1983 и 1988 гг. располагается в западной части эпицентральной области и рассеивается вдоль глубинных разломов: Стоходско-Могилевского, Речицкого, Ляховичского. Для сейсмических событий 1984 и 1987 гг. зона группирования эпицентров вытянута вдоль Стоходско-Могилевского разлома, охватывая зоны пересечения с субширотными разломами. Зона группирования эпицентров землетрясений 1985 и 1994 гг. имеет широтную направленность и сильно вытянута по площади до Кричевского разлома, с севера она рассеивается вдоль Северо-Припятского разлома, а на юге — вдоль Ляховичского, Червонослободско-Малодушинского и Копаткевичского разломов. В 1986, 1989, 1990, 1993 гг. зона группирования эпицентров землетрясений рассеивалась на севере вдоль Налибокского регионального, Северо-Припятского и Стоходско-Могилевского суперрегиональных разломов, а на юге — вдоль Копаткевичского разлома. В 1991, 2001, 2002, 2003, 2004 гг. зона группирования эпицентров землетрясений имела субмеридиональную вытянутость и ограничена на севере Северо-Припятским, а на юге — Копаткевичским разломами. В 1992 г. зона группирования эпицентров землетрясений располагалась в южной части эпицентральной области, на севере оконтурена Червонослободско-Малодушинским, а на юге — Шестовичским разломами. Для периода 1995—2000 гг. характерно обширное рассеивание зоны группирования эпицентров сейсмических событий по площади на севере вдоль Северо-Припятского суперрегионального разлома, на юге — Копаткевичского, на востоке — до Кричевского разлома. В 2005 г. зона группирования эпицентров землетрясений располагалась в восточной части эпицентральной области и рассеивалась вдоль восточной части Северо-Припяского, Речицкого, Червонослободско-Малодушинского разломов.

Динамика миграции ежегодного положения зоны группирования эпицентров землетрясений в Припятском прогибе определяется характером направленности современного поля напряжений. Однако отсутствие равномерной сейсмической активности вдоль протяженных разломных структур, по-видимому, можно объяснить тем, что хотя дизъюнктивные нарушения являются вероятными местами проявления тектонических напряжений, сейсмогенные напряжения накапливаются в тех блоках, где направления развития деформации различных по уровню геодинамических систем соответствуют друг другу. Сейсмогенные напряжения отдельных геологических структур (разломы, системы разломов земной коры), существующих в течение нескольких десятков и сотен миллионов лет, по-видимому, определяются характером изменения современного поля напряжений. Для поля напряжений участков более мелких размеров определяющими являются взаимодействия структурных особенностей мелких рангов, которые являются наиболее подвижными элементами земной коры, следовательно, поля напряжений их менее устойчивы во времени. Во всяком случае, для структурных единиц более мелких размеров имеются экспериментальные данные, подтверждающие этот вывод (зоны возникновения землетрясений в платформенных областях на современном этапе). Анализ особенностей проявления сейсмотектонических процессов свидетельствует о необходимости проведения специальных исследований динамики сейсмичности территории Беларуси.

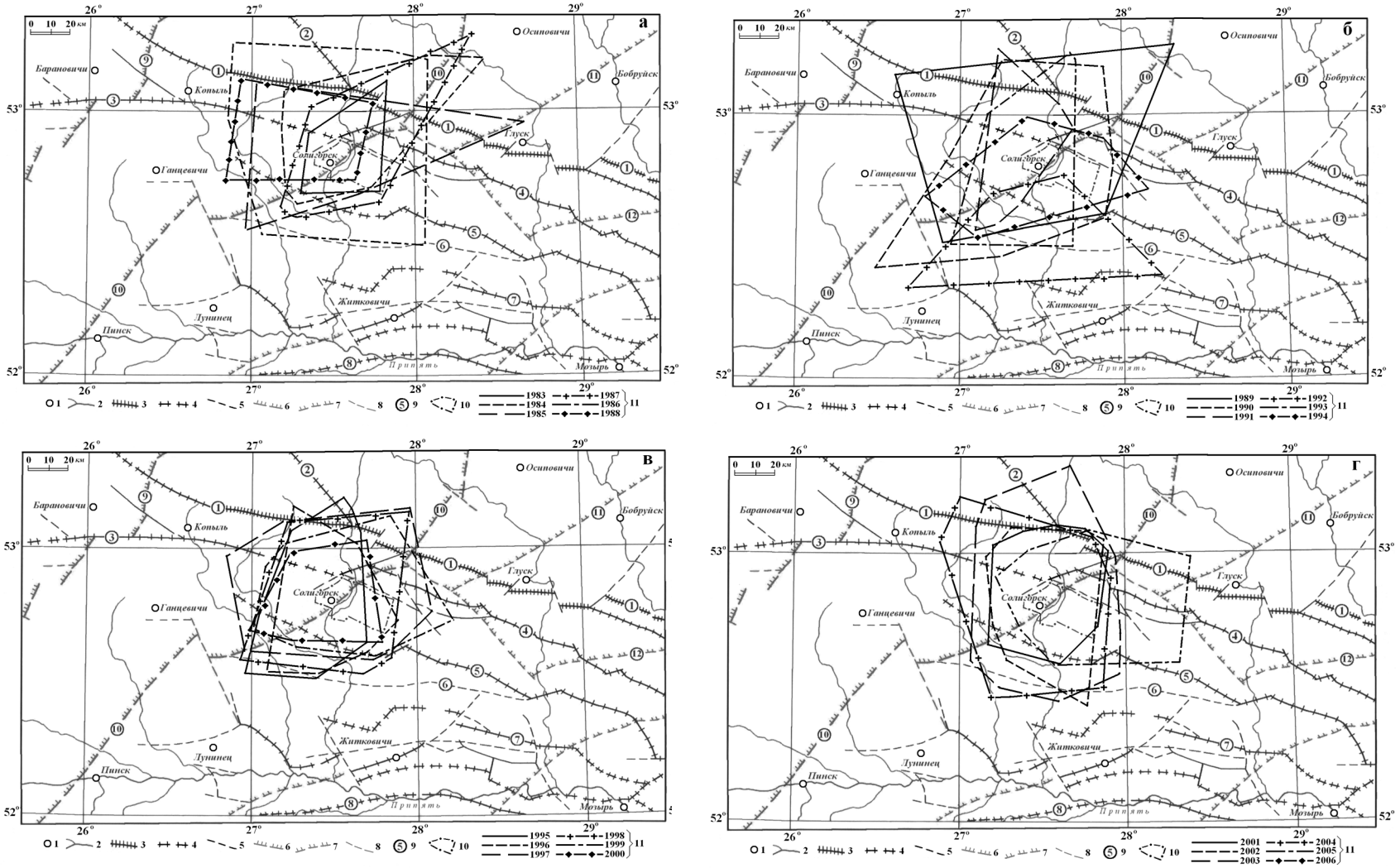


Рис. 6.16. Динамика проявления области рассеивания эпицентров сейсмических событий в Припятском прогибе и на прилегающей территории, расположение разломов дано с использованием материалов монографии [Геология Беларуси, 2001]:

1 — населенный пункт; 2 — реки; 3–5 — разломы, проникающие в чехол (3 — суперрегиональные, ограничивающие крупнейшие надпорядковые структуры; 4 — региональные и субрегиональные, ограничивающие крупные I, II порядка структуры; 5 — локальные); 6–8 — разломы, не проникающие в чехол (6 — суперрегиональные, разграничивающие крупнейшие области разного возраста переработки; 7 — региональные и субрегиональные, разграничивающие крупные области разного возраста переработки; 8 — локальные); 9 — разломы (цифры в кружках: 1 — Северо-Припятский, 2 — Налибокский, 3 — Ляховичский, 4 — Речицкий, 5 — Червонослободско-Малодушинский, 6 — Копаткевичский, 7 — Шестовичский, 8 — Сколодинский, 9 — Выжевско-Минский, 10 — Стоходско-Могилевский, 11 — Кричевский, 12 — Чечерский); 10 — граница шахтных полей; 11 — контуры области сейсмических событий, снятых с годовых карт эпицентров; а — 1983–1988 гг., б — 1989–1994 гг., в — 1995–2000 гг., г — 2001–2005 гг.

Выводы. 1. Выполненный анализ сейсмичности показал, что очаги землетрясений находятся в зонах разломов или на их пересечении. Сейсмические события, очевидно, происходили и происходят, прежде всего, в пределах пересечений разрывных нарушений, показанных на карте разломов земной коры (см. рис. 6.13), причем в зонах новейших разломов, которые проявили свою активность в последние годы или несколько ранее.

2. Проведен анализ соотношений эпицентров землетрясений, произошедших на территории Беларуси, с ранее выделенными потенциально сейсмогенными зонами. Выполненный синтез полученных новых сейсмологических и геологических данных подтвердил обоснованность следующих выделенных сейсмогенных зон:

• Борисовская сейсмогенная подзона с магнитудой $M_{max} = 3,7$ (землетрясение, произошедшее 8 июля 1980 г., с $M = 2,5$);

• Ошмянская сейсмогенная зона с магнитудой $M_{max} = 4,5$ (землетрясение, произошедшее 27 февраля 1987 г., с $M = 2,5$);

• Любаньская сейсмогенная подзона с магнитудой $M_{max} = 4,0$ (ощутимое землетрясение, произошедшее 16 марта 1998 г., с $M = 1,9$);

• Центрально-Припятская сейсмогенная зона с магнитудой $M_{max} = 3,5$ (землетрясение, произошедшее 16 мая 1999 г., с $M = 2,5$);

• Свислочская потенциально сейсмогенная подзона с магнитудой $M_{max} = 3,7$ (землетрясение, произошедшее 13 мая 2005 г., с $M = 2,8$).

Следует отметить, что ни для одного землетрясения не было превышено максимальное значение магнитуды M_{max}, рассчитанное ранее для сейсмогенной зоны.

3. Динамика пространственно-временной миграции ежегодного положения зоны группирования эпицентров землетрясений в Припятском прогибе определяется характером направленности современного поля напряжений.

4. Изучение современной геодинамики территории Припятского прогиба показало, что активизация древних разрывных нарушений проявляется в форме современных движений на границах тектонических блоков в сочетании с инструментально установленным фактором местной сейсмичности.

6.5. СЕЙСМИЧНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ СТРАН БАЛТИИ

Сейсмическая активность рассматриваемой территории Балтии оценена на основании данных *Catalogue of earthquakes in Northern Europe since 1375* (Fincat) (http://www.seismo.helsinki.fi/bul/index.html), созданного в *University of Helsinki Institute of Seismology* (UHIS). Согласно этим данным, за период с 1375 по 2004 г. на исследуемой территории произошло 42 землетрясения. Если ограничиться только инструментальными землетрясениями, а для исследуемой территории это землетрясениями с 1976 г., то количество землетрясений уменьшится до 18. Магнитудный диапазон этих землетрясений охватывает интервал от 1,2 *ML* до 5,0 *ML*. Фокальная глубина была определена только для 12 землетрясений. Диапазон фокальных глубин (сейсмоактивного слоя) простирается от самой поверхности, т. е. от 0 км до 13 км. Однако фокальная глубина, определенная польскими сейсмологами [Wiejacz, Debski, 2005] для Калининградских землетрясений, составляет 16 км (11:05:02 GMT) и 20 км (13:32:31 GMT). Каталог землетрясений Балтийского региона, в основном инструментально зарегистрированных, показан в табл. 6.5. Рубеж между историческими и инструментальными данными определяет начало внедрения короткопериодных сейсмологических наблюдений. Для северной Европы этот рубеж начинается с 60-х годов прошлого века [Mantyniemi et al., 2004].

