ISSN 1729-7516

Вестник НЯЦ РК

ПЕРИОДИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ
НАЦИОНАЛЬНОГО ЯДЕРНОГО ЦЕНТРА РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

ВЫПУСК 3(39), СЕНТЯБРЬ 2009

Издается с января 2000 г.

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР – д.ф.-м.н. КАДЫРЖАНОВ К.К.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: к.х.н. АРТЕМЬЕВ О.И., д.ф.-м.н. БАТЫРБЕКОВ Э.Г.,
БЕЛЯШОВА Н.Н., к.ф.-м.н. ВОЛКОВА Т.В. к.т.н. ГИЛЬМАНОВ Д.Г.,
д.ф.-м.н. ЖОТАБАЕВ Ж.Р. – **заместитель главного редактора**, к.б.н. КАДЫРОВА Н.Ж., к.ф.-м.н. КЕНЖИН Е.А.,
д.ф.-м.н. КОПНИЧЕВ Ю.Ф., д.г.-м.н. КРАСНОПЕРОВ В.А., д.ф.-м.н. МИХАЙЛОВА Н.Н.,
д.т.н. МУКУШЕВА М.К., д.г.-м.н. НУРМАГАМБЕТОВ А.Н., д.б.н. ПАНИН М.С.,
к.г.-м.н. ПОДГОРНАЯ Л.Е., д.т.н. САТОВ М.Ж., к.ф.-м.н. СОЛОДУХИН В.П., д.т.н. САТОВ М.Ж.

ҚР ҰЯО Жаршысы

ҚАЗАҚСТАН РЕСПУБЛИКАСЫ ҰЛТТЫҚ ЯДРОЛЫҚ ОРТАЛЫҒЫНЫҢ
МЕРЗІМДІК ҒЫЛЫМИ-ТЕХНИКАЛЫҚ ЖУРНАЛЫ

3(39) ШЫҒАРЫМ, ҚЫРҚҮЙЕК, 2009 ЖЫЛ

NNC RK Bulletin

RESEARCH AND TECHNOLOGY REVIEW
NATIONAL NUCLEAR CENTER OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN

ISSUE 3(39), SEPTEMBER 2009

Сообщаем Вам, что периодический научно-технический журнал «Вестник НЯЦ РК», решением Комитета по надзору и аттестации в сфере науки и образования включен в перечень изданий, рекомендованных для публикации материалов кандидатских и докторских диссертаций по физико-математическим наукам. В настоящее время редакция располагает возможностью быстрой публикации статей.

Сборник содержит вторую часть докладов, представленных на V Международной конференции «Мониторинг ядерных испытаний и их последствий (04 - 08 августа 2008 г., Боровое, Казахстан). Первая часть докладов опубликована в журнале «Вестнике НЯЦ РК», вып. 2 (34), 2008 г.

СОДЕРЖАНИЕ

ВОЗМОЖНОСТИ ПОДГОТОВИТЕЛЬНОЙ КОМИССИИ ОДВЗЯИ ОТСЛЕЖИВАТЬ СООТВЕТСТВИЕ ДОГОВОРУ О ВСЕОБЪЕМЛЮЩЕМ ЗАПРЕЩЕНИИ ЯДЕРНЫХ ИСПЫТАНИЙ 5
Зербо Л.

СУЩЕСТВУЮЩАЯ СИСТЕМА ОТБОРА СОБЫТИЙ В МЕЖДУНАРОДНОМ ЦЕНТРЕ ДАННЫХ..... 11
Бобров Д.И., Койн Дж.М.

СЕВЕРОКОРЕЙСКОЕ ЯДЕРНОЕ ИСПЫТАНИЕ 25 МАЯ 2009 г. ПО ДАННЫМ КАЗАХСТАНСКОЙ СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА..... 17
Михайлова Н.Н.

ВЫБОР ПЛОЩАДОК И УСТАНОВКА СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРУПП В КАЗАХСТАНЕ ДЛЯ МОНИТОРИНГА СОБЛЮДЕНИЯ ДОГОВОРОВ О ЗАПРЕЩЕНИИ ЯДЕРНЫХ ИСПЫТАНИЙ 22
Джунек В., Клаутер Д.А., Венанзи Ф., Роман-Нивс Дж., Байер С.А., Кемерайт Р.К., Беляшова Н.Н., Михайлова Н.Н., Синева З. И.

АВТОНОМНЫЙ ПОРТАТИВНЫЙ СЕЙСМОПРИЁМНИК С ЦИФРОВОЙ РЕГИСТРАЦИЕЙ ДЛЯ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ 29
Башилов И.П., Волосов С.Г., Зубко Ю.Н., Королёв С.А., Николаев А.В.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ДИНАМИЧЕСКОЙ КАЛИБРОВКИ МИКРОБАРОМЕТРОВ, ИСПОЛЬЗУЮЩИХСЯ В МЕЖДУНАРОДНОЙ СИСТЕМЕ МОНИТОРИНГА. ЧАСТЬ 2: ТЕМПЕРАТУРНОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ 33
Старовойт Ю.О., Кунаков В.Г.

ЗАЩИЩЕННАЯ СИСТЕМА ПИТАНИЯ АППАРАТУРЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ И АКУСТИЧЕСКИХ ГРУПП..... 36
Кунаков В.Г., Старовойт Ю.О.

ИТЕРАТИВНАЯ ТЕХНОЛОГИЯ КЕПСТРАЛЬНОЙ ОБРАБОТКИ ДЛЯ АВТОМАТИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ ГЛУБИНЫ ИСТОЧНИКА..... 40
Джунек В., Роман-Нивс Дж., Кемерайт Р.С., Вудс М.Т., Кризи Дж.П.

О ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ В РАЙОНАХ ТРЕХ КРУПНЫХ ЯДЕРНЫХ ПОЛИГОНОВ (ПО ДАННЫМ О ПОГЛОЩЕНИИ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН)..... 48
Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА С ГЛУБИНОЙ..... 55
Шепелев О.М., Кунаков А.В., Соколова И.Н.

ПРОГНОЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ. ЕСТЬ ЛИ ВЫХОД ИЗ ТУПИКА? 61
Уткин В.И., Юрков А.К.

КОЛЬЦЕВАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ В РАЗНЫХ ДИАПАЗОНАХ ГЛУБИН ПЕРЕД СИЛЬНЫМИ И СИЛЬНЕЙШИМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ В РАЙОНЕ СУМАТРЫ..... 67
Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.

ХАРАКТЕРИСТИКИ КОЛЬЦЕВОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЗНЫХ ДИАПАЗОНАХ ГЛУБИН В РАЙОНАХ КУРИЛ И КАМЧАТКИ..... 76
Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.

ХАРАКТЕРИСТИКИ КОЛЬЦЕВОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЗНЫХ ДИАПАЗОНАХ ГЛУБИН В РАЙОНЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЯПОНИИ..... 88
Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.

СТРОЕНИЕ ЗОНЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ГОРНОМ АЛТАЕ ПО ДАННЫМ ГЕОЭЛЕКТРИКИ С АКТИВНЫМ ИСТОЧНИКОМ 98
Неведрова Н.Н., Санчаа А.М., Васильев Д.В., Суродина И.В.

ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ПАРАМЕТРОВ МЕХАНИЗМОВ ОЧАГОВ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РЕГИОНОВ КАЗАХСТАНА..... 104
Михайлова Н.Н., Полешко Н.Н.

ТЕХНОГЕННАЯ И ПРИРОДНАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ КУЗБАССА 111
Еманов А.Ф., Е мановА.А., Лескова Е.В., Фатеев А.В., Сёмин А.Ю., Филина А.Г.

ЛЕДНИКОВЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ 120
Михайлова Н.Н., Комаров И.И.

К ВОПРОСУ О ПРИРОДЕ ШАЛКАРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ, ПРОИЗОШЕДШЕГО В ЗАПАДНОМ КАЗАХСТАНЕ 26 АПРЕЛЯ 2008 ГОДА 127
Михайлова Н.Н., Великанов А.Е.

ЧУЙСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 27 СЕНТЯБРЯ 2003 г., Ms=7.3, К=17 (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) 134
Еманов А.Ф., ЕмановА.А., Лескова Е.В., Фатеев А.В., Филина А.Г.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОЙ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ 148
Сычева Н.А., Костюк А.Д., Мухамадеева В.А.

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ ПЛОТНОСТИ ГЕОСФЕР ПО ВРЕМЕНИ ПРОБЕГА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ВОЛНЫ..... 155
Ан В.А., Годунова Л.Д., Каазик П.Б.

ОБРАТНОЕ МАРТЕНСИТНОЕ $\alpha \rightarrow \gamma$-ПРЕВРАЩЕНИЕ В СТАЛИ 12Х18Н10Т, ОБЛУЧЕННОЙ ДО 56 СНА В РЕАКТОРЕ БН-350 И ДЕФОРМИРОВАННОЙ ПРИ 293К 161
Максимкин О.П., Рахашев Б.К.

ВЛИЯНИЕ РЕАКТОРНОГО ОБЛУЧЕНИЯ НА ЗАКОНОМЕРНОСТИ МАРТЕНСИТНОГО $\gamma \rightarrow \alpha$-ПРЕВРАЩЕНИЯ В СТАЛИ 12Х18Н10Т ПРИ ДЕФОРМАЦИИ 167
Максимкин О.П., Бердалиев Д.Т.

УДК 504.009 (100)

ВОЗМОЖНОСТИ ПОДГОТОВИТЕЛЬНОЙ КОМИССИИ ОДВЗЯИ ОТСЛЕЖИВАТЬ СООТВЕТСТВИЕ ДОГОВОРУ О ВСЕОБЪЕМЛЮЩЕМ ЗАПРЕЩЕНИИ ЯДЕРНЫХ ИСПЫТАНИЙ

Зербо Л.