Временное распределение сейсмической активности в исследуемой части Балтийского региона достаточно неравномерное. На временном интервале с 1616 по 2004 г. (рис. 6.17) можно отметить два периода сейсмической активности с относительно плотным распределением землетрясений по времени: первый период – с 1807 по 1909 г. и второй, непосредственно инструментальный период – с 1976 по 2004 г. Несколько других землетрясений представляют собой рассеянную во времени сейсмичность (1616, 1670, 1786 и 1931 гг.). Инструментальные данные сгруппированы в относительно узкую временную полосу шириной 28 лет. Самый продолжительный период сейсмического «затишья» продолжался более 100 лет, с 1670 по 1786 г. Такой длительный период отсутствия данных может быть объяснен как тектоническим спокойствием, так и возможным «информационным вакуумом». «Информацион-

ный вакуум» мог быть связан как с военными действиями на территории Балтии (Северная война 1700—1729 гг.), так и с незначительной плотностью населения (~7 человек на 1 км^2), преимущественно проживающего в сельской местности (хуторское хозяйство).

Анализ пространственного расположения эпицентров землетрясений Балтии, инструментально зарегистрированных с 1976 по 2004 г., показывает, что они преимущественно сгруппированы вблизи береговой полосы и лишь эпицентр землетрясения 1987 г. в Эстонии (номер 10 на рис. 6.18) расположен во внутриконтинентальной части Балтии.

С точки зрения динамики земной коры сейсмическая активность практически приурочена к шельфовой полосе стран Балтии. Края этой полосы характеризуются повышенным горизонтальным градиентом суммарных амплитуд вертикальных неотектонических движений (ГГСАВНД), начиная с Rupelian (33,7 ± 0,5 млн лет). Например, в районе эпицентра Осмуссаарского землетрясения 1976 г. ГГСАВНД достигает 4,4 м/км в направлении северо-запад — юго-восток, а в районе очагов Калининградских землетрясений 2004 г. он составляет 4,2 м/км в направлении запад — восток.

Таблица 6.5. Каталог землетрясений Балтийского региона (φ = 53.7°N — 59.6°N; λ = 19.25°E — 28.2°E) с 1976 по 2004 г. по данным Fincat

№	Год М.Д.	Ч.М.С.	Lat	Lon	H	M	T	I	A
1	19761025	083945	59.26	23.39	10	4.7	MB	VI+	KON
2	19761025	0849	59.3	23.5		3.5		IV+	NIK*
3	19761025	0907	59.3	23.5		3.0		III	NIK*
4	19761108	101707	59.33	23.47		3.5		IV+	ANA
5	19761122	121442.5	59.3	23.5	13	2.5		III	NIK*
6	19790724	160246.4	55.45	19.7		2.7	ML		HEL
7	19800109	012452.4	58.91	22.99		2.4	ML		HEL
8	19810622	192737.7	59.45	22.66	7	2.6	ML	III	HEL
9	19820602	075817.7	57.4	21.94		2.3	ML		HEL
10	19870408	1921	58.4	26.1	7	3.5		IV	NIK*
11	19880429	153652	56.97	19.53	1	3.3	MC		BER
12	19880429	154122.7	56.32	21.4	7	3.1	MC		BER
13	19940414	111958.8	54.7	19.36	0	2.5	LN		BER
14	20030112	114347.6	59.4	23.42	10	1.2	ML		HEL
15	20040128	154000.2	58.79	23.85	10	1.6	ML		HEL
16	20040525	050048.4	54.59	19.36	0	2.8	LN		BER
17	20040921	110504.8	54.77	20.4	10	4.8	ML		HEL
18	20040921	133231.9	54.83	20.2	10	5.0	ML		HEL

Примечание. M — месяц, Д — день, Ч.М.С. — час, минута, секунда (GMT), Lat — широта, Lon — долгота, H — фокальная глубина, км, M — магнитуда, T — тип магнитуды (MB — магнитуда по объемным волнам, ML — локальная магнитуда, MC — магнитуда, определенная по коде волн, LN — локальная магнитуда по данным NORSAR), I — интенсивность в эпицентре, A — первоисточник информации (KON — Кондорская Н. В., NIK — Никонов А. А., ANA — Ананьин И. В., HEL — University of Helsinki Institute of Seismology, BER — Bergen University), * — макросейсмическая информация.

Такого же порядка ГГСАВНД характерен для исторических землетрясений Балтийского региона, очаги которых расположены в береговой полосе. Так, в районе очага исторического землетрясения 18 мая 1857 г. в Ирбенском проливе ГГСАВНД достигает величины 4,8 м/км в направлении северо-запад — юго-восток, а в районе очага Пярнуского землетрясения 1 февраля 1670 г. — 4,0 м/км в направлении запад — восток.

Шельфовая полоса стран Балтии является границей Балтийской системы морских грабенов [Garetsky et al., 1999], которая начинается с Гданьской депрессии, далее переходящей в Восточно-Готландский грабен, к которому примыкает Финская система грабенов. Очаги Калининградских землетрясений приурочены к восточному краю Гданьской депрессии, а очаги Осмуссаарских землетрясений — к северо-восточному краю Восточно-Готландского грабена.

Таким образом, одной из причин землетрясений в прибрежной полосе Балтии могут быть процессы деформации земной коры внутри неотектонических структур и на их границах, выражающиеся, в частности, в относительно интенсивных вертикальных движениях на протяжении длительного геологического времени.

Ближайшая аналогичная неотектоническая структура — Ботнический грабен находится в Ботническом заливе. К северо-западному краю (шведскому берегу) этой неотектонической структуры приурочены очаги многочисленных землетрясений.

Сейсмический режим Балтийского региона. Одним из главных параметров оценки сейсмической активности является магнитудно-частотная зависимость. Небольшая статистика землетрясений Балтийского региона позволяет сделать достаточно приблизительные оценки такой зависимости.

Рис. 6.17. Магнитудно-временное распределение землетрясений Балтии с 1616 по 2004 г. по данным Fincat

Для получения унифицированных данных о магнитудах все значения магнитуд были пересчитаны в магнитуду для поверхностных волн M_s. При этом использовались следующие соотношения:

1) зависимость между M_L и I_0, полученная для 78 землетрясений Швеции [Bath, 1978]:

$$I_0 = (M_L + 1{,}4) \pm 0{,}5 \qquad (6.3)$$

2) собственные оценки зависимости между M_L и M_C, которые были получены для землетрясений Северной Европы по 4596 парам значений магнитуд, определенным *Bergen University*:

$$M_L = 0{,}93M_C + 0{,}016 \qquad (6.4)$$

3) зависимость между магнитудой по объемным волнам m_B и поверхностным волнам M_s [Gutenberg, Richter, 1956]:

$$m_B = 2{,}5 + 0{,}63M_s \qquad (6.5)$$

4) зависимость между магнитудой по поверхностным волнам M_s и локальной магнитудой M_L [Gutenberg, Richter, 1956]:

$$M_s = 1{,}27(M_L - 1) - 0{,}016M_L^2 \qquad (6.6)$$

Для оценки распределения размеров землетрясений использовался известный магнитудно-частотный закон Гутенберга – Рихтера:

$$\log N = a - bM \qquad (6.7)$$

где N – количество землетрясений с магнитудой $\geq M$.

В качестве магнитуды принималась моментная магнитуда M_w.

Коэффициент a определяет начальную ординату магнитудно-частотной зависимости, а коэффициент b – ее угловой коэффициент. Больший угловой коэффициент b, наклона прямой, свидетельствует о более интенсивном процессе сейсмогенерации, т. е. о более частом возникновении землетрясений.

График магнитудно-частотной зависимости для исследуемого региона Балтии за 28-летний инструментальный период наблюдений имеет вид (рис. 6.19):

$$\log N = 1{,}47 - 0{,}30M_s \qquad (6.8)$$

где M_w – моментная магнитуда.

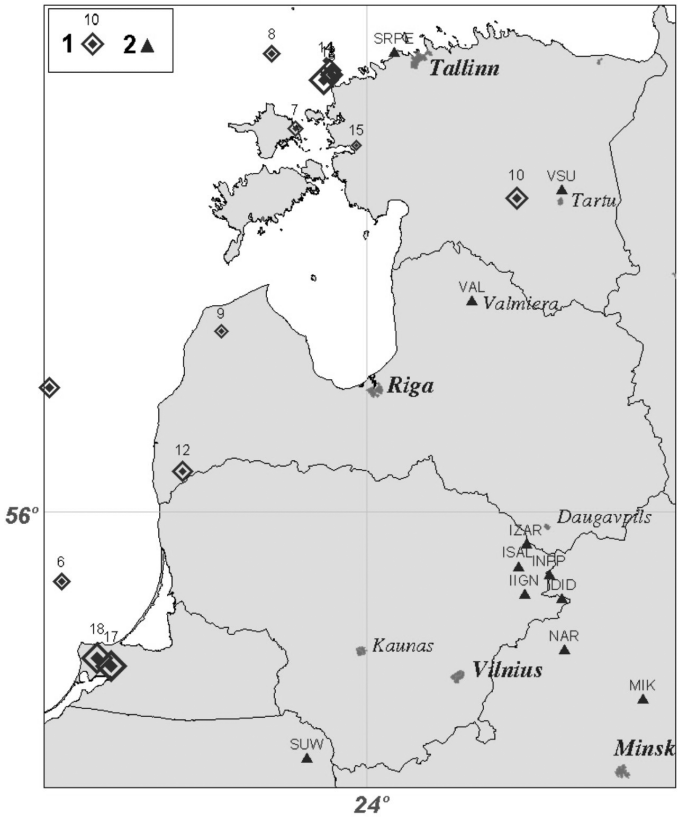


Рис. 6.18. Действующие сейсмические станции и землетрясения Балтийского региона (φ = 53.7°N – 59.6°N; λ = 19.25°E – 28.2°E) с 1976 по 2004 г. Цифры у эпицентров соответствуют номеру землетрясения в табл. 6.5

Оценки магнитудно-частотной зависимости землетрясений [Puttonen, 1984] для побережья южной Финляндии и западной Эстонии для интервала времени с 1956 по 1983 г., а также для участка, простирающегося от северного края Курземского полуострова до северо-западной Эстонии, для интервала времени с 1833 по 1983 г. дают следующие результаты:

$$\log N = 1{,}22 - 0{,}26M \qquad (6.9)$$

$$\log N = 1{,}52 - 0{,}26M \qquad (6.10)$$

К сожалению, в упомянутом исследовании не указывается тип используемой магнитуды для более корректного сравнения с результатами исследуемого региона Балтии.

Дополнительно были проанализированы амплитудно-частотные зависимости для всего рассматриваемого региона Балтии (φ = 53.7°N – 59.6°N; λ = 19.25°E – 28.2°E) за период времени с 1616 по 2004 г. (серия 2 на рис. 6.20), для зоны, образованной описанными неотектоническими депрессионными структурами и прибрежной зоной Балтийского моря, за период времени с 1670 по 2004 г. (серия 3), а также данные магнитудно-частотной зависимости для всей территории Финляндии [Ahjos et al., 1984] за период

времени с 1880-х по 1980-е годы (серия 1). При оценке параметров магнитудно-частотной зависимости для больших интервалов времени использовались данные Fincat.

Сравнение магнитудно-частотных зависимостей показывает, что сейсмичность Финляндии выше. Землетрясения в Финляндии происходят чаще.

Параметр *b* для различных временных «окон» в исследуемом регионе Балтии и для разных размеров территории оказывается практически неизменным. Сейсмическая активность всего Балтийского региона (серия 2) несколько меньше сейсмической активности для прибрежной территории Балтийского региона (серия 3), что подтверждает представления о более высокой сейсмичности окраин древних платформ по сравнению с их внутренними частями, а также более высокой сейсмической активности в резко выступающих углах древних платформ [Боборыкин и др., 1995].