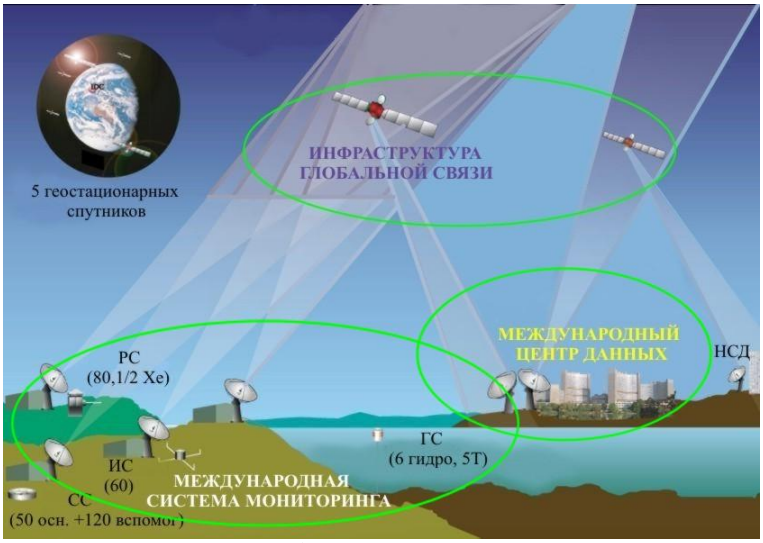
Международный центр данных Временного технического секретариата Подготовительной комиссии Организации Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний, Вена, Австрия

Охарактеризовано состояние строительства и верификации Международной системы мониторинга ОДВЗЯИ. На примере северо-корейского ядерного взрыва 9 октября 2006 г. показана способность системы в ее текущем состоянии обнаруживать ядерные испытания. Обсуждены уроки и перспективы развития системы не только для ядерного мониторинга, но и для решения задач в гражданских и научной сферах, имеющих глобальную значимость (предупреждение цунами, определение длины зоны разлома при крупных землетрясениях и др.).

Договор о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ), принятый Генеральной Ассамблеей Организации объединенных наций 10 сентября 1996 г., был открыт для подписания всеми государствами 24 сентября 1996 г. ДВЗЯИ запрещает проведения ядерных испытаний во всех средах окружающей природы. Основными составляющими верификационного режима ДВЗЯИ являются Международная система мониторинга, Международный центр данных, Инспекция на месте. В инфраструктуру верификационного режима (рисунок 1) входит система глобальной связи.

Международная система мониторинга (МСМ) предусматривает установку 321 станции - сейсмических, гидроакустических, инфразвуковых, радионуклидных. Данные с разноудаленных станций, благодаря инфраструктуре глобальных связей, поступают в Международный центр данных (г. Вена). Международный центр данных (МЦД) осуществляет сбор, анализ, распространение данных и информационных стандартных продуктов их обработки государствам-членам Договора.

Текущий статус верификационного режима определяется тем, что Договор о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний пока не вступил в силу. Строительство сети станций МСМ полностью не завершено. Системы анализа и обработки данных МЦД находятся на стадии формирования. Автоматические и интерактивные информационные продукты МЦД издаются регулярно с февраля 2000 г., но на экспериментальной основе согласно разработанным Временным операционным руководствам. Информационные продукты включают бюллетени сейсмоакустических событий и радионуклидных наблюдений. Сроки создания этих документов менее строги, чем это предусматривается Договором после вступления его в силу. Все данные МСМ и продукты МЦД доступны для авторизованных пользователей всех государств – членов Договора.



СС – сейсмическая станция; ИС – инфразвуковая станция; ГС – гидроакустическая станция; РС – радионуклидная станция; НЦД – национальный центр данных

Рисунок 1. Инфраструктура верификационного режима ДВЗЯИ

ТЕКУЩИЙ СТАТУС МЕЖДУНАРОДНОЙ СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА И МЕЖДУНАРОДНОГО ЦЕНТРА ДАННЫХ

К началу 2007 г. находятся во временной эксплуатации и вносят свой вклад в подготовку информационных продуктов Международного центра данных следующее число станций Международной системы мониторинга (рисунок 2): в составе первичной сейсмической сети - 68% из 50, в составе вспомогательной сейсмической сети - 50% из120, в составе гидроакустической сети - 82% из 11, в составе инфразвуковой сети - 58% из 60, в составе радионуклидной сети - 55% из 80. Не работает ни одна радионуклидная станция по инертным газам. Около 15 станций работают в экспериментальном режиме.

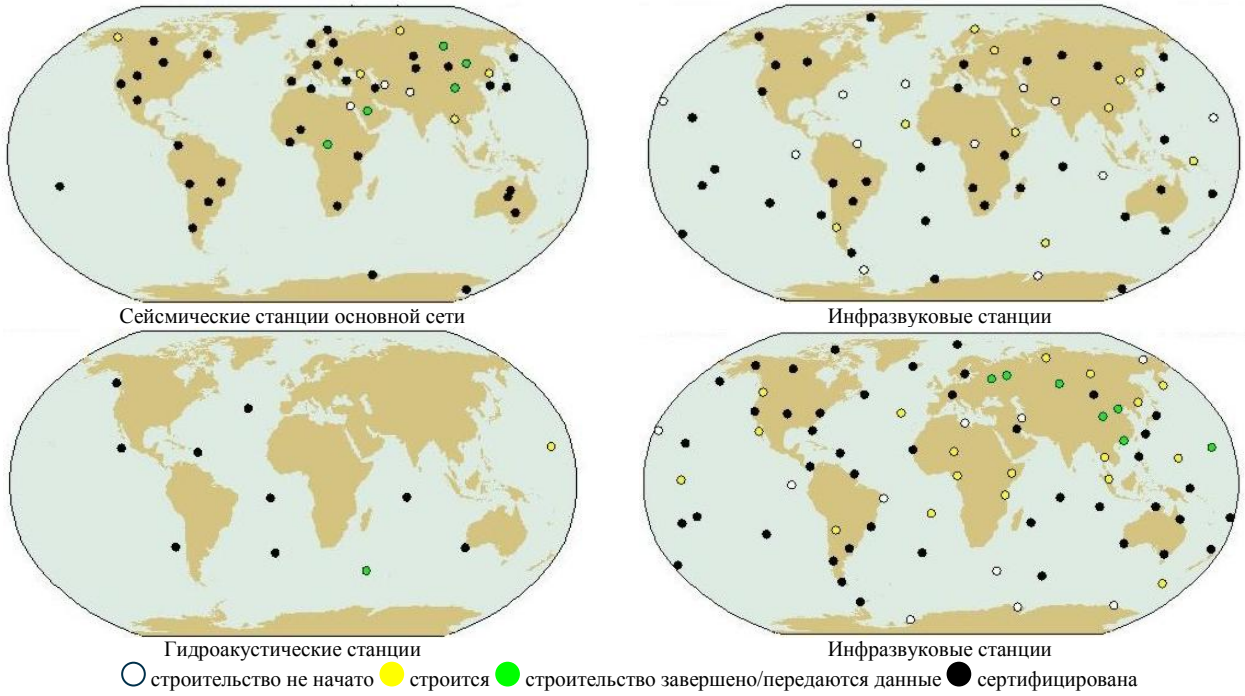


Рисунок 2. Текущий статус станций Международной системы мониторинга

Непрерывные данные мониторинга, получаемые в МЦД, доступны государствам в режиме реального времени. За период с 21 февраля 2000 г. по 1 апреля 2007 г. действующими системами зарегистрировано и в МЦД локализовано около 175 000 событий (рисунок 3).

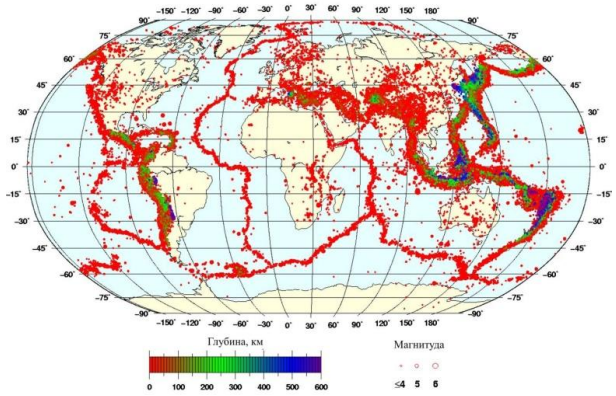


Рисунок 3. Эпицентры событий, зарегистрированных Международной системой мониторинга за период с 21.02.2000 г. по 01.04.2007 г.

Всего - это порядка 25 000 событий в год. 174 567 сейсмических событий отражены в бюллетенях МЦД (за период с 21 февраля 2000 г. по 04 мая 2007 г.).

ЭФФЕКТИВНОСТЬ ВЕРИФИКАЦИОННОЙ СИСТЕМЫ

Ожидаемые целевые параметры эффективности, предусмотренные для Международной системы мониторинга, не являются однозначно определенными как для данного этапа, так и после завершения ее строительства. Например, такие параметры, как «…способность обнаруживать событие с магнитудой 4.0…», «…способность обнаруживать взрыв мощностью в 1 кт в тротиловом эквиваленте,…» и др. Изучение “порога мониторинга” показало, что созданная сейсмическая сеть обладает способностью к обнаружению сейсмических событий с магнитудой ниже mb 4.0 на большинстве территорий мира уже даже при нынешнем ее состоянии. Действительное пороговое значение ключевым образом зависит от конфигурации сети станций, географического местоположения станций и преобладающей сейсмической активности в пределах отдельных территорий земного шара. На рисунке 4 показана эффективность действующей системы мониторинга на примере регистрации ядерного взрыва, произведенного 9 октября 2006 г. в Северной Корее.

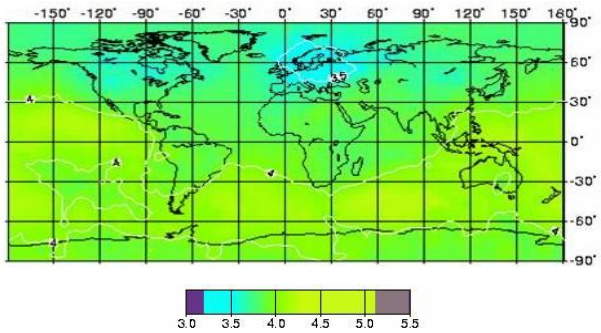


Рисунок 4. Распределение порогового значения мониторинга события 9 октября 2006 01:00-02:00 (GTM)

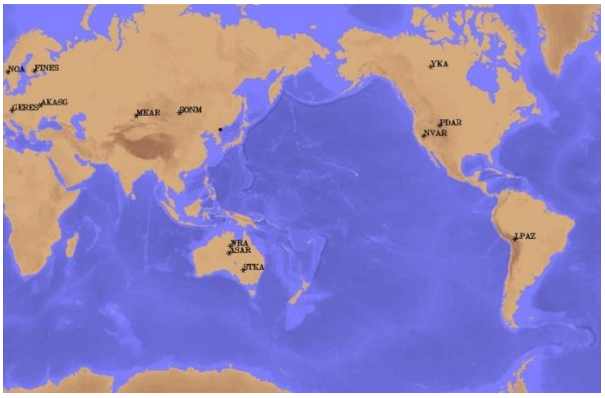
СОБЫТИЕ 9 ОКТЯБРЯ 2006 Г. В КНДР

Событие 9 октября 2006 в КНДР стало незапланированным испытанием для создаваемой верификационной системы ДВЗЯИ по многим ее аспектам. На момент взрыва, произведенного в КНДР, в эксплуатационном режиме с Международным центром данных работало 60% из 321 станций Международной системы мониторинга (кроме станции по радиоактивным инертным газам), МЦД использовал процедуры и программное обеспечение обработки данных, находящиеся на стадии разработки и опробования. Временный технический секретариат Подготовительной комиссии ОДВЗЯИ работал в режиме «временных операций».

Событие, произошедшее в КНДР, было зарегистрировано на станциях МСМ, расположенных по всей территории земного шара. На рисунке 5а приведено расположение 13 станций МСМ, данные которых были использованы в режиме автоматической локализации события, результаты которой получены в течение 2 часов и вошли в бюллетень SEL1 (Standard Event List 1 - Стандартный список событий). На рисунке 5б показано расположение 22 станций МСМ, использованных для пересмотра результатов автоматической локализации события, полученных два дня спустя после 9 октября 2006 г. и включенных в бюллетень явлений REB (Reviewed event bulletin – Бюллетень переинтерпретированных событий).

На рисунке 6 показаны результаты автоматической и пересмотренной (переинтерпретированной) локализации события с соответствующей оценкой погрешностей, полученные в Международном центре данных.

На рисунке 6 красным цветом показан эпицентр события, определенный по результатам автоматической локализации (SEL1) с эллипсом погрешности 2,389 кв. км; синим цветом – эпицентр события, определенный по результатам локализации, пересмотренной аналитиками, с эллипсом погрешности 880 кв. км. Полученный результат укладывается в требования, предусматриваемые ДВЗЯИ для проведения Инспекции на месте, согласно которым максимальная допустимая площадь поиска события не должна превышать 1 000 кв.км.



а



б

Рисунок 5. Расположение станций МСМ, данные которых о событии в КНДР 9 октября 2006 г. использованы: а – для его автоматической локализации (SEL1); б – для окончательной локализации (REB)

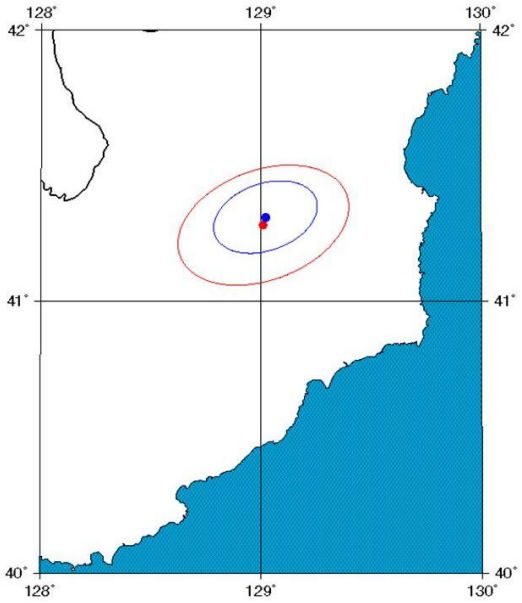


Рисунок 6. Результаты определения в МЦД эпицентра взрыва 09.10.2006 г.

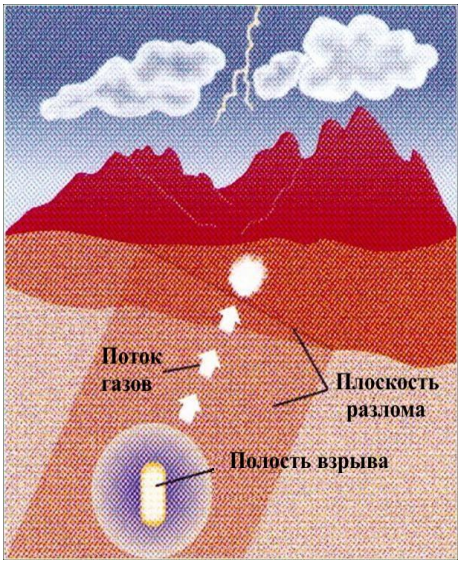
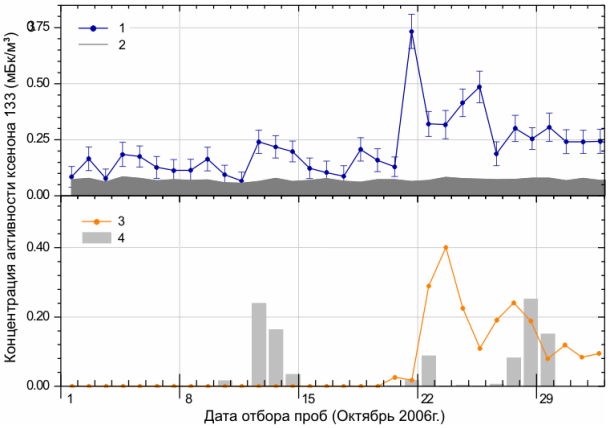


Рисунок 7. Инертные газы - "неопровержимое доказательство" ядерной природы взрыва

Полученные результаты могут быть точно воспроизведены государствами-участниками при использовании программного обеспечения, предоставляемого Международным центром данных. После вступления ДВЗЯИ в силу роль Международного центра данных будет как раз сводиться к выпуску и предоставлению технических данных после обработки ("стандартные продукты") в помощь государствам-участникам для вынесения ими собственных суждений о произошедших событиях.

Для суждения о природе произведенного взрыва была рассмотрена атмосферная модель, используемая в МЦД, которая показала, что воздух со стороны испытательного полигона в Северной Корее во время взрыва (9 октября, в 01 ч.30 мин.) двигался в направлении Аляски и Канады. Были проведены расчеты количества радиоактивного ксенона (ксенон-133), который мог прибыть на радионуклидную станцию МСМ CAX16 в Йеллоунайф (северо-запад Канады) в предположении мощности взрыва 5 кт и полного выхода радиоактивных продуктов (равного 7.7 1015 Бк ксенона -133) - рисунок 7. Однако следовало учесть, что возможны и другие источники ксенона -133. Например, производство медицинской продукции, когда масштабное использование молибдена -99 дает расчетный побочный продукт ксенона -133 в количестве 88.1012 Бк за один рабочий день от лаборатории Chalk River Laboratories (CRL), 95.1012 Бк от Fleurus (Бельгия) за один рабочий день и 22.1012 Бк от NESCA (Южная Африка) за один рабочий день. Поэтому требуется проведение тщательного анализа с учетом всех основных источников радиоактивного ксенона. Дополнительной была техническая проблема - 26 октября 2006 г. на радионуклидной станции CAX16 сломался компрессор. Имеется ряд других факторов, требующих учета, если взрыв был ядерным, таких как запоздалый выброс инертных газов, выброс вследствие вскрытия штолен или бурения скважин и т.д. В результате измерения, связанные с проведенным испытанием, могут занять до нескольких недель после события. Постоянная диффузия инертных газов (среди других, радиоксенона) через почву в атмосферу позволяет рассчитывать на получение "новых" сигналов. В период наблюдений за взрывом в КНДР эксплуатировалась только одна радионуклидная станция, высвобождение газов было малым, расстояние до станции - значительным, поэтому вероятность зарегистрировать эти сигналы была очень низкой. На рисунке 8 показано изменение ежедневной концентрации радиоактивного ксенона, зарегистрированной на станции Международной системы мониторинга CAX16 в Канаде (Йеллоунайф) после проведенного испытания.

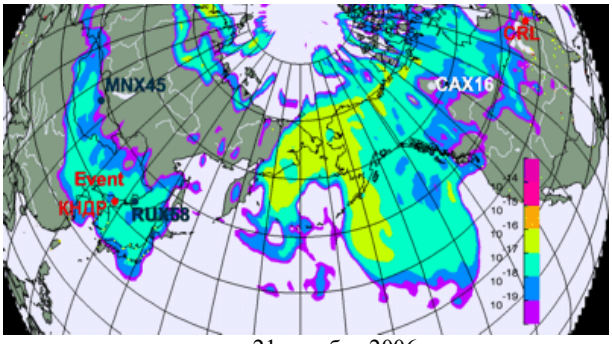


1- измеренная активность ксенона-133; 2 – уровень фонового шума; 3 – расчетная активность ксенона-133 (с использованием атмосферной модели BCMWF); 4 – уровни максимального излучения от CPL

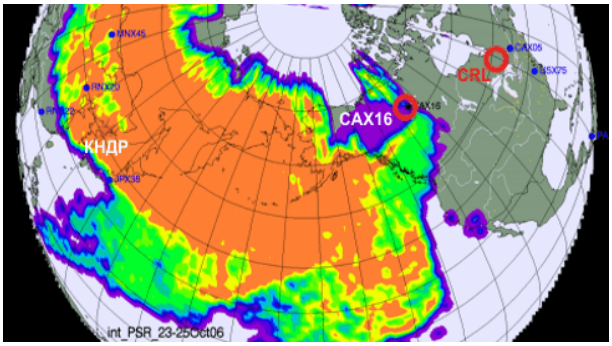
Рисунок 8. Изменение значений ксенона-133, наблюденных 21 и 23 - 25 октября 2006 г. на станции CAX16 в Канаде (верхняя кривая) и полученных расчетом (нижняя кривая)

Как следует из рисунка 8, 21 и 25 – 26 октября 2006 г. станция CAX16 в Канаде (Йеллоунайф) зафиксировала аномальные значения ксенона-133. Для исключения ошибки в определении местонахождения источника аномалий были проанализированы другие различные возможные источники. На рисунке 9 на фоне атмосферной модели переноса BCMWF, используемой в МЦД, показано взаимное расположение радионуклидных станций, ближайших к территории КНДР.