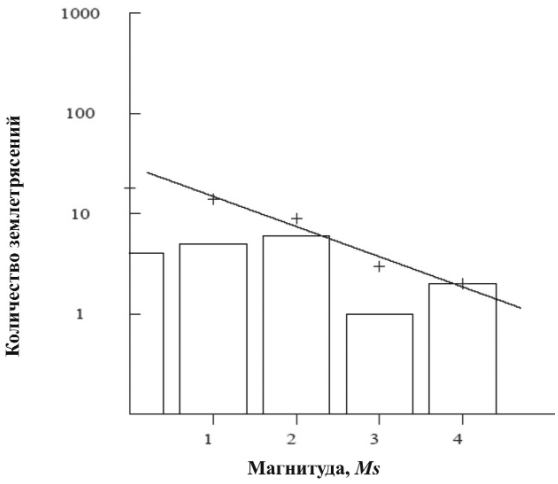


Рис. 6.19. Магнитудно-частотная зависимость для Балтийского региона, интервал времени 1976—2004 гг.

Более объективными с точки зрения достоверности при оценке магнитудно-частотной зависимости все же следует признать параметры сейсмического режима, полученные для инструментального периода наблюдений. Во-первых, исторические данные о сейсмичности Балтийского региона нуждаются в более тщательном исследовании, а, во-вторых, эти данные весьма неравномерно распределены во времени, периоды «затишья» сочетаются с периодами активности, а причины такого распределения не ясны.

Выводы. Осмуссарское землетрясение 1976 г. существенно повлияло на развитие инструментальных наблюдений в рассматриваемом регионе Балтии. Еще больше эта тенденция возросла после Калининградского землетрясения 2004 г. Однако сейсмическая сеть в странах Балтии по-прежнему является очень редкой, что затрудняет локацию слабых региональных сейсмических событий.

Площадные системы наблюдений (*seismic array*) и отдельные сейсмические станции Скандинавии по-прежнему остаются информативным источником данных о сейсмических событиях в Балтийском регионе. Однако использовать инструментальные данные *Bergen University*, NORSAR и *University of Helsinki Institute of Seismology* о землетрясениях в Балтийском регионе нужно критически, с учетом их возможных ошибок в оценке параметров (особенно фокальной глубины) и типа сейсмических событий, что подтверждает суточное распределение количества сейсмических событий для землетрясений по данным *Bergen University*. Точность локации эпицентров в Балтийском регионе не позволяет ограничиваться только данными скандинавских систем наблюдений. Необходимо создание собственных региональных сейсмических сетей в странах Балтии и синтез эффективной скоростной модели среды для Балтийского региона.

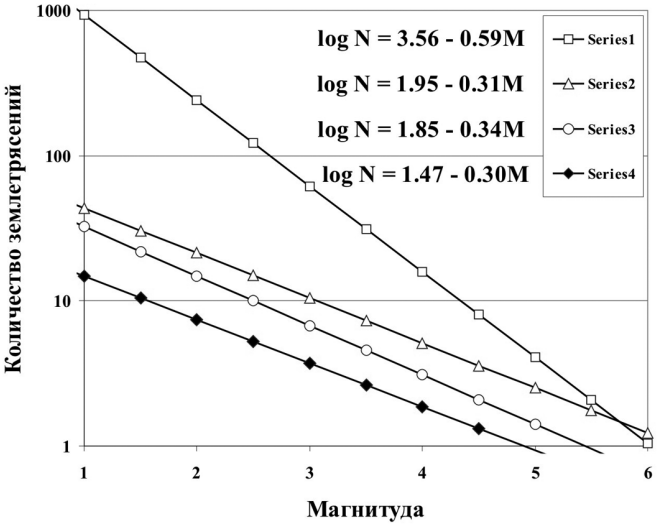


Рис. 6.20. Сравнение магнитудно-частотных зависимостей для разных участков Балтийского региона

Серии: 1 — для территории Финляндии с 1880-х по 1980-е годы [Ahjos et al., 1984]; 2 — для исследуемой территории Балтийского региона (φ = 53.7°N — 59.6°N; λ = 19.25°E — 28.2°E) с 1616 по 2004 г.; 3 — для прибрежной территории Балтийского региона с 1670 по 2004 г.; 4 — для исследуемой территории Балтийского региона (φ = 53.7°N — 59.6°N; λ = 19.25°E — 28.2°E) за инструментальный период с 1976 по 2004 г.

Сейсмическая активность в Балтийском регионе ниже, чем в соседних странах Скандинавии (Финляндии). Сейсмический режим исследуемой территории Балтии практически стабилен во времени, что

подтверждается практически неизменным параметром *b*, независимо от размеров анализируемых участков и временных интервалов. Наиболее объективная информация о сейсмическом режиме может быть получена по инструментальным данным в связи с недостаточно надежными сведениями по историческим землетрясениям и ориентировочными оценками их параметров.

В связи с массовым количеством промышленных взрывов в Балтийском регионе необходимо внедрять и создавать эффективные методы распознавания землетрясений среди массива сейсмологических данных, регистрируемых как собственными сейсмическими станциями, так и скандинавскими системами наблюдений.

Развитие сейсмологического мониторинга в странах Балтии оправдано с экономической точки зрения, поскольку ряд стратегически важных объектов энергетики и промышленности расположен вблизи потенциально-нестабильных тектонических структур. Вокруг этих тектонических структур целесообразно создание не только систем сейсмического мониторинга, но и комплексного геодинамического мониторинга, включая геодезические и геофизические методы.

6.6. СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Изучение сейсмичности и районирование сейсмической опасности основано, прежде всего, на прогнозной оценке сейсмического потенциала, обособлении зон возможного возникновения очагов землетрясений (ВОЗ) и учете исторических и инструментально зарегистрированных землетрясений в пределах исследуемой территории. В слабосейсмичных областях Восточно-Европейской платформы (ВЕП) задачи определения зон ВОЗ и сейсмотектонического потенциала требуют особенно тщательного системного подхода. Он включает анализ и обобщение геолого-геофизических данных, отражающих главные особенности проявления новейших или современных тектонических процессов, пространственное размещение активных и пассивных разломов, очагов землетрясений, теоретическую (формализованную) оценку максимальной магнитуды землетрясений в пределах конкретных зон. Картографический синтез этих материалов отражается сейсмотектонической картой, которая и является базовой основой для общего сейсмического районирования.

В пределах западной части ВЕП новейшие и современные движения имеют небольшую амплитуду и неоднозначно коррелируются с эпицентрами землетрясений. Часто разрывные нарушения, выделенные по структурно-геоморфологическим и другим косвенным данным, не совпадают с разломами, установленными по геолого-геофизическим материалам в фундаменте и платформенном чехле. Очень мала статистика по инструментально зарегистрированным и историческим землетрясениям. Поэтому использование только традиционных сейсмогеологических и геологических методов выделения зон ВОЗ в этом регионе не приводит к эффективным результатам.

Обособление зон ВОЗ возможно при условии сопряженного комплексного анализа сейсмических, геологических, геодезических и других данных. При этом сначала проводится оценка общего уровня тектонической активности территории и ее отдельных участков; затем — геолого-геофизическая оценка мест расположения известных очагов землетрясений. Выделение зон ВОЗ с оценкой их параметров выполняется на основании полученных результатов. Общепринятой методики районирования слабосейсмичных платформенных территорий в настоящее время нет. В последние десятилетия предприняты попытки разработать общие направления решения этой задачи [Рейснер и др., 1991; Айзберг и др., 1992, 1997; Боборыкин и др., 1995; Aizberg et al., 1999].

Обособление потенциально активных структур. При проведении комплексного сейсмотектонического анализа на основе суперпозиции карт были рассмотрены потенциально активные структуры. Основным критерием отнесения их к сейсмогенерирующим, которые можно отождествлять с зонами ВОЗ, было установление в их пределах эпицентров землетрясений. В результате выделены сейсмогенные и потенциально-сейсмогенные зоны (рис. 6.21).

Отличие потенциально-сейсмогенных зон от сейсмогенных определялось тем, что первые, хотя и соответствуют требуемому набору геолого-геофизических характеристик, но в их пределах землетрясений пока не зафиксировано.

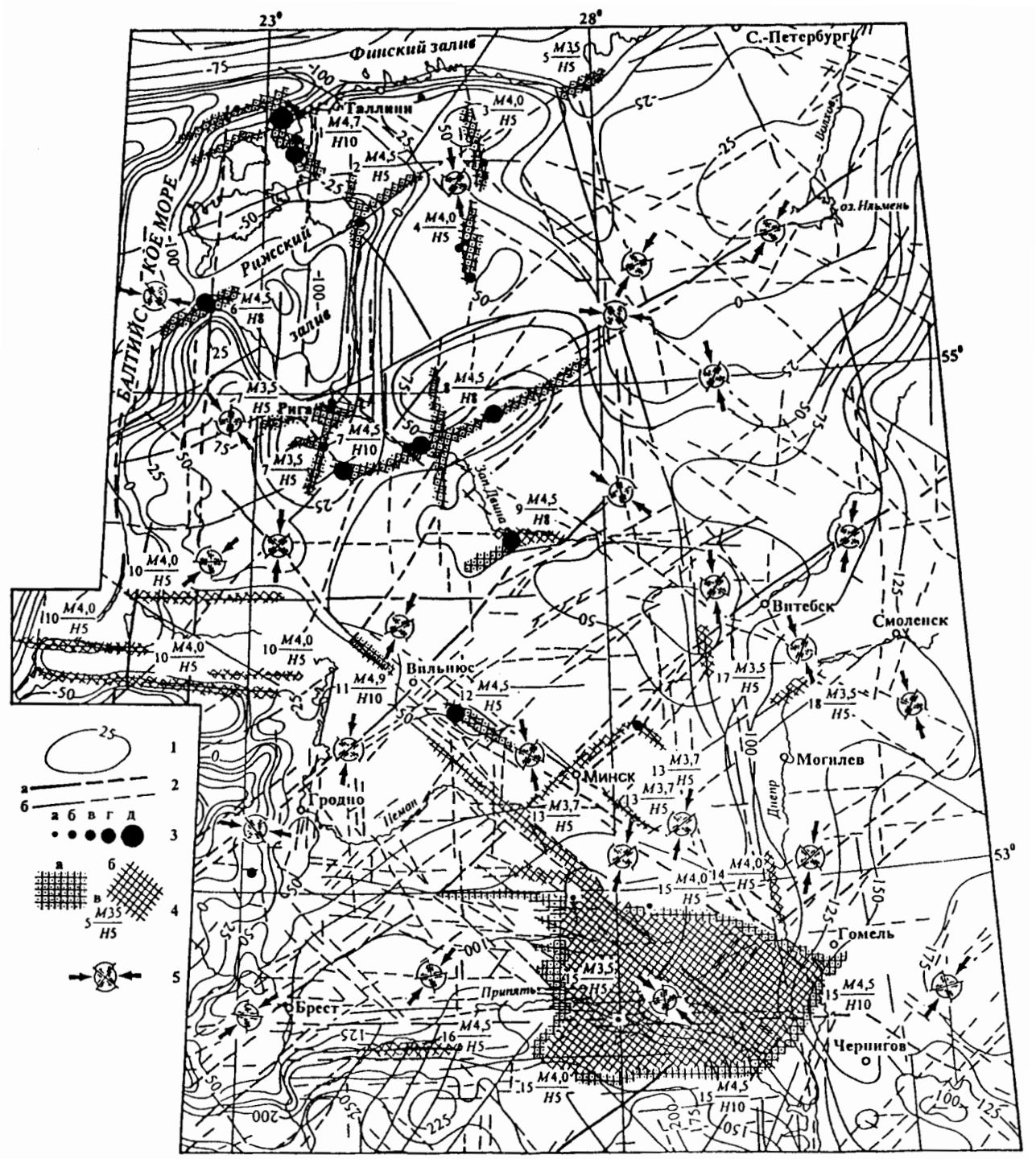


Рис. 6.21. Сейсмотектоническая карта Белорусско-Прибалтийского региона. Составили Р. Е. Айзберг, А. Г. Аронов, Р. Г. Гарецкий, А. К. Карабанов, Э. А. Левков, О. Н. Сафронов, П. И. Сувейздис