Неокрашенные на рисунке 9а регионы не могли повлиять на формирование аномалии, зарегистрированной 21 октября. Корейский полуостров - единственный регион, который мог повлиять на ее формирование по причине вероятного выброса концентрации ксенона. МЦД основывает свою атмосферную карту на данных, охватывающих 6 миллионов наблюдений в день, и поэтому ее достоверность имеет ключевое значение при интерпретации наблюдений, полученных на радионуклидных станциях МСМ.



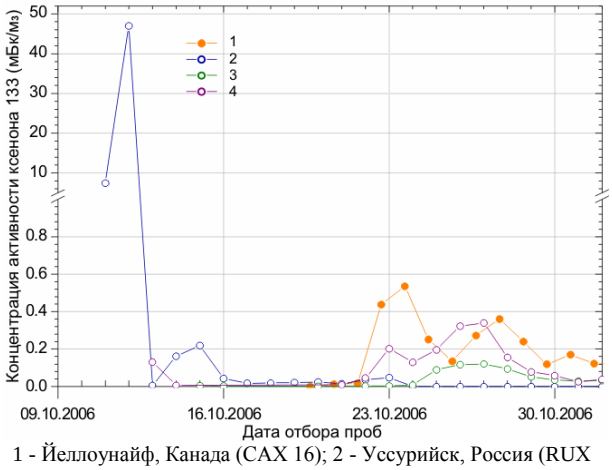
а – на 21 октября 2006 г.



б – на 23 – 25 октября 2006 г.

Рисунок 9. К определению источника аномалий ксенона-133, зарегистрированных станцией CAX16 в Канаде (с использованием атмосферной модели переноса BCMWF)

На рисунке 9б показаны регионы, где эмиссия газов, происходившая в период с 11 по 23 октября 2006 г., могла бы генерировать сигнал на станции CAX16 в Йеллоунайфе в период второго пика (23 - 25 октября 2006 г.). Неокрашенные регионы, включающие и местоположение Chalk River Laboratories (CRL), не могли генерировать данный сигнал. Проведен расчет прогнозируемого значения ксенона-133 на станции CAX16 в Йеллоунайфе в результате выброса его во время и в месте события 9 октября 2009 г. (рисунок 8, нижняя кривая). Сходство двух кривых подтверждает гипотезу о том, что выброс ксенона-133 произошел 9 октября на территории КНДР.



1 - Йеллоунайф, Канада (CAX 16); 2 - Уссурийск, Россия (RUX 58, построена в 2007 г.); 3 - Такасаке, Япония (JPX 38, установлена в декабре 2006 г.); 4 - Петропавловск-Камчатский, Россия (RUX60, пока не построена)

Рисунок 10. Расчетный прогноз содержания в атмосферном воздухе ксенона-133 в местах расположения четырех радионуклидных станций МСМ от ядерного взрыва 9 октября 2006 г. в КНДР

Проведен расчет возможных значений радиоксенона в предположении его регистрации (после 9 октября 2006 г.) не только на станции CAX16 в Йеллоунайфе, но и на других, в то время не работавших станциях МСМ: RUX58 в Уссурийске, РФ (построена в 2007 г.), JPX38 в Такассаке, Япония (построена в декабре 2006 г.), RUX60 в Петропавловске-Камчатском, РФ (еще не строилась). Результаты расчетов приведены на рисунке 10.

Как следует из прогнозных расчетов, если бы в период проведения ядерного испытания в Северной Корее работала более близкая радионуклидная станция RUX58 (Уссурийск, Россия), то сигнал был бы в 1000 раз интенсивней, чем тот, что зарегистрирован на станции CAX16 (Йеллоунайф, Канада) и его можно было бы зафиксировать в течение первых 3-х дней. Расчеты подтверждают также, что дополнительные станции инертных газов МСМ могут значительно усилить верификационную систему.

Выводы

Событие в КНДР 09 октября 2006 г. зарегистрировано сейсмическими станциями МСМ, размещенными по всему миру. Хорошая локализация события позволила уже в течение первых 2-х часов представить данные в бюллетене событий Standard Event List 1. Параметры локализации были откорректированы в бюллетене Reviewed Event Bulletin, выпущенном 2 дня спустя после события 9 октября. Погрешность определения эпицентра события была меньше, чем максимально допустимая для Инспекции на месте согласно ДВЗЯИ (1000 кв. км). С использованием модели атмосферных переносов, принятой ВТС ОДВЗЯИ, для CAX16 (Йеллоунайф, Канада) было показано соответствие результатов регистрации гипотезе о выбросе радиоактивного ксенона во время и в месте ядерного испытания в КНДР. Другие проанализированные источники техногенных радионуклидов можно было исключить. Моделирование показало, что привлечение дополнительных станций для регистрации инертных газов повысит способность системы к обнаружению радиоактивного ксенона в результате выброса в этом же месте в будущем.

Извлеченные уроки

- Событие в КНДР продемонстрировало осуществимость изначальной цели ВТС ОДВЗЯИ – построение жизнеспособной верификационной системы.
- Данное событие показало, что плавный переход в фазу вступления в силу ДВЗЯИ осуществим уже при нынешнем состоянии МСМ, хотя все еще необходимо

проделать значительную работу для полной функциональности системы и соответствия Договору, несмотря на то, Договор не обеспечивает средствами предостережения от готовящегося нарушения.

- Полученный опыт показал необходимость регистрации радиоактивных инертных газов, все еще малое количество установленных станций и ни одной - во временной эксплуатации с МЦД. Подготовительная Комиссия предпринимает шаги по акцентированию внимания на эту сторону вопроса.
- Событие КНДР указало на обоснованность проведения Инспекции на месте как элемента верификационного режима и необходимость в дальнейшем развитии статуса ее оперативной готовности.
- Прогрессивное уменьшение пороговых параметров по мере развития МСМ укрепит в дальнейшем уверенность в возможности верификационной системы.
- Способность регистрировать очень слабые сигналы на некоторых станциях МСМ вместе с большой географической вариативностью в распространении сейсмических волн делает возможным реализацию более низкого порога обнаружения событий, чем тот, который предполагается потенциальным нарушителем как необнаруживаемый.

Событие в КНДР продемонстрировало, что ВТС ОДВЗЯИ сможет получать и анализировать данные о производимых ядерных испытаниях в предусматриваемых временных рамках после вступления Договора в силу, и это служит хорошим предзнаменованием будущей эффективности создаваемой верификационной системы. Договор о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний может положить конец всем ядерным испытаниям.

Дополнительно к способности мониторинга ядерных испытаний, МСМ имеет несколько применений в гражданских и научных сферах, имеющих глобальную значимость. К ним относится использование МСМ в целях предупреждения цунами. В частности, гидроакустические данные полезны (в режиме близком к реальному времени) для моделирования образования и распространения цунами, которые предоставляют хорошую информацию о направленности развития цунами. Длина зоны разлома может быть оперативно определена по данным гидроакустических наблюдений, что представляет собой альтернативный быстрый метод оценки размера очень больших землетрясений, которая является достаточно проблематичной при использовании обычных методов при таких крупных землетрясениях.

ЯСБТШҰ ДАЯРЛАУ КОМИССИЯСЫНЫҢ ЯДРОЛЫҚ СЫНАҚТАРЫНА БӘРІН СЫЙДЫРАТЫН ТЫЙЫМ САЛУ ТУРАЛЫ ШАРТЫНА СӘЙКЕСТІГІН ҚАДАҒАЛАУЫНА МҮМКІНШІЛІКТЕРІ

Зербо Л.

Ядролық сынақтарына бәрін сыйдыратын тыйым салу туралы шарты Ұйымының Даярлау комиссиясындағы Уақытша техникалық хатшылығының Халықаралық деректер орталығы, Вена, Австрия

ЯСБТШҰ-ның Халықаралық мониторингі жүйесін құру мен верификациялау күйі сипатталған. 2006 ж. қазанның 9-ындағы солтүстік-кореялық ядролық жарылысы үлгісінде жүйенің қазіргі күйінде ядролық сынақтарын табу қабілеттілігі көрсетілген. Жүйенің тек қана ядролық мониторингі үшін емес, онымен бірге, глобаль маңыздылығы бар азаматтық және ғылыми салаларында міндеттер шешу (цунамидан сақтандыру, ірі жерсілкінулерінде жарылымдар белдемдерінің ұзындығын анықтау) үшін қорытындылары мен даму перспективалары талқыланған.

THE CAPACITY OF THE CTBTO PREPCOM TO MONITOR COMPLIANCE WITH A COMPREHENSIVE TEST-BAN TREATY

L. Zerbo

International Data Centre Division Preparatory Commission for the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization Provisional Technical Secretariat, Vienna, Austria

The status of creation and verification of the CTBTO International Monitoring System is presented. By an example of the North-Korean nuclear explosion in October 9, 2006 a system capability in its current state able to detect nuclear tests is shown. Lessons and future systems perspectives both for nuclear monitoring and for civil and scientific tasks on a global scale (tsunami prediction, determination of fault length in case of large earthquakes) are discussed.

УДК 621.039.9

СУЩЕСТВУЮЩАЯ СИСТЕМА ОТБОРА СОБЫТИЙ В МЕЖДУНАРОДНОМ ЦЕНТРЕ ДАННЫХ

Бобров Д.И., Койн Дж.М.

Организация по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний, Вена, Австрия

Характеризуется система анализа и фильтрации сейсмоакустических событий с использованием программного обеспечения, применяемого в Международном центре данных Организации по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (г. Вена, Австрия).

Договор о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ) утверждает, что Международный центр данных (МЦД) будет применять к каждому зарегистрированному явлению стандартные критерии фильтрации (Протокол ДВЗЯИ, часть I, параграф 18(b)). Целью этого процесса является отбор (фильтрация) событий, которые соответствуют естественным или неядерным техногенным явлениям, для того чтобы, исключив их, оставить лишь малую долю таких событий, которые потребуют дальнейшего специального изучения с точки зрения ДВЗЯИ. Договор также подчеркивает, что стандартный бюллетень событий должен указывать численное значение (балл) события, который будет определять степень того, насколько событие соответствует или не соответствует стандартным критериям отбора.

ОБРАБОТКА ДАННЫХ, ИЗУЧЕНИЕ, ИНТЕГРАЦИЯ

На рисунке 1 показан алгоритм сбора данных, изучения, фильтрации и создания информационных продуктов по регистрируемым событиям в Международном центре данных ОДВЗЯИ.

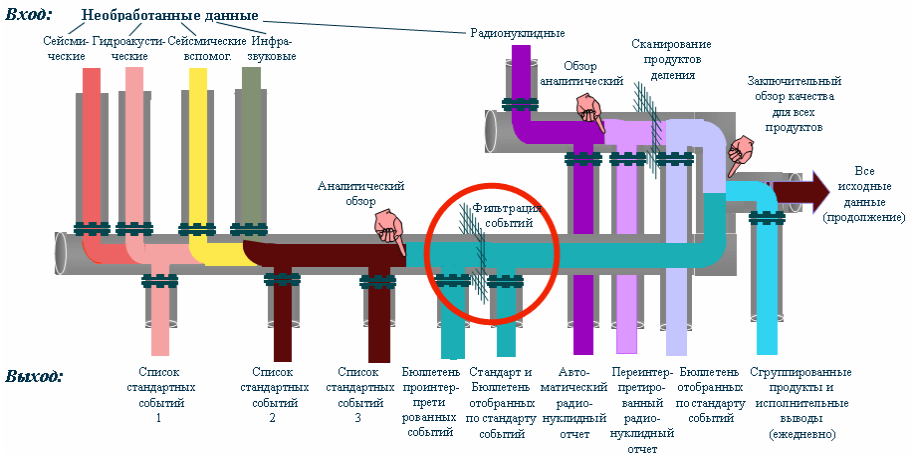


Рисунок 1. Схема организации анализа, отбора, интеграции, обзора данных и доступа к ним

Отбор текущих событий и оценка их числовым баллом в Международном центре данных основаны на использовании следующих критериев:

- соотношение магнитуд объемной и поверхностной волн (Ms:mb);
- оценка глубины явления (Depth);
- соотношение высокочастотных региональных амплитуд P/S (Reg);
- синергетика сейсмического местоположения и анализ гидроакустического сигнала (Hydro).

Перечисленные критерии применены в действующей версии программного обеспечения Международного центра данных ОДВЗЯИ, при работе с событиями, включенными, после пересмотра результатов автоматической локализации, в бюллетень REB (Reviewed Event Bulletin). Поскольку большинство событий, включаемых в REB, являются сейсмическими, определенный интерес представляют измеряемые параметры различных сейсмических волн. Для каждого типа событий характерны свои узнаваемые сейсмические волны, которые могут дать информацию о том, природное оно или техногенное.

КРИТЕРИЙ СООТНОШЕНИЯ МАГНИТУД ОБЪЕМНОЙ И ПОВЕРХНОСТНОЙ ВОЛН (MS:MB)

Критерий отбора событий по соотношению магнитуды объемных и поверхностной волн является наиболее важным. Измерения, проводимые на телесейсмических расстояниях, составляют основу для определения магнитуды объемных волн. Отношение магнитуд по объемным и поверхностным волнам сравнительно выше для техногенных (взрывы), чем для природных событий. Для событий, которые происходят вблизи станции, изучают два типа объемных волн - региональных P- и S-волн. Землетрясе-

ние обычно создает слабые P-волны и сильные S-волны. При взрыве соотношение магнитуд этих волн обычно обратное: P-волны значительно сильнее S-волн.

Критерий Ms:mb определяют следующим образом. Пусть $\overline{m_b}$ и $\overline{M_S}$ обозначают среднесетевые значения магнитуд объемной и поверхностной волн по данным станций *Nb* и *Ns*, соответственно, представленные в REB. Фильтрация по магнитудному критерию проводится при выполнении следующих условий:

$$1.25\overline{m}_b - \overline{M_S} + 2\sigma_M < 220,$$

где $\sigma_M^2 = 1,25^2 \frac{\sigma_b^2}{N_b} + \frac{\sigma_s^2}{N_s}$

σ_b, σ_s – стандартные отклонения для $\overline{m_b}$ и $\overline{M_S}$ на единичной станции, соответственно. Используют статистические оценки $\sigma_b = 0.34$ и $\sigma_s = 0.23$.

Пороговое значение фильтрации события по критерию Ms:mb – SCOREM, определяют по следующей формуле:

$$SCORE\ \text{M} = \frac{2.20 - (1.25 \cdot \overline{m}_b - \overline{M}_s)}{2\sigma_M} - 1.$$

Критерий Ms:mb применяется ко всем событиям с mb ≥ 3.5, представленным в REB, для которых имеется, по крайней мере, 2 значения Ms. В противном случае численное значение, которым характеризуется событие, принимается как *SCOREM* = -999.0. Если $\text{SCORE}_\text{M} > 0$, событие отфильтровывается как имеющее природное происхождение, если $\text{SCORE}_\text{M} \le 0$, событие отбирается для бюллетеня SEB (Standard Event Bulletin).

КРИТЕРИЙ ГЛУБИНЫ (DEPTH)

Информация о глубине события также используется для распознавания того, естественным или техногенным является событие. Пусть *D* будет оценкой глубины гипоцентра, а szz – дисперсией оценки глубины события, которое отражено в REB. На основе критерия глубины отбор события производится, если выполняется следующее условие:

$$D - 2\sigma_D > 10 \text{ км, где } 2\sigma_D = 2\sqrt{S_{ZZ}} + k$$

Коэффициенту *k* по умолчанию присваивается значение 20 км при решении со свободной глубиной очага. Значение *k=o*, если при оценке глубины используются глубинные фазы (pP и/или sP).

Указанные критерии фильтрации при использовании глубинных фаз применяются только в случае выполнения следующих условий:

- обнаружены, по крайней мере, 3 глубинные фазы одного типа (pP или sP);
- соотношение сигнал-шум (SNR) глубинных фаз больше или равно 2.0;
- разность времен вступления волн pP–P больше или равна, по крайней мере, 1.5 с и/или разность времен вступления sP–P равна 1.3 с для станций, расположенных на удалениях от 25 до 100 градусов от эпицентра события;
- разность времени пробега t(pP–P) больше или равна, по крайней мере, 12.9 с и/или t(sP–P) равна 19.0 с на ближайшей от эпицентра станции при Δ >25°.

Пороговое значение *SCORED* отбора событий по глубине имеет вид:

$$SCORE_D = [(D - 10км) / 2\sigma_D] - 1.$$

Если $SCORED \le 0$, явление отбирается и включается в бюллетень, если *SCORED*>0 – явление отфильтровывается. Если событие не охарактеризовано необходимыми параметрами для фильтрации по глубине, *SCORED* = -999.0. Существующие технологии ядерных испытаний имеют ограничение по глубине. Поэтому события на большой глубине могут быть сразу исключены из дальнейшего рассмотрения в МЦД, т.к. это четко свидетельствует, что событие - природное.

КРИТЕРИЙ СООТНОШЕНИЯ АМПЛИТУД РЕГИОНАЛЬНЫХ ФАЗ P/S (REG)

Для отбора событий, на основе соотношения амплитуд региональных фаз P/S, необходимо:

- вычислить глобальные средние поправки за расстояние от источника для тектонически активных и стабильных регионов. Затухание волн аппроксимируют зависимостью $\log(P/S) = a + b \log \Delta + c \Delta$, где Δ – эпицентральное расстояние, коэффициенты *a*, *b* и *c* характеризуют условия распространения сигналов и вычисляются для каждого региона;

- учесть особенность трассы распространения сигналов от эпицентра события до станции с использованием байесовского метода калибровки при значении пространственного интервала корреляции, равном 6 градусам, с поправкой û(So) и дисперсией σ^2(So) в точке So.

- вычислить исправленное значение расстояния log(Pn/Smax) в полосе частот 6-8 Гц, где Smax = max(Sn, Lg) – максимальная амплитуда в волне Sn или Lg. Исправленное значение обозначается как $\log[Pn/Smax(6\text{-}8\ \text{Гц})]_{\text{cor}}$.

- определить $\lambda = \frac{x - \mu_{EX}}{\sqrt{\sigma^2 + \sigma_{r,EX}^2}}$,

где $x = \log[Pn/Smax(6\text{-}8\ \text{Гц}]_{\text{cor}} - \hat{u}(So)$; $\mu_{EX} = 0.81$, $\sigma_{r,EX} = 0.22$ - соответственно, оценки среднего значения и стандартного отклонения параметра *x* в выборке для взрыва;

- отфильтровать событие, если $\lambda < -za$, где *za* – (1-α) – перцентиль стандартного нормального распределения с нулевым средним и единичной дисперсией. Фильтрация событий по данному критерию проводится для уровня значимости α, равного 0.5% , и *za* =2.57.

Пороговое значение *SCORER* при фильтрации событий определяется как $SCORER = -\lambda / za$. Если *SCORER* >0 – событие отфильтровывается, как имеющее природное происхождение. Если

SCORER≤ 0 – событие отбирается для включения в бюллетень SEB. Если у события недостаточно параметров для оценки по данному критерию, принимается $SCORE_R$ = -999. Критерий соотношения региональных фаз P/S используется лишь для региональных событий (3<Δ<17°), размещенных в REB, имеющих mb ≥ 3.5 и значение отношения сигнала к шуму для волн Pn - SNR ≥ 2, для волн S - SNR ≥ 1.3.