1 — изобазы (суммарные амплитуды вертикальных неотектонических движений), м; 2 — активные разломы: а — первого порядка (суперрегиональные), б — второго и более мелких порядков (региональные и локальные). Сплошными линиями показаны активизированные отрезки разломов древнего заложения, прерывистыми — новообразованные разломы; 3 — эпицентры землетрясений с магнитудой: а — до 3; б — 3,1–3,5; в — 3,6–4,0; г — 4,1–4,5; д — 4,6–5,0; 4 — зоны ВОЗ: а — выделенные уверенно; б — предполагаемые; в — параметры зон ВОЗ: в числителе (М) — максимальные значения магнитуд, в знаменателе (Н) — минимальная глубина гипоцентра землетрясения с M_{max} для данной зоны, цифра перед дробью — условный номер сейсмогенных и потенциально-сейсмогенных зон (1 — Осмуссарская, 2 — Западно-Эстонская, 3–4 — Центрально-Эстонская, 5 — Нарвская, 6 — Курземская, 7 — Рижская, 8 — Восточно-Латвийская, 9 — Даугавпилсская, 10 — Калининградско-Литовская, 11 — Вильнюсская, 12 — Ошмянская, 13 — Минская, 14 — Бобруйская, 15 — Припятская надзона, 16 — Ратновская, 17 — Чашникская, 18 — Оршанская); 5 — ориентировка напряжений максимального сжатия (эллипсоид напряжений)

Локализация зон ВОЗ и показатели сейсмической сотрясаемости в значительной степени предопределены ходом новейших геодинамических процессов. Территории Беларуси и стран Балтии, как отмечено ранее, испытали за неотектонический этап относительно небольшие вертикальные перемещения. Амплитуда таких движений превышает 100 м лишь в пределах акватории восточной части Балтийского моря и на площади Припятской неотектонической ступени, возникшей на месте инверсированных южной и юго-западной частей Припятского прогиба, востока Подлясско-Брестской впадины, а также Полесской седловины.

Линейно вытянутые зоны ВОЗ связаны с наиболее активизированными фрагментами разломной сети, проявившейся на новейшем этапе. Исключение составляет лишь площадь Припятского палеорифта. Однако и здесь основные сейсмогенные участки имеют линейную ориентировку и тяготеют к активным разрывным нарушениям.

В целом, характеризуя соотношения зон ВОЗ с неотектоническими структурами, следует отметить, что сейсмический потенциал региона в общих чертах закономерно возрастает в северо-западном направлении, что обусловлено влиянием закладывающейся Восточно-Балтийской системы молодых грабенов. Определенное влияние на сейсмичность Белорусского субрегиона оказывают также неотектонические процессы в пределах испытавшего инверсию в новейшее время Припятского палеорифта под динамическим воздействием Карпатского орогена.

Прогнозная оценка сейсмотектонического потенциала M_{max}. В условиях древних платформ при недостаточности сведений о проявлении землетрясений и невысокой точности определения их параметров (особенно по историческим данным) очень трудно отразить истинную сейсмичность областей разного геологического строения без привлечения сейсмостатистических данных по сходным геологическим структурам. Этот подход реализован при теоретической (формализованной) оценке сейсмотектонического потенциала. Он базируется на внерегиональном (суперпозиционном) методе, разработанном Г. И. Рейснером и Л. И. Иогансон [Рейснер и др., 1991; Рейснер, Иогансон, 1993, 1993]. В качестве исходных параметров, характеризующих строение и современное состояние земной коры, выбраны: плотность теплового потока, мощность земной коры, высота рельефа, величина изостатических аномалий силы тяжести, глубина залегания поверхности кристаллического фундамента. Исходные данные определялись на площади 20′×30′ градусной сетки, что соответствует среднему размеру очага землетрясений с магнитудой, равной 6.

Типизация земной коры по названным параметрам проводилась Г. И. Рейснером и др. с использованием процедуры кластерного анализа в пределах территории, включающей как сейсмоактивные, так и слабоактивные регионы древней Восточно-Европейской платформы и молодых Западно-Европейской, Мизийской, Скифской и Туранской плит с обрамляющими их акваториями. Выявленное авторами совместно с Г. И. Рейснером распределение типов земной коры Белорусско-Прибалтийского региона представляет собой искомый набор различных сейсмотектонических ситуаций (моделей), отличающихся своей M_{max}.

Сопоставление результатов типизации земной коры с сейсмологическими данными проводилось путем «обучения» различным сейсмотектоническим ситуациям. При этом каждая ситуация (представленная набором конкретных элементарных площадных ячеек) получила количественную оценку сейсмотектонического потенциала, соответствующего максимальной магнитуде землетрясения, происшедшего на площади любой из входящих в этот набор ячеек. Иными словами, выявилась максимальная магнитуда землетрясения, зарегистрированного хотя бы в одной элементарной ячейке, принадлежащей к данному типу сейсмотектонической обстановки.

На заключительном этапе полученный показатель M_{max} для данной сейсмотектонической ситуации распространялся на все элементарные ячейки, принадлежащие этому же типу земной коры, независимо от того, были ли зарегистрированы в их пределах землетрясения с такой или более низкой магнитудой или сведения об их сейсмичности вообще отсутствуют.

Формализованный сейсмотектонический анализ Белорусско-Прибалтийского региона был реализован на территории с координатами 22—34° в. д. и 50—60° с. ш. В тектоническом отношении она относится к западу ВЕП, отчасти к северо-восточной окраине Западно-Европейской платформы (Польско-Германская впадина).

На этой территории в настоящее время достаточно уверенно определены 67 исторических и инструментально зарегистрированных ощутимых землетрясений. Все эти данные о сейсмических событиях были использованы в качестве эталонных «обучающих» ячеек по основным

тектонотипам при сейсмотектоническом районировании. Помимо местных землетрясений, к обучению были привлечены материалы о землетрясениях, происшедших и за пределами названной территории.

Анализ таких внерегиональных землетрясений-учителей показал, что на территории Беларуси и Прибалтики имеются сейсмотектонические ситуации, аналогичные тем, которые отмечались в прибрежных районах Крыма, Адриатики, Закаспийских структурах, южном Причерноморье, Прибалхашье и Западной Туркмении.

Был проведен сопряженный анализ зон ВОЗ, выделенных на основе сейсмогеологических данных, с одной стороны, и тектонотипов земной коры с прогнозной оценкой сейсмотектонического потенциала в терминах M_{max} – с другой. В результате была определена окончательная оценка M_{max} для каждой сейсмогенной зоны и уточнены границы зон ВОЗ. При этом величина M_{max} для каждой зоны определялась следующим образом: по магнитуде наиболее сильного землетрясения для данной структуры (при наличии землетрясений); по аналогии со сходными структурами других древних платформ или с геоструктурами данного региона (при отсутствии зафиксированных землетрясений); на основе расчетных методов [Степанов, 1987; Владимиров, 1988]. За M_{max} принималось максимальное значение магнитуды, выделенное в пределах данной зоны.

Протяженность сейсмогенерирующих зон определена по длине активной части разлома либо по размерам сейсмотектонической зоны на карте сейсмотектонического потенциала. Ширина таких зон выявлена расчетным путем [Шебалин, 1974; Ризниченко, 1976; Степанов, 1987]: ортогонально к осевой линии сейсмогенерирующей структуры откладывалось расстояние, равное удвоенному радиусу очаговой зоны для данного максимального значения магнитуды.

Глубина возможного очага землетрясения с M_{max} для каждой зоны определялась исходя из особенностей геологического строения, преобладающих глубин возникновения сильных землетрясений в сходных тектонических условиях других древних платформ, вертикальных размеров очаговой области (при условии невыхода разрыва на дневную поверхность Земли, что характерно для коровых землетрясений с $M \leq 5{,}5$ на платформах). В конечном счете определялось наиболее вероятное значение глубины возникновения землетрясения с M_{max} для данной зоны ВОЗ.

В результате исследований были получены следующие геолого-геофизические и сейсмотектонические характеристики выделенных зон ВОЗ.

1. Осмуссаарская сейсмогенная зона. Принадлежит к бортовому участку неотектонического Финского грабена. Эпицентры землетрясений совпадают с выявленными зонами разрывных нарушений. Разломы северо-восточного простирания проявляются в фундаменте и частично в чехле и имеют продолжение на территории Финляндии. Здесь выделяется узел пересечения разломных и линеаментных зон. На сейсмотектонической карте эта зона ВОЗ пространственно совпадает с высокоградиентной зоной неотектонических деформаций (между изобазами −100 и −25). Осмуссаарская зона определена как сейсмоактивная с сейсмотектоническим потенциалом $M = 4{,}7$, а также была выделена и на карте ОСР-87 европейской части СССР [Владимиров, 1988] с возможной интенсивностью землетрясений в 7 баллов. Структура относится к сейсмогенному типу. $M_{max} = 4{,}7$; $H = 10$ км.

2. Западно-Эстонская сейсмогенная зона. Эпицентр землетрясения совпадает в пространстве с узлом пересечения активных разломов и приурочен к границе блоков с разными геолого-геофизическими характеристиками. На схеме районирования по типам земной коры эта граница выражена в магнитном, гравитационном полях [Каратаев и др., 1993], она имеет северо-западное простирание. Северо-восточнее эпицентра фиксируется линеаментная зона, совпадающая с разломом, обособленным по геолого-геофизическим данным. Вышеперечисленные геолого-геофизические характеристики позволили выделить эту зону как сейсмогенную. Наибольшая вероятность возникновения землетрясений – вблизи узла пересечения разрывных структур или непосредственно в узле. $M_{max} = 4{,}5$; $H = 5$ км.

3–4. Центрально-Эстонская сейсмогенная зона. На сейсмотектонической карте выделена как зона активных меридиональных разломов второго порядка, пространственно параллельна разломной зоне в фундаменте. Обособлена как локальная морфолинеаментная зона, установленная дистанционными методами. В последнее время частично подтверждена геолого-геофизическими данными. Контролирует линейные формы рельефа, а также изменение мощности и литофаций четвертичных отложений, структуру подошвы верхнеолигоцен-четвертичных отложений. Отмечаются две группы эпицентров землетрясений: северная и южная. Активные

разломы имеют сдвиговую составляющую. Наличие здесь нескольких разломов северо-восточного и северо-западного направлений и их пересечение с меридиональной зоной активных разломов объясняет расположение северной и южной групп эпицентров землетрясений. По расчетным данным величины $M_{max} = 4,0$; $H = 5$ км.

5. Нарвская сейсмогенная зона. В данном районе выделяется несколько разломных зон. Вблизи эпицентра землетрясения находится узел пересечения региональной полосы разломов северо-восточного простирания и субрегиональной полосы активных разломов субмеридиональной ориентировки. Эти зоны выделяются как на основе дистанционных методов, так и при анализе сейсмотектонического потенциала. Определение сейсмогенной зоны и ее протяженности обусловлено совпадением эпицентра землетрясений с одним из отрезков активного регионального разлома северо-восточного простирания. Здесь в узле пересечения названного разлома с другим активным разломом расположен эпицентр землетрясения. Расчетные величины $M_{max} = 3,5$; $H = 5$ км.

6. Курземская сейсмогенная зона. Пространственное положение и протяженность этой зоны обусловлены совпадением эпицентра землетрясения с активным региональным разломом северо-восточного простирания на юго-западном продолжении крупной зоны активных разломов, проходящей через Нарву, Пярну, Курляндский полуостров. На сейсмотектонической карте этот сейсмогенный разлом выделяется как дизъюнктив второго порядка. В магнитном поле проявляется как граница между локальными положительными и отрицательными аномалиями. Вертикальные смещения по поверхностям Мохо, кристаллического фундамента, горизонтам осадочного чехла не выявлены. Кроме того, к западу от эпицентра находится узел пересечения трех зон активных разломов второго порядка. Расчетные величины $M_{max} = 4,5$; $H = 8,0$ км.