На рисунке 2 приведена волновая форма ядерного взрыва, произведенного в КНДР 09 октября 2006 г., с магнитудой mb=4, зарегистрированного на станции PS31- Вонджу (Республика Корея) – верхняя запись. На нижней записи показана волновая форма неглубокого землетрясения, произошедшего 16 апреля 2002 г. примерно с такой же магнитудой mb=3.9 и с эпицентром в радиусе 80 км от места ядерного взрыва.

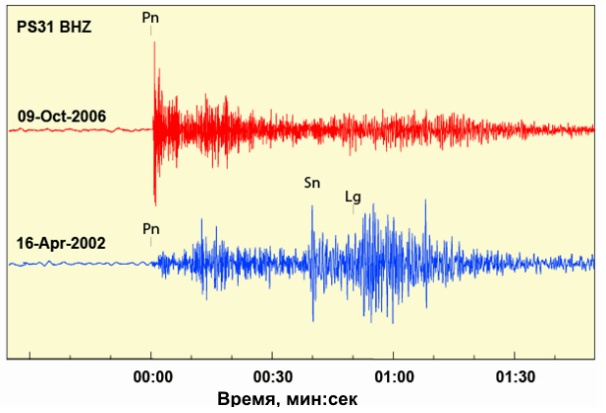


Рисунок 2. Волновые формы записей ядерного взрыва (верхняя запись) и землетрясения (нижняя запись)

Взрыв генерирует очень четкое первое вступление волны Pn, мало упругой энергии Sn и Lg и поверхностных волн, соответствующих землетрясению.

СЕЙСМО-ГИДРОАКУСТИЧЕСКИЙ КРИТЕРИЙ (HYDRO)

Записи некоторых сейсмических событий могут быть ассоциированы с гидроакустическими данными. Поэтому определенные свойства гидроакустических волн также используются для различения природы событий естественного и техногенного характера. Обычно, когда землетрясение происходит под океаническим дном, сейсмические волны, распространяясь от гипоцентра, достигают границы с водой и превращаются в гидроакустические волны (так называемая «Т-фаза» - третичные волны), которые распространяются в воде и вступают по времени после P и S-волн. После дальнейшего анализа частотных свойств, ассоциация Т-фаз обычно служит основанием для исключения в процессе фильтрации рассматриваемого события, поскольку считается, что эти волны появляются только в результате землетрясения. Идентификация Н-фаз событий, в свою очередь, указывает на то, что в воде был взрыв, включая подводное вулканическое извержение. Для категоризации событий как «прибрежные», «морские» и «смешанные» («частично прибрежные» и «частично морские») по умолчанию привлекаются 90-процентные эллипсы ошибкок локализации события. Для данных процедур применяется батиметрическая сетка измерения глубины с разрешением в 2 минуты.

Отбор событий по сейсмо-гидроакустическому критерию выполняется по следующим условиям:

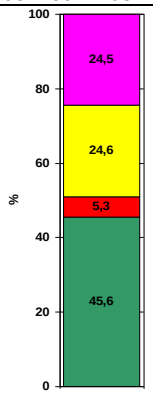
- минимальная толща воды в пределах 90-процентного эллипса ошибки локализации события составляет, по крайней мере, 500 м при условии использования в расчетах двухминутной батиметрической сетки глубин в широте ±72 (topo 8.2, Smith and Sandwell, 2000);
- полный 90-процентный эллипс ошибки локализации события не охватывает или охватывает частично береговую линию (при условии использования в расчетах высокоразрешающей сетки для береговой линии);
- полный 90-процентный эллипс ошибки локализации события имеет незаблокированную подводным рельефом трассу, как минимум, к 1 гидрофону МСМ из совокупности трасс, используемых в настоящее время в МЦД;
- уровень предсигнального шума в полосе частот 32 - 64 Гц (NOI7) находится в пределах трех стандартных отклонений по сравнению со средним уровнем шумов длительного шума для гидрофона МСМ (в подтверждение того, что гидрофон функционирует должным образом, и уровень шума не является аномальным);
- в гидроакустических сигналах нет значительных кепстральных максимумов (CPS8 < 8.0) в подтверждение отсутствия импульса от газового пузыря;
- суммарная энергия в полосе 32 - 64 Гц за вычетом шума (SNR7) для расчетных интервалов времени прихода сигнала, меньше 10 дБ для всех гидрофонов МСМ.

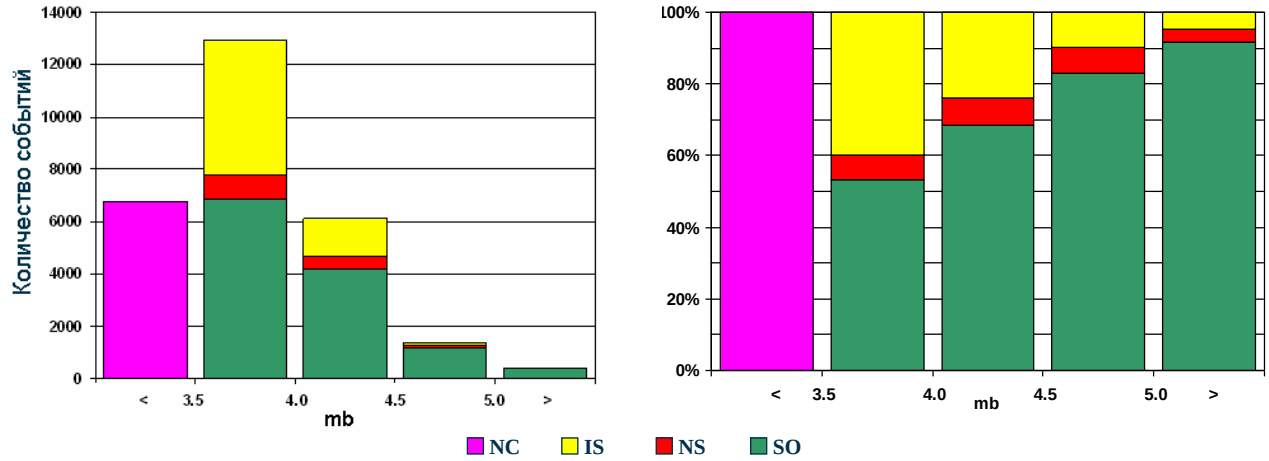
Перечисленные критерии применяются только к тем событиям, которые обнаружены и локализованы с использованием сейсмических данных и имеют величину магнитуды mb ≥ 3.5. Пороговое значение гидроакустического критерия рассчитывается как *SCOREH* = 1 – *SNR7*/10.0, если все 5 вышеприведенных условий соблюдены. Если *SCOREH>0*, событие отфильтровывается как имеющее природное происхождение. Если *SCOREH*≤, событие отбирается для бюллетеня SEB. Если для события недостаточно параметров для характеризации, $SCORE_H$ = –999.0.

КЛАССИФИКАЦИЯ СОБЫТИЙ ПО КАТЕГОРИЯМ

Все события REB в процессе анализа разделяются по категориям (таблица).

Таблица. Категории и критерии классификации событий

Категория события		Стандартные критерии Фильтрации событий	Результаты отбора за 06. 2007 – 05.2008
NC	Не рассматриваемые	$m_b < 3.5$	
IS	Недостаточно данных	$SCORE_D = –999$ и $SCORE_M = –999$ и $SCORE_R = –999$ и $SCORE_H = –999$	
NS	Не отфильтрованные (отобранные для бюллетеня SEB)	$SCORE_D \le 0$ и $SCORE_M \le 0$ и $SCORE_R \le 0$ и $SCORE_H \le 0$ и, по крайней мере, одно значение SCORE должно быть больше, чем (–999)	
SO	Отфильтрованные (не отобранные)	$SCORE_D > 0$ или $SCORE_M > 0$ или $SCORE_R > 0$ или $SCORE_H > 0$	



Категории событий NC, IS, NS, SO описаны в таблице

Рисунок 3. Результаты классификации сейсмоакустических событий за 06. 2007 – 05.2008 по категориям

В настоящее время стандартные критерии отбора не применяются к событиям, магнитуда которых mb менее 3.5. Эти события относятся к категории “не рассматриваемые”. События, для которых не хватает данных для применения каких-либо критериев отбора, помещаются в категорию “недостаточно данных ”. События, для которых можно применить хотя бы один из критериев отбора, но для которых эти критерии не удовлетворяются, помещают в категорию “не отобранные”. Последняя категория – это «отобранные» события. Эллипсы ошибки локализации события, как было выше сказано, по умолчанию используются для категоризации событий как «прибрежные», «морские» и «смешанные» («частично прибрежные» и «частично морские»).

Практические результаты классификации по перечисленным категориям сейсмоакустических событий, выполненной в МЦД за период с 06. 2007 г. по 05.2008 г., приведены на рисунке 3.

Как видно из рисунков, для специального последующего анализа из общего объема отбирается до 6% событий, помещенных в REB. Функциональность различных стандартных критериев при отборе событий иллюстрирует рисунок 4.

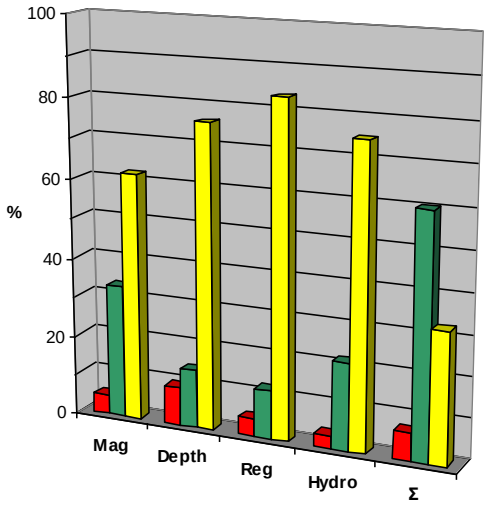


Рисунок 4. К оценке функциональности критериев отбора обработанных событий за 06. 2007 – 05.2008 (условные обозначения даны в таблице)

Зависимость полученных результатов от магнитуды события на примере скрининга сейсмоакустических событий за 06. 2007 – 05.2008 гг. показана на рисунке 5.