7. Рижская сейсмогенная зона. Эпицентры землетрясений Рижской зоны совпадают с разломами, образующими Лиепайско-Рижско-Псковскую систему разломов северо-восточного простирания. Выделяются малоамплитудные вертикальные смещения в фундаменте и чехле. Эти разрывы выражены в линейных морфоаномалиях, выделенных по космотектоническим данным. Кроме того, к югу и юго-востоку от Риги отмечается узел пересечения разноранговых активных разломов меридионального и Рижско-Витебская система северо-западного направлений. Рижская зона проявляется также в поле силы тяжести линейной градиентной зоной и далее — цепочкой линейных положительных аномалий. В магнитном поле четко не выражена. Отмечается наибольшая в регионе глубина залегания поверхности Мохо. На некоторых участках эта зона разломов контролирует изменение гипсометрии рельефа подошвы верхнеолигоцен-четвертичных отложений. Характерным является совпадение космолинеаментных зон с зонами разломов, выделенных другими методами, а также с результатами формализованного сейсмотектонического районирования. Состоит из трех подзон (7.1, 7.2 и 7.3), объединенных в один сейсмогенерирующий узел. Эти подзоны имеют следующие показатели: 7.1 и 7.2 — $M_{max} = 3,5$; $H = 5$ км. 7.3 — $M_{max} = 4,5$; $H = 10$ км.

8. Восточно-Латвийская сейсмогенная зона. Здесь эпицентры двух землетрясений совпадают с узлом пересечения трех разнонаправленных зон активных разломов: меридионального, северо-восточного и Рижско-Витебская — северо-западного простираний. Меридиональная зона разломов проявляется в фундаменте и чехле. Она подтверждается геолого-геофизическими данными [Каратаев и др., 1993], почти совпадая с границей раздела Инчукалнского и Латгальского блоков земной коры. Эта меридиональная структура на некоторых участках контролирует линейные формы рельефа, деформации продольных профилей рек и изменение гипсометрии подошвы верхнеолигоцен-четвертичных отложений.

Северо-восточное продолжение Восточно-Латвийской зоны прослежено в характере потенциальных геофизических полей и установлено в виде линеаментной полосы на космотектонической карте и карте активных разломов. Здесь же локализуется эпицентр землетрясения 1908 г. Юго-западное и западное продолжение этой зоны проявляется по тому же комплексу параметров. Здесь в ее пределах также отмечен эпицентр землетрясения. Кроме того, эта территория на основе формализованного сейсмотектонического районирования выделяется как зона с повышенным сейсмотектоническим потенциалом. Рассматриваемая структура отнесена к сейсмогенному типу со следующими показателями: $M_{max} = 4,5$; $H = 8$ км.

9. Даугавпилсская сейсмогенная зона. Эпицентр землетрясения в пределах этой зоны расположен к западу от узла пересечения двух структур: меридиональной полосы активных разломов, идущей почти по линии 26° восточной долготы, и широтной Курземско-Полоцкой. Даугавпилсская зона довольно активно проявляется на новейшем этапе.

Вблизи эпицентра землетрясений проходит западная граница Латгальского блока, а несколько восточнее — полоса активных региональных и локальных разломов северо-восточного простирания. Эпицентр землетрясения лежит в узле пересечения локальных активных разломов северо-восточного и северо-западного простирания.

Территориальное обособление сейсмогенной зоны обусловлено тем, что координаты эпицентра землетрясения были определены с некоторой ошибкой, и он мог локализоваться как в широтной зоне разломов, так и в зоне разлома северо-восточного направления. Поэтому оба этих разрыва были приняты за сейсмотектонический каркас сейсмогенной зоны. В ходе формализованного сейсмотектонического районирования именно здесь было установлено четыре ячейки с $M_{max} = 4,5$. Полученные данные позволили отнести зону к сейсмогенному типу с $M_{max} = 4,5$; $H = 8$ км.

10. Калининградско-Литовская потенциально-сейсмогенная зона. Она расположена на западном продолжении крупной Курземско-Полоцкой зоны разломов и состоит из трех подзон.

10.1. Северная подзона выделяется по комплексу геолого-геофизических данных. Проявляется в чехле, фундаменте и современном рельефе как линеаментная полоса над разрывным нарушением. Контролирует дифференцированное изменение мощности осадочного чехла и линейных форм рельефа. Здесь же отмечаются повышенные значения теплового потока (до 90 мВт/м^2). $M_{max} = 4,0$; $H = 5$ км.

10.2. Центральная подзона. Проявляется в фундаменте и чехле малоамплитудными разрывными смещениями. Полоса разломов выделена на основе геолого-геофизических данных. Подзона обособлена в пределах регионального активного разлома, контролирующего линейные формы рельефа и отраженного на космотектонической карте. Эта структура соответствует линейной градиентной зоне неотектонических деформаций между изобазами +25 и −75 м. $M_{max} = 4,0$; $H = 5$ км.

10.3. Южная подзона включает два широтных разлома, выделенных на основе геолого-геофизических данных. Они проявляются в фундаменте и чехле малоамплитудными смещениями и выделены как активные на сейсмотектонической карте. Рассматриваемые разломы находятся в зоне относительно высоких неотектонических деформаций. Обособляются как линеаменты на космотектонической карте, контролируют линейные формы рельефа. $M_{max} = 4,0$; $H = 5$ км.

По всем этим признакам Калининградско-Литовскую зону следует считать неотектонически активной, однако в ее пределах не отмечено землетрясений. При этом по результатам формализованного сейсмотектонического анализа эта зона выделена как территория с повышенным сейсмотектоническим потенциалом с M от 3,5 до 4,5. Совпадение высокого сейсмотектонического потенциала и активной разломной тектоники и позволило выделить Калининградско-Литовскую зону как потенциально-сейсмогенную.

11. Вильнюсская сейсмогенная зона. Приурочена к полосе разломов, которая выделяется как по геолого-геофизическим, так и по дистанционным данным. Вильнюсская зона находится вблизи узла пересечения разломных структур первого ранга: полосы активных разломов меридионального направления, широтной зоны активных разломов по линии Витебск — Вильнюс — Калининград и двух зон разломов северо-восточного и северо-западного направлений. Январское землетрясение 1909 г. с неопределенными сейсмическими параметрами при сейсмотектонических построениях в расчет не принималось. Поэтому в качестве сейсмогенерирующего разрыва для Вильнюсской сейсмогенной зоны был определен фрагмент активного разлома северо-западного направления, проявляющийся в фундаменте, чехле и совпадающий с полосой повышенного сейсмотектонического потенциала (M_{max} до 4,9). Высокий уровень совпадения указанных параметров, несмотря на отсутствие здесь эпицентров землетрясений, позволил отнести рассматриваемую зону к сейсмогенному типу. $M_{max} = 4,9$; $H = 10$ км.

12. Ошмянская сейсмогенная зона. Она является продолжением Вильнюсской зоны. Выделяется по геолого-геофизическим данным, материалам дистанционных исследований как линеаментная зона с соответствием линейных морфоаномалий разрывным нарушениям. Эта зона находится вблизи узла пересечения активных разломных структур первого ранга. В качестве сейсмотектонической основы был определен фрагмент активного северо-западного разлома, проявляющийся в фундаменте, чехле, современном рельефе и совпадающий с территорией повышенного сейсмотектонического потенциала. Эта зона разломов по своей кинематике выделена как сдвиговая; в ее пределах локализуется эпицентр землетрясения 1908 г. $M_{max} = 4,5$; $H = 5$ км.

13. Минская зона включает в себя четыре подзоны.

13.1. Борисовская сейсмогенная подзона расположена к северо-востоку от Минска. Она выделена по положению эпицентра землетрясения 1887 г., который совпал с отрезком активного разлома северо-западного направления и находится в узле пересечения этого разлома с дизъюнктивом, выделенным по геолого-геофизическим данным в нижней части чехла. Эта подзона имеет повышенные показатели сейсмотектонического потенциала. $M_{max} = 3,7$; $H = 5$ км.

13.2. Свислочская потенциально-сейсмогенная подзона. Расположена к юго-востоку от Минска. Главное значение при ее выделении имел тот фактор, что здесь активный разлом на всем протяжении контролирует изменение мощностей и фаций кайнозойских отложений, структуру рельефа подошвы верхнеолигоцен-четвертичных отложений. $M_{max} = 3,7$; $H = 5$ км.

13.3. Заславльская потенциально-сейсмогенная подзона выделяется по комплексу параметров: проявлению глубинного разлома в фундаменте и чехле, его неотектонической активности. Подзона является продолжением разветвления Северо-Припятского разлома на северо-запад; она совпадает с полосой повышенного сейсмотектонического потенциала. Но так как в пределах подзоны не отмечено эпицентров землетрясений, она выделена лишь как потенциальная. $M_{max} = 3,7$; $H = 5$ км.

13.4. Налибокская потенциально-сейсмогенная подзона проявляется в фундаменте и чехле над унаследованным глубинным разломом, который был активизирован в новейшее время (контролировал деформации продольных профилей рек и положение ледниковых ложбин). Подзона имеет почти полный набор необходимых сейсмотектонических параметров, но пока не обнаруживает современных проявлений сейсмичности. Совпадение с полосой повышенного сейсмотектонического потенциала позволило выделить эту подзону как потенциально сейсмогенерирующую. $M_{max} = 3,7$; $H = 5$ км.

14. Бобруйская потенциально-сейсмогенная зона. Выделена на основе минимального количества признаков. Ее выделение обусловлено близостью к активному фрагменту северо-восточного борта Припятского прогиба. Зона связана с активным региональным разломом, контролирующим изменение мощностей неоген-четвертичных отложений, гипсометрии подошвы верхнеолигоцен-четвертичных отложений. $M_{max} = 4,0$; $H = 5$ км.

15. Припятская нелинейная надзона. Эта надзона включает в себя ряд зон и подзон, имеет изометричную форму и является наиболее обширной и самой активной среди зон ВОЗ в пределах Беларуси. Основным фактором для выделения Припятской надзоны ВОЗ послужила ее приуроченность к Припятско-Днепровско-Донецкой палеорифтовой сейсмотектонической провинции. Подобные структуры обладают повышенной сейсмичностью и на других древних платформах. Сильные землетрясения обычно возникают в краевых частях структур, более слабые — в центральной части прогиба. В основном они связаны с продольными разломами, фрагменты которых активны на новейшей стадии тектонического развития.

Северо-Припятская зона состоит из трех сейсмогенных подзон: Любаньской, Березинской и Гомельской (15.1—15.3). Все эти подзоны выделены в качестве активных по комплексу геолого-геофизических показателей, проявляются в фундаменте, отражены смещениями по поверхности фундамента и в осадочном чехле. В пределах Любаньской подзоны отмечен эпицентр землетрясения 1985 г. Она совпадает с участком повышенного значения сейсмотектонического потенциала, однако слабо проявляется в изолиниях суммарных амплитуд неотектонических деформаций.

Следует отметить, что сопредельная с Припятским палеорифтом северо-восточная часть Днепровско-Донецкого палеорифта характеризуется большой неотектонической активностью. Параллельно северо-восточной зоне краевых разломов Припятско-Днепровской системы грабенов простирается зона повышенных значений средних градиентов скоростей неотектонических движений.

В настоящее время установлена высокая активность многих тектонических зон Припятского грабена и выявлено преобладание диагонального (северо-западного и юго-восточного) сжатия на современной стадии. В таком случае именно в северо-восточной части Припятского прогиба должны накапливаться и проявляться максимальные напряжения. Это проявляется и при анализе полей неотектонических напряжений. Здесь отмечается узел пересечения зон разломов разного ранга и простирания. Вблизи этого тектонического узла установлены повышенные значения теплового потока до 70—80 мВт/м^2, значительно превосходящие фоновые значения. Северо-Припятская и Лоевская зоны проступают на космотектонической карте в виде линейных морфоаномалий, соответствующих разрывным нарушениям. Березинская подзона частично, а

Гомельская в основном совпадают с зоной активных разломов северо-западного направления и обрамляются с востока северной частью субмеридионального Лоевского разлома.

Таким образом, по степени тектонической активности, набору необходимых формальных признаков перечисленные подзоны ВОЗ можно расположить следующим образом: средней активности — Любаньская подзона, $M_{max} = 4,0$; $H = 5$ км; активная — Березинская подзона, $M_{max} = 4,5$; $H = 10$ км; высокой активности — Гомельская подзона, $M_{max} = 4,5$; $H = 10$ км.

15.4—15.5. Южно-Припятская зона отличается одинаковыми сейсмотектоническими параметрами на всем протяжении и приурочена к Южно-Припятской системе разломов. Эта зона состоит из фрагментов дизъюнктивов, которые выявлены геолого-геофизическими методами в фундаменте и чехле, а также частично совпадают с зонами новейших активных разломов. К ним относится южная часть субмеридионального Лоевского разлома и восточная часть широтного Южно-Припятского разлома, входящих в состав Словечненской сейсмогенной подзоны со следующими характеристиками: $M_{max} = 4,5$; $H = 10$ км. В целом Южно-Припятская зона составляет более или менее однородную сейсмотектоническую структуру, за исключением ее западной части. Она выделена как Туровская потенциально-сейсмогенная подзона, которая связана с малоамплитудными разрывными нарушениями, проявляется в фундаменте и низах чехла и совпадает с территорией повышенного сейсмотектонического потенциала. Это позволило выделить рассматриваемую подзону в качестве потенциально сейсмогенерирующей с сейсмотектоническими характеристиками, примерно соответствующими Любаньской подзоне Северо-Припятской зоны. $M_{max} = 4,0$; $H = 5$ км.

15.6. Центрально-Припятская сейсмогенная зона. Центральная часть Припятского прогиба расчленена большим количеством протяженных, широтно-ориентированных разрывных нарушений с высокой вертикальной амплитудой смещения по большей части чехла, в ряде мест рассеченных диагональными и субмеридиональными разрывами. Центрально-Припятская зона совпадает с территорией повышенного сейсмотектонического потенциала с $M_{max} = 3,5$. В южной части этой зоны отмечается мощная широтная Наровлянская система активных разломов, в пределах которой произошло землетрясение 1983 г. с $M_{max} = 3,5$. Эту территорию можно рассматривать как палеорифтовую зону с одинаковым сейсмотектоническим потенциалом. Западной границей зоны является линия, оконтуривающая участки синрифтовых разломов. К этой границе приурочен градиент резкого сокращения мощности осадочной толщи по сравнению с центральным и восточным сегментами палеорифта. $M_{max} = 3,5$; $H = 5$ км.

16. Ратновская потенциально-сейсмогенная зона. Находится на западном продолжении Южно-Припятского разлома и характеризуется повышенным значением сейсмотектонического потенциала M_{max}. Эти факторы с учетом градиента новейших деформаций и степени проявления неотектонической активизации позволили отнести эту зону к потенциально-сейсмогенной. $M_{max} = 4,5$; $H = 5$ км.

17. Чашникская потенциально-сейсмогенная зона. Вытянута субмеридионально и прослеживается на расстоянии не менее 60 км в полосе между устьем р. Улла и оз. Лукомльским. Эта зона ВОЗ совпадает со значительным отрезком Чашникского разлома. Впервые разлом был идентифицирован по данным аэромагнитной съемки по отчетливому группированию вдоль направления разрыва магнитных тел, резкому изменению их простирания и локализации в местах увеличения градиента поля силы тяжести. Разлом прослеживается во внутренней структуре фундамента на 140 км и относится к категории глубинных. На поверхности Чашникский разлом проявляется в виде Жеринского линеамента. Он включает систему узких озоподобных гряд шириной от 0,2 до 1,0 км (средняя — 0,5 км), высотой около 10—12 м (максимальная — 33 м) и общей протяженностью не менее 60 км. Кроме того, в структуру линеамента входит ряд ложбинообразных понижений, фрагменты речных долин, котловины озер Слободское, Боярское, Жеринское, Ямно, Черейское и др. Озерные котловины и другие понижения обычно локализуются по обеим сторонам гряд. Судя по морфологии и составу отложений, формирующих гряды, полоса ориентированного рельефа возникла в результате активизации Чашникского разлома около 17—14 тыс. лет назад во время деградации последнего (поозерского) ледникового покрова. По многим признакам, в том числе по аналогии с подобными формами на Балтийском щите, активизация Чашникского разлома сопровождалась сейсмическими явлениями значительной интенсивности. Следует также отметить, что над Чашникским разломом наблюдается аномальное строение всей толщи четвертичных отложений и многочисленные ледниковые ложбины (переуглубления), что свидетельствует о жизни зоны в

течение всего плейстоцена. Сказанное позволяет выделить охарактеризованный фрагмент Чашникского разлома в качестве потенциальной зоны ВОЗ. M_{max} = 3,5; H = 5 км.

18. Оршанская потенциально-сейсмогенная зона тяготеет к глубинному Оршанскому разлому северо-восточной ориентировки, ограничивающему северо-западный борт Центрально-Оршанского горста. Высота уступа в погребенном рельефе фундамента здесь достигает 0,2—0,3 км. Этот разлом проявляется в аномалиях геофизических полей, прежде всего, магнитного. При этом рисунок магнитных аномалий свидетельствует о том, что зона дизъюнктивов имеет ширину не менее 10 км и простирается до широтного отрезка долины р. Днепр в районе гг. Орша и Дубровно. Важно подчеркнуть, что Оршанский разлом отчетливо проявляется в структуре платформенного чехла и в том числе в толще кайнозойских отложений. Здесь установлены проявления палеогенового и неогенового карста, связанного с зонами повышенной трещиноватости в карбонатных породах девона, залегающих над разрывными нарушениями. Аномальное строение на рассматриваемом участке имеет и толща четвертичных отложений. Оршанский разлом контролировал границу максимального продвижения льдов поозерского ледника, локализацию системы аномалий в строении и ориентировку долины Днепра. Следует особо подчеркнуть, что у г. Орши резко выраженное аномальное строение имеет даже пойма Днепра, что вместе с другими признаками заставляет выделить здесь потенциальную зону ВОЗ. M_{max} = 3,5; H = 5 км.

В Калининградской области (Россия) 21 сентября 2004 г. произошла серия землетрясений, некоторые из них имели ощутимый характер на территории Беларуси, Литвы, Латвии, Эстонии, в северных районах Польши и на юге Финляндии. Интенсивность сотрясений поверхности земли в эпицентре наиболее сильного события, которое произошло в 13 ч 32 мин, составила 6—7 баллов по шкале MSK-64.

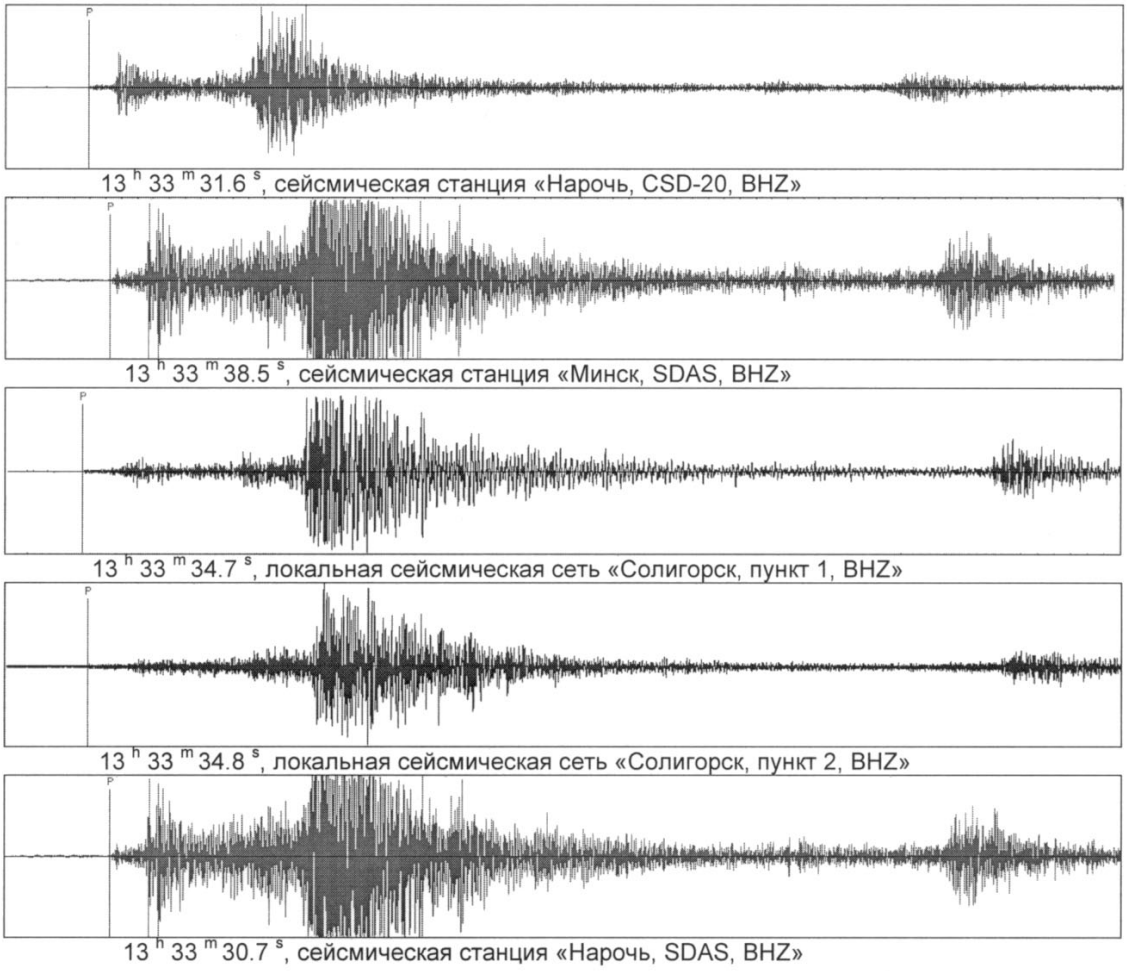


Рис. 6.22. Фрагменты записей Калининградского землетрясения в 13h32m с вступлением Р волны

Эти землетрясения были зарегистрированы сетью сейсмических станций Центра геофизического мониторинга НАН Беларуси, Международными центрами данных и иными сейсмологическими организациями. На рис. 6.22 представлены фрагменты цифровых записей волновой картины землетрясения в 13 ч 32 мин по данным сети сейсмических наблюдений Беларуси.

Ближайшие к эпицентрам землетрясений станции располагались в Польше, Беларуси, Латвии, Литве, Эстонии. Центром геофизического мониторинга НАН Беларуси для дополнительного анализа были выбраны только те станции, для которых удалось собрать цифровые записи исследуемых землетрясений. На записях землетрясений были выделены волны Pn, Pg, Sn, Lg, которые использовались при определении координат гипоцентров. Локализация трех очагов Калининградских землетрясений в 11^h05^m, 13^h32^m и 13^h36^m проводилась по программе HYPOELLIPSE с использованием осредненного скоростного разреза региона [Соллогуб, Чекунов, 1980; Гарецкий и др., 1991; Базанова, 1995]. В качестве модели была принята «классическая» для сейсмологов трехслойная земная кора, состоящая из осадочного, «гранитного» и «базальтового» слоев, разделенных горизонтально залегающими градиентными границами раздела. Зона малых скоростей (осадочный чехол) имеет толщину около 2 км и среднюю пластовую скорость продольных волн $V_P = 4{,}5$ км/с и поперечных $V_S = 2{,}3$ км/с. Далее скорость довольно быстро увеличивается и достигает значения $V_P = 5{,}9–6{,}0$; $V_S = 3{,}3–3{,}4$. Какого-либо существенного нарастания скорости в пределах «гранитного» слоя не наблюдается, а на глубине около 20 км скорости продольных и поперечных волн начинают расти по квазипараболическому закону и достигают величин соответственно 6,6 и 3,8 км/с, что характеризует «базальтовый» слой. У подошвы земной коры также наблюдается быстрое параболическое возрастание скорости до значений $V_P = 8{,}0$ км/с и $V_S = 4{,}6$ км/с и волны переходят в подкоровый слой. Полученные основные параметры трех гипоцентров землетрясений приведены в табл. 6.6.