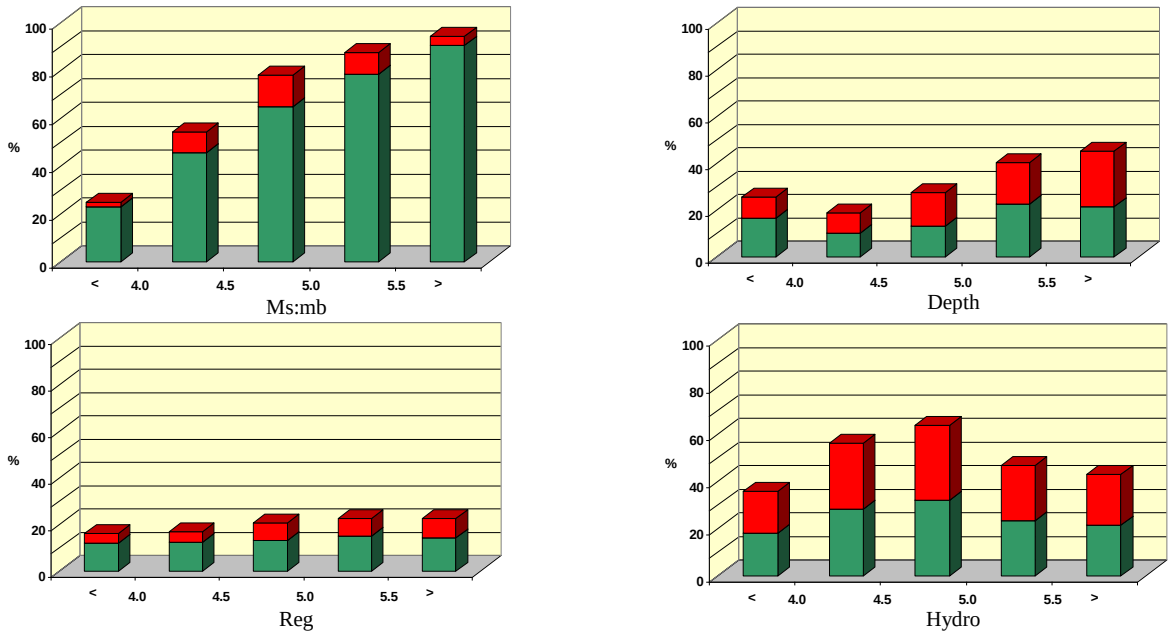


Рисунок 5. Функциональность различных критериев в зависимости от магнитуды событий за 06. 2007 – 05.2008 гг. (цветовое обозначение дано в таблице)

ПРОДУКТЫ СКРИНИНГА СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ И ДОСТУП К НИМ

Подсистема отбора событий в МЦД (ESS) на основе стандартных критериев производит отбор и создает форматированный блок параметрических результатов, называемый блоком «отбор событий», для включения их в бюллетени: Standard Event Bulletin (SEB) и Standard Screened Event Bulletin (SSEB).

Алгоритм создания Standard Event Bulletin (SEB) может быть представлен как SEB = REB + (характеризация событий) + (скрининг событий). Standard Screened Event Bulletin (SSEB) имеет следующий алгоритм формирования: SSEB = SEB – (отсеянные события). Таким образом, содержание и формат бюллетеня SSEB тот же, что и бюллетеня SEB, но он не включает отсеянные события. Подсистема отбора событий ESS подсчитывает также число событий в SEB по различным категориям отбора для включения их в Исполнительное заключение - Executive Summary (рисунок 6). Алгоритм формирования исполнительного заключения: ES = (результаты высшего уровня) + (информационный статус).

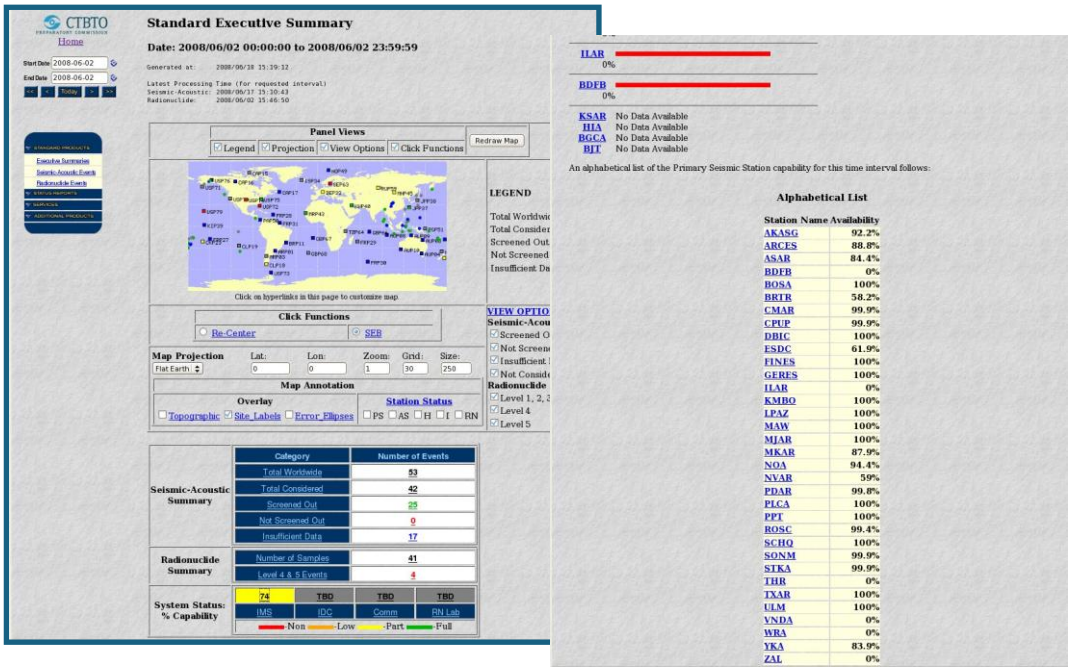


Рисунок 6. Пример стандартного исполнительного заключения – результата скрининга событий

Подсистема отбора событий ESS интегрирована во все подсистемы экспорта данных МЦД: подписка, Auto DRM, поиск в WEB, прямой доступ к внешней базе данных. Эти интерфейсы позволяют подписчикам стран-участниц войти в SEB, SSEB и Executive Summary, а также применить национальные критерии отбора событий для создания Национального бюллетеня событий (NEB), Национального бюллетеня отбора событий (NSEB) – рисунок 7.

Принятая в МЦД технология позволяет создавать Национальное исполнительное заключение в одних и тех же форматах с международными продуктами, используя при этом другие критерии отбора событий.

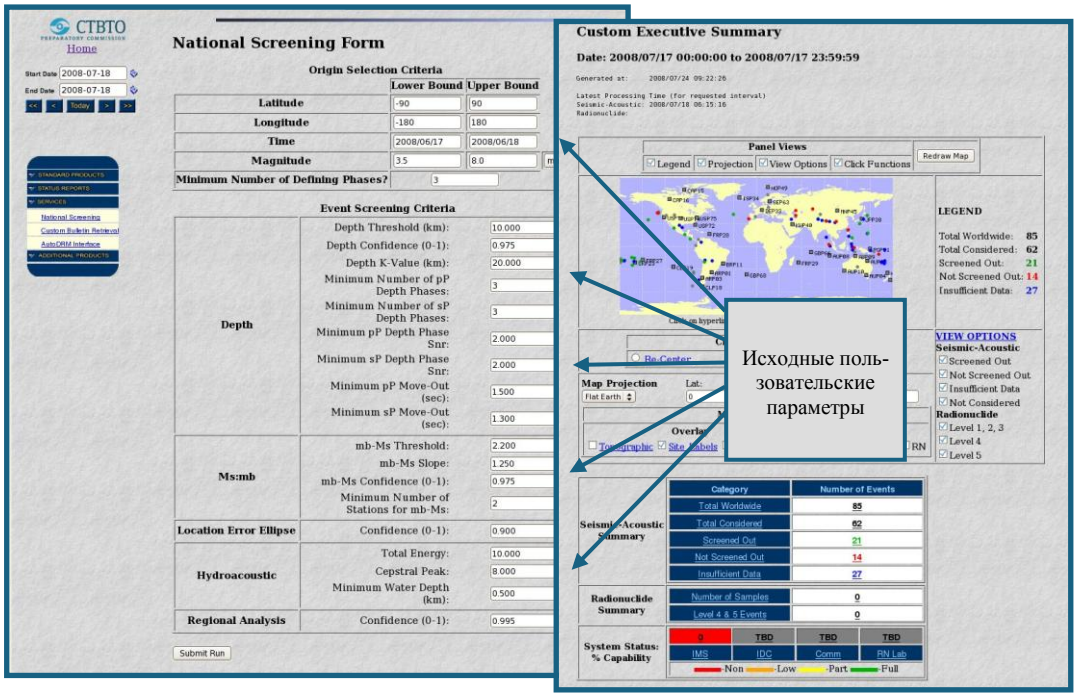


Рисунок 7. Пример результатов Национального скрининга событий

ОҚИҒАЛАРДЫ ІРІКТЕУІНЕ ХАЛЫҚАРАЛЫҚ ДЕРЕКТЕР ОРТАЛЫҒЫНДА ҚОЛДАНЫСТАҒЫ ЖҮЙЕ

Бобров Д.И., Койн Дж.М.

Ядролық сынақтарына бәрін сыйдыратын тыйым салу туралы шарты жөніндегі Ұйымы, Вена, Австрия

Ядролық сынақтарына бәрін сыйдыратын тыйым салу туралы шарты жөніндегі Ұйымының (Вена, Австрия) Халықаралық деректер орталығында қолданылатын, программалық жасауын пайдалана отырып, сейсмоакустикалық оқиғаларын талдау және фильтрациялау жүйесі сипатталуда.