В табл. 6.7 приведены основные параметры этих землетрясений, полученные различными сейсмологическими службами.

Как видно из таблицы, все результаты достаточно хорошо согласуются, что позволяет с большой уверенностью говорить о надежной локализации местоположения очагов. Таким образом, эпицентральная зона Калининградских землетрясений находится в пределах западной части древней Восточно-Европейской платформы и примыкает к Балтийскому морю.

Механизм очага землетрясения в 13 ч 32 мин был построен в Гарвардском центре (США) на основе метода тензора момента центроида. Полученное решение свидетельствует о сдвиговом характере подвижки в условиях как сжимающих напряжений, ориентированных в юго-юго-восточном направлении, так и растягивающих напряжений, ориентированных на восток-северо-

Таблица 6.6. Основные параметры Калининградских землетрясений 21 сентября 2004 г.

Время в очаге ч-м-с (GMT)	Координаты эпицентра		Глубина гипоцентра, км	Магнитуда		Число станций
	φ, N°	λ, E°		MPSP	Ms	
11:05:09.54 ±0.4 с	52.762 ±0.03	20.683 ±0.03	10 ±1.905	4.9	4.1	18
13:32:35.92 ±0.4 с	54.800 ±0.03	20.774 ±0.03	10 ±3.161	5.1	4.3	16
13:36:31.54 ±0.8 с	54.569 ±0.05	20.402 ±0.05	10 ±3.699	–	3.0	8

Примечание. GMT – время по Гринвичу; φ, N° – широта; λ, E° – долгота; MPSP – магнитуда по объемной волне; Ms – магнитуда по поверхностной волне.

Таблица 6.7. Параметры Калининградских землетрясений 21 сентября 2004 г., по данным различных сейсмологических служб

	GMT	Lat, N	Lon, E	H, км	Ms	mb	ML	I_o
ГС РАН	11 05 04.96	54.838	20.129	21	4.1	4.9		4–5
	13 32 31.33	54.840	20.172	17	4.3	5.1		5–6
	13 36 33.76	54.868	19.99	0.5	3.0	–		3–3.5
ЦГМ НАНБ	11 05 09.54	54.762	20.683	10	4.1	4.9		4–5
	13 32 35.92	54.800	20.774	10	4.3	5.1		5–6
	13 36 31.54	54.569	20.402	10	3.0	–		–
EMSC	11 05 04.2	54.69	20.23	10		4.4		–
	13 32 29.2	54.77	19.94	10		5.0		–

Примечание. GMT – время по Гринвичу; Lat – широта; Lon – долгота; H – глубина гипоцентра; Ms – магнитуда по поверхностной волне; mb – магнитуда по объемной волне; ML – локальная магнитуда по Рихтеру; I_o – интенсивность сотрясений в эпицентральной зоне в баллах; ГС РАН – Геофизическая служба Российской академии наук; ЦГМ НАНБ – Центр геофизического мониторинга Национальной академии наук Беларуси; EMSC – Европейско-Средиземноморский сейсмологический центр, Франция.

восток. Обе нодальные плоскости имеют довольно крутое падение, в движении по обеим плоскостям превалирует сдвиговая компонента, а простирание одной из них совпадает с направлением линии Тейссейра-Торнквиста.

В числе выделенных в регионе зон ВОЗ была обособлена и Калининградско-Литовская «потенциально-сейсмогенная» зона. Термин «потенциально» использован в связи с тем, что, несмотря на наличие геолого-геофизических признаков неотектонической активной геоструктуры, в пределах этой зоны ВОЗ на тот момент не было сведений о проявлении сейсмичности.

Калининградско-Литовская зона ВОЗ отличается повышенным сейсмотектоническим потенциалом и состоит из трех подзон, каждая из которых характеризуется в соответствии с сейсмотектонической картой [Айзберг и др., 1997] $M_{max} = 4{,}0$; $H = 5$ км.

Как видно на рис. 6.23, эпицентры Калининградских землетрясений расположены в пределах Южной подзоны.

Предполагаемые подходы количественного решения проблемы определения максимально возможных магнитуд M_{max} землетрясений для условий Восточно-Европейской платформы приведены и в работе [Новейшая..., 2000], в которой развиваемый метод основан, наряду с привлечением сведений о параметрах сейсмического режима, на способе оценки скорости деформации, контролируемой тектоническими процессами.

По результатам проведенных в этой работе исследований район Калининградских землетрясений по схеме геодинамического районирования также относится к зоне с $M_{max} = 4{,}0$.

Выводы. 1. В результате комплексного геолого-геофизического анализа земной коры Беларуси и Прибалтики разработана сейсмотектоническая карта региона масштаба 1 : 500 000.

2. Обособлено 18 сейсмогенерирующих и потенциально-сейсмогенных зон ВОЗ. Их размеры определены с учетом морфологии и кинематики активных разломов, преобладающих глубин возникновения очагов землетрясений и максимальных размеров очаговых ареалов. С наибольшей уверенностью были выделены Припятская сейсмогенная надзона ($M_{max} = 3{,}5–5{,}0$); Минская ($M_{max} = 3{,}7$); Рижская ($M_{max} = 3{,}5–4{,}5$); Западно- и Центрально-Эстонская ($M_{max} =$

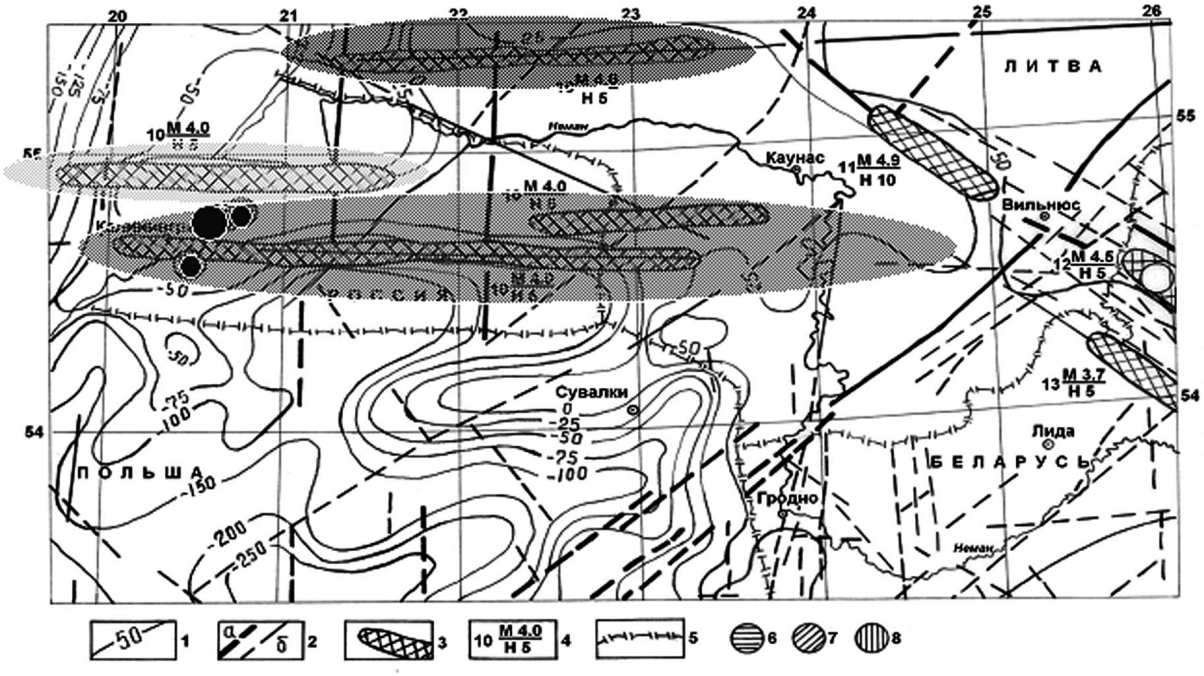


Рис. 6.23. Фрагмент сейсмотектонической карты запада Восточно-Европейской платформы с эпицентрами землетрясений 21 сентября 2004 г.:

1 — изобазы (суммарные амплитуды вертикальных неотектонических движений); 2 — активные разломы: а — первого ранга (суперрегиональные), б — второго и более мелких рангов (региональные и локальные), сплошными линиями показаны активизированные отрезки разломов древнего заложения, прерывистыми — новообразованные разрывные нарушения; 3 — зоны ВОЗ; 4 — параметры зон ВОЗ: в числителе (М) — максимальные значения магнитуды, в знаменателе (Н) — минимальная глубина гипоцентра землетрясения в км с M_{max} для данной зоны, цифра перед дробью — номер сейсмогенных и потенциально-сейсмогенных зон (10 — Калининградско-Литовская, 11 — Вильнюсская, 12 — Ошмянская, 13 — Минская); 5 — государственная граница; эпицентры землетрясений 21 сентября 2004 г.: 6 — 13^h32^m, 7 — 11^h05^m, 8 — 13^h36^m; 9 — эпицентр землетрясения 1908 г.

4,0—4,5); Осмуссаарская (M_{max} = 4,7); Вильнюсская (M_{max} = 4,9) и Ошмянская (M_{max} = 4,5) сейсмогенные зоны. С меньшей достоверностью выделены Борисовская (M_{max} = 4,0); Калининградско-Литовская (M_{max} = 4,0); Оршанская (M_{max} = 3,5) и Чашникская (M_{max} = 3,5) потенциально-сейсмогенные зоны.

3. Максимально возможная магнитуда землетрясений определена по данным расчета сейсмотектонического потенциала или принята реальная максимальная магнитуда, зафиксированная в пределах данной зоны ВОЗ.

4. Анализ соотношения зон ВОЗ с неотектоническими структурами показывает, что сейсмический потенциал региона в общих чертах закономерно возрастает в северо-западном направлении, что обусловлено влиянием закладывающейся Восточно-Балтийской системы молодых грабенов. Определенное влияние на сейсмотектонический потенциал Белорусского субрегиона оказывают также неотектонические процессы в пределах испытавшего инверсию в новейшее время Припятского палеорифта под динамическим воздействием Карпатского орогена.

5. В целом методические подходы по выделению зон ВОЗ при сейсмотектоническом районировании Белорусско-Прибалтийского региона получили свое практическое подтверждение и, по существу, дали возможность сделать долгосрочный прогноз возникновения землетрясений в Калининграде. Однако, учитывая, что магнитуда этих землетрясений оказалась выше прогнозных значений [Айзберг и др., 1997; Новейшая.., 2000; Aizberg et al., 1999], необходимо провести дополнительные исследования по оценке параметров зон ВОЗ с привлечением сведений о сейсмичности в регионе за последние годы. При этом следует учесть новые представления при интерпретации данных о параметрах геофизических полей и геологических характеристик.

Литература

Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Левков Э. А. Геолого-геофизическая основа сейсмотектонического картографирования Восточно-Европейской платформы // Доклады АН Беларуси. 1992. Т. XXXVI, № 9—10. С. 819—821.

Айзберг Р. Е., Аронов А. Г., Гарецкий Р. Г. и др. Сейсмотектоника Беларуси и Прибалтики // Литосфера. 1997. № 7. С. 5—18.

Айзберг Р. Е., Карабанов А. К., Вишневский В. Н. и др. Новейшая геодинамика зоны Центрального разлома Старобинского месторождения калийных солей // Докл. АН Беларуси. 2002. Т. 46, № 2. С. 88—92.