CURRENT EVENT SCREENING SYSTEM AT THE IDC

D. Bobrov, J. Coyne

Comprehensive Nuclear Test Ban Treaty Organization, Vienna, Austria

Screening system for seismic-acoustic events with the software applied in the International Data Center for the Comprehensive Nuclear Test-Ban-Treaty Organization (Vienna, Austria) is described.

УДК 550.34:621.039.9(24)

СЕВЕРОКОРЕЙСКОЕ ЯДЕРНОЕ ИСПЫТАНИЕ 25 МАЯ 2009 г. ПО ДАННЫМ КАЗАХСТАНСКОЙ СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА

Михайлова Н.Н.

Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

Станциями НЯЦ РК зарегистрировано второе ядерное испытание, проведенное Северной Кореей 25 мая 2009 г. Приводятся данные, оперативно полученные в Казахстанском национальном центре, и обсуждается использование в Международных центрах результатов регистрации ядерного испытания казахстанскими станциями для локализации эпицентра взрыва и оценки энергетических и магнитудных характеристик.

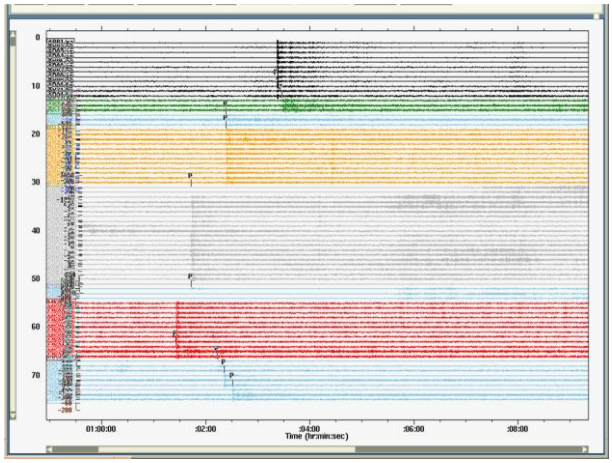
Первое подземное испытание своего ядерного устройства КНДР провела 9 октября 2006 года [1]. Испытание вызвало осуждение мирового сообщества, что нашло отражение в принятой резолюции Совета Безопасности ООН. Действия Пхеньяна были оценены как "явная угроза международному миру и безопасности". Одно из основных положений резолюции предусматривает запрет на поставку в КНДР любых технологий и материалов, которые могут быть использованы в военных целях, в частности, для обогащения урана. КНДР утверждала, что остается приверженцем «денуклеаризации Корейского полуострова», но пообещала отказаться от ядерных вооружений только после того, как перестанет ощущать угрозу со стороны США. В шестисторонних переговорах по корейскому ядерному урегулированию, которые велись с перерывами, начиная с 2003 г., принимали участие Россия, США, Китай, КНДР, Республика Корея и Япония. 14 апреля 2009 г. КНДР заявила о возобновлении своей ядерной программы и выходе из шестисторонних переговоров о «денуклеаризации Корейского полуострова». Пхеньян также пообещал "в целях самообороны" провести испытания ядерного оружия и межконтинентальной баллистической ракеты. Заявление Пхеньяна прозвучало в ответ на решение Совета Безопасности ООН, осудившего произведенный 5 апреля 2009 г. запуск северокорейской ракеты со спутником. Мировому сообществу стало понятно, что Пхеньян может вновь предпринять попытку проведения нового ядерного испытания.

В Казахстане именно для целей мониторинга ядерных испытаний в последние годы создана сеть сейсмических и инфразвуковых наблюдений. В состав сети входят как станции, построенные в соответствии с Договором о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ОДВЗЯИ) и входящие в Международную систему мониторинга (МСМ), так и станции, созданные по другим международным договорам и соглашениям [2]. В казахстанский центр данных информация от станций наблюдений поступает по спутниковым каналам, откуда исходные и обработанные данные казахстанских станций непрерывно передаются в международные и национальные центры данных.

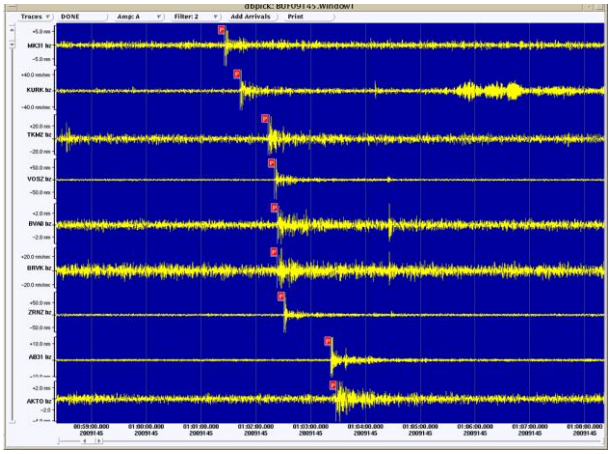
25 мая 2009 г. сейсмические станции Казахстана, как и станции, расположенные в других странах, зарегистрировали сейсмическое событие в районе Корейского полуострова. Сразу же после регистрации этого события близрасположенными станциями южнокорейские СМИ сообщили, что на северо-востоке КНДР, неподалеку от города Кильчжу, зафиксировано "искусственное" землетрясение. По данным японского Метеорологического управления, подземный толчок от взрыва имел магнитуду 4.7.

Сигналы от северокорейского события в казахстанском национальном центре данных в г. Алматы были обнаружены в автоматическом режиме, и уже первый их анализ показал, что записи почти всех станций НЯЦ РК оказались очень четкими. На записях безошибочно можно было выделить вступления сейсмических волн от источника, расположенного на территории Северной Кореи. На рисунке 1а показаны сейсмические записи всех регистрируемых компонент на станциях сети НЯЦ РК, а на рисунке 1б – записи только вертикальной составляющей (Z-компонента). Разными цветами на рисунке 1а показаны записи отдельных сейсмических групп и трехкомпонентных станций, штрихами - выделенные первые вступления Р- волны.

При проведении первого северокорейского ядерного испытании 9 октября 2006 г. Центр данных располагал сейсмическими записями, полученными в режиме реального времени не по всем станциям. Например, по станции AS057-Курчатов, которая тогда проходила тестирование после модернизации, данные поступили позднее. В мае 2009 г. в режиме реального времени были получены записи по всем группам и трехкомпонентным станциям НЯЦ РК. На рисунке 2 приведен обзор сейсмограмм, зарегистрированных сейсмической группой AS057-Курчатов.



а – все компоненты



б – вертикальная компонента

Записи станций: — Акбулак (ABKAR); — Актюбинск (АКТО); — Боровое – IRIS (BRVK); — AS057-Боровое (BVAR); — AS058-Курчатов (KURBB); — PS23 - Маканчи (MKAR); — Зеренда (ZRN)

Рисунок 1. Обзорные записи станций НЯЦ РК северокорейского ядерного испытания 25 мая 2009 г. (трассы расположены в последовательности удаления станций от источника сигналов)

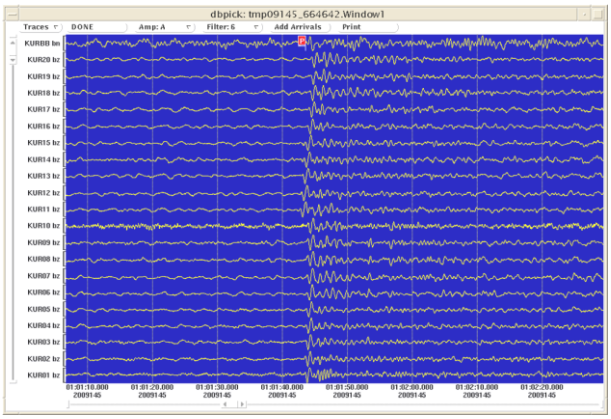


Рисунок 2. Записи северокорейского ядерного испытания 25 мая 2009 г сейсмической группой AS057-Курчатов

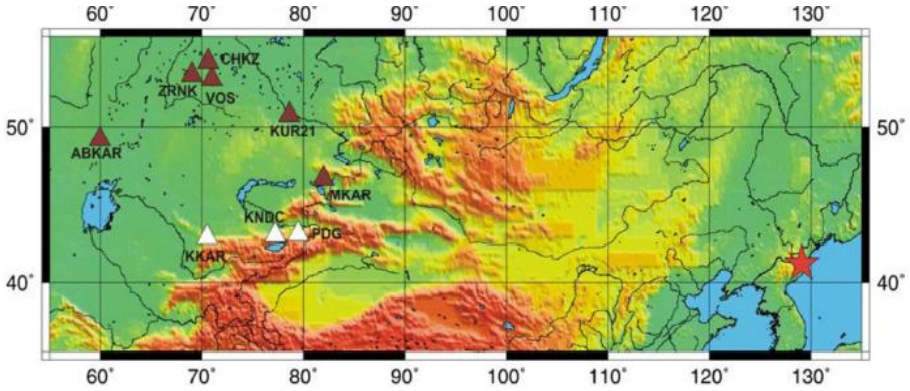
В Центре данных ИГИ НЯЦ РК - KNDC (Казахстанский национальный центр данных) в режиме, близком к реальному времени, была проведена обработка всех полученных записей: определены времена вступлений сейсмических фаз (в основном это - Р-волны), по сейсмическим группам определены азимуты на эпицентр, измерены амплитуды и периоды максимальных фаз в Р-волнах. Затем выполнена локализация эпицентра и определена магнитуда события. Оперативные данные, полученные в KNDC, приведены в таблице 1.

Из таблицы 1 видно, что все станции НЯЦ РК удалены относительно события на расстояния 33,5° – 48,4°, т.е. от 3700 до 5400 км. На рисунке 3 показано расположение казахстанских станций относительно эпицентра взрыва.

На рисунке 3 показаны станции, как хорошо, так и плохо зарегистрировавшие обсуждаемое ядерное испытание. Установлено, что распределение станций хорошо и плохо зарегистрировавших северокорейские взрывы в 2006 г. и 2009 г. оказалось практически одинаковым. В число станций, плохо зарегистрировавших северокорейские испытания, вошли станции Каратау, Подгорное, KNDC, расположенные в пределах