Анкудинов С. А., Брио Х. С., Садов А. С. Глубинное строение земной коры на территории республик Прибалтики по данным сейсморазведочных работ ГСЗ // Белорусский сейсмологический бюллетень. Вып. 1. Минск, 1991. С. 111—117.

Аронов А. Г., Сероглазов Р. Р., Аронова Т. И. Беларусь // Землетрясения Северной Евразии в 1997 году. Обнинск: ГС РАН, 2003. С. 172—180.

Аронов А. Г., Сероглазов Р. Р., Аронова Т. И. Беларусь // Землетрясения Северной Евразии в 1998 году. Обнинск: ГС РАН, 2004. С. 188—194.

Аронова Т. И. Сейсмологические исследования. Сейсмичность и сейсмический режим // Прогноз сейсмической опасности Узбекистана (в 2-х т.). Т. 2: Проблемы прогнозирования землетрясений. Ташкент: Фан, 1994. С. 24—37.

Аронова Т. И. Беларусь // Землетрясения Северной Евразии в 1999 году. Обнинск: ФОП, 2005. С. 200—203.

Базанова Е. А. Мощность литосферы Восточно-Европейской и Западно-Европейской платформ // Сейсмические исследования: Сб. науч. ст. Вып. 1. Минск, 1995. С. 58—67.

Боборыкин А. М., Гарецкий Р. Г., Сафронов О. Н. О методике сейсмического районирования древних платформ // Сейсмологические исследования. Вып. 1. 1995. С. 5—9.

Богданова С. В. О литосфере запада Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 1997. № 6. С. 91—93.

Владимиров В. Г. Общее сейсмическое районирование Восточно-Европейской платформы // Сб. науч. тр. Гидропроекта. Вып. 130 (Проблемы инженерной сейсмологии и сейсмостойкости энергетических сооружений и оборудования). М., 1988. С. 31—41.

Гарецкий Р. Г., Боборыкин А. М., Емельянов А. П., Хотько Ж. П. Развитие обсерваторных геофизических наблюдений в Беларуси // Сейсмологический бюллетень сейсмических станций «Минск» (Плещеницы), «Гомель» и «Нарочь» за 1986 г. ОНТИИ Минск, 1989. С. 141—149.

Гарецкий Р. Г., Айзберг Р. Е., Синичка А. М. Структура поверхности фундамента и платформенного чехла // Глубинное строение и динамика земных недр территории Белоруссии. Мн: Навука і тэхніка, 1991. С. 5—22.

Гарецкий Р. Г., Айзберг Р. Е., Аронов А. Г. и др. Общее сейсмическое районирование Белорусско-Прибалтийского региона // Докл. НАН Беларуси. 1997. Т. 41, № 4. С. 98—102.

Гарецкий Р. Г., Айзберг Р. Е., Карабанов А. К. и др. Новейшая тектоника и геодинамика Центральной Европы // Геотектоника. 1999. № 5. С. 3—14.

Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И., Астапенко В. Н., Данкевич И. В. Геофизические поля и динамика тектоносферы Беларуси. Минск, 2002. 166 с.

Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И., Астапенко В. Н., Данкевич И. В. Геолого-геофизическая характеристика Полоцко-Курземского пояса разломов // Институт геохимии и геофизики НАН Беларуси. Литосфера. 2004. № 2. С. 10—27.

Геология Беларуси / Под ред. А. С. Махнача, Р. Г. Гарецкого, А. В. Матвеева и др. Мн: ИГН НАН Беларуси, 2001. 815 с.

Каратаев Г. И., Гирин Р. Э., Данкевич И. В. и др. Геодинамические модели земной коры Белорусско-Прибалтийского региона. Минск: Наука и техника, 1993. 188 с.

Карпатское землетрясение 1986 года. Кишинев: Штиинца, 1990. 334 с.

Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. М 1 : 2 500 000 / Гл. ред. Ю. А. Мещеряков. М., 1973.

Карта горизонтальных градиентов современных вертикальных движений земной поверхности территории Болгарии, Чехословакии, Венгрии, Польши, Румынии, СССР (Европейская часть). М 1 : 2 500 000 / Под ред. П. Выскочил. М., 1990.

Кузьмин Ю. О. Современная аномальная геодинамика асейсмичных разломных зон // Электронный научно-информационный журнал «Вестник отделения наук о Земле РАН». 2002. № 1 (20). С. 1—27.

Матвеев А. В., Нечипоренко Л. А. Сравнительный анализ линейных дислокаций, выявленных на территории Беларуси // Доклады АН Беларуси. 1995. Т. 39, № 5. С. 79—82.

Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Под ред. А. Ф. Грачева. М., 2000. С. 343—381.

Раутиан Т. Г. Энергия землетрясения // Методы детального изучения сейсмичности. М.: АН СССР. (Тр. ИФЗ АН СССР, № 9 (176)). 1960. С. 75—114.

Раутиан Т. Г. Об определении энергии землетрясений на расстоянии до 3000 км // Экспериментальная сейсмика. М.: Наука. (Тр. ИФЗ АН СССР, № 32 (199)). 1964. С. 88—93.

Рейснер Г. И., Иогансон Л. И. Комплексная типизация земной коры осадочных бассейнов Европы и Средней Азии: решение фундаментальных и прикладных задач // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1993а. № 5. С. 1—8.

Рейснер Г. И., Иогансон Л. И. Сейсмический потенциал Западной России, других стран СНГ и Балтии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. М., 1993б. С. 186—195.

Рейснер Г. И., Иогансон Л. И., Сафронов О. Н., Семова В. И. Сейсмотектоническое районирование платформенных областей (на примере южной части Восточно-Европейской платформы) // Сейсмологический бюллетень сейсмической станции «Минск» (Плещеницы) и «Нарочь» за 1987 г. Минск, 1991. С. 86—108.

Рейснер Г. И., Иогансон Л. И., Рейснер М. Г., Баранов Ю. Е. Типизация земной коры и современные геологические процессы. М.: ИФЗ РАН, 1993. 209 с.

Ризниченко Ю. В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 9—27.

Сейсмологические и геотермические исследования на западе СССР: Сб. науч. тр. под ред. Р. Г. Гарецкого и др. Мн.: Нувука і техніка, 1993. С. 50—53.

Современная геодинамика и нефтегазоносность / Сидоров В. А., Богдасарова М. В., Атанесян С. В. и др. М.: Наука, 1989. 200 с.

Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Глубинное строение центральной и юго-восточной частей Европейского континента и задачи комплексного изучения литосферы // Тектонофизика Украины и других регионов СССР. Киев: Наукова думка, 1980. С. 16—17.

Степанов В. В. Оценка тектонических деформаций при выборе площадок для атомных станций // Оценка сейсмотектонических условий площадок строительства атомных энергетических установок. М.: Энергоатомиздат, 1987. С. 18—28.

Хотько Ж. П. Глубинное строение территории Белоруссии и Прибалтики по данным геофизики. Мн.: Наука и техника, 1974. 94 с.

Шебалин Н. В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974. 54 с.

Шебалин Н. В. Опорные землетрясения и уравнения макросейсмического поля // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. С. 10—14.

Ahjos T., Saari J., Penttila E., Korhonen H. Earthquakes and seismic hazard in Finland // Engineering Geology. 1984. Vol. 20. N 1/2. P. 1—12.

Aizberg R., Garetsky R., Aronov A. et al. Seismonectonic of Belarus and the Baltic sea region // Technika poszukiwan geologisznych. Geosynoptika i geotermia. Krakov. 1999. Rok XXXVIII. Zeszyt 1(195). P. 28—37.

Bath M. A seismicity map of Sweeden // Tectonophysics. 1978. Vol. 49, N 1—2. T. 1-T 8.

Brangulis A. J., Kanevs S. Latvijas tektonika. Riga, 2002. 50 p.

Bulin N. K., Afanaseyeva N. A., Volkov A. V. et al. Aftershocks in the Estonia earthquake of 1976 and deep structure of the epicentral zone // Seismicity and recent movements of the Earth's crust in the Eastern Baltics. Apatity, 1980. P. 24—39.

Fourmaintraux D., Grasso J.-R., Bard P.-Y., Koller M. Use of continuous seismic monitoring for hazard assessment of seismicity associated with hydrocarbon reservoirs and triggered by their exploration // Bulletin du Centre de Researches Elf Exploration Production. 1997. Vol. 21, N 2. P. 323—336.

Garetsky R., Levkov E., Schwab G. et al. Direction of recent maximal stress and epicenter map of tectonic earthquakes // Brandenburgische Geowissenschaftliche Beitrage. 2001. B. 8. N 1. P. 33—38.

Gutenberg B., Richter C. F. Magnitude and energy of earthquakes // Annali di Geofisica. 1956. IX, N 1. P. 1—15.

Guha S. K., Patil D. N. Large water reservoir related induced seismicity // ISSN 0016-8696.

Gupta H. K., Rastogi B. K. Dams and earthquakes. Amsterdam: Elsevier, 1976. 299 p.

Kondorskaya N. V., Nikonov A. A., Ananyin I. V., Dolgopolov D. V. Osmussaar earthquake in the east Baltics of 1976 // Современное состояние сейсмологических исследований в Европе. Материалы XIX Генеральной Ассамблеи Европейской сейсмологической комиссии. М.: Наука, 1988. С. 376—387.

Mantyniemi P., Husebye E. S., Kebeasy T. R. M. et al. State-of-the-art of historical earthquake research in Fennoskandia and the Baltic Republics // Annals of Geophysics. 2004. Vol. 47. N 2/3. P. 611—619.

Maury V. Effect of the LACQ gas field depletion summary statement at the end of 1989 on seismic activity and subsidence // Bulletin du Centre de Researches Elf Exploration Production. 1997. Vol. 21, N 2. P. 303—322.

Puttonen J. The Relationship between the Earthquake Magnitude and Frequency for Areas in Fennoscandia. 1984.

Ringdal F. et al. Semiannual Technical Summary // NORSAR Scientific Report N 1. 1999. Kjeller. 121 p.

Sim L., Bryatseva G., Karabanov A., Aizberg R. Y. The neotectonic stress of Belarus and the Baltic countries // Technika Poszukiwan Geologicznych. Geosynoptyka i Geotermia. 1995. B. 34, N 3 (172). P. 53—57.

Stackebrandt W. Main neitectonic features of the Baltic Sea depression and adjacent areas // Technika Poszukiwan Geologicznych. Geosynoptyka i Geotermia. 1999. N 1. P. 17—27.

Vertical movements since the beginning of Rupelian stage (Oligocene) of the Baltic Sea depression and adjacent areas, scale 1:1,5 Mio / Scientific board: R. Garetsky, E. Levkov, S. Ostaficzuk et al. Authors: A. Sliaupa, S. Sliaupa, J. Straume, R. Y. Aizberg, R. G. Garetsky, A. K. Karabanov, H. Lukke-Andersen, A. O. Ludwig, F. Kockel, S. Ostaficzuk, J. Sokolowski, D. Garbar, V. P. Palienko, A. V. Matoschko // Brandenburgische Wissenschaftliche Beitrage (Germany). 2001. B. 8. H. 1. Part II. Set of the neogeodynamic maps. Map 1. West and East sheets.

Wiejacz P., Debski W. Kaliningrad earthquakes of September 21, 2004 // Kaliningrad earthquake September 21, 2004. Tartu, 2005. P. 44—52.

Научное издание

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И МИКРОСЕЙСМИЧНОСТЬ В ЗАДАЧАХ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Книга 1
Землетрясения

Печатается по решению Ученого совета
Института геологии
Карельского научного центра РАН

Редактор *Л. В. Кабанова*
Оригинал-макет *Т. Н. Люрина*

Изд. лиц. № 00041 от 30.08.99 г. Подписано в печать 26.04.2007. Формат 60x84 1/8.
Гарнитура TexBook. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 38,6+0,5 (вкл.). Усл. печ. л. 44,2.
Тираж 500 экз. Изд. № 18. Заказ № 657

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
185003, г. Петрозаводск, пр. А. Невского, 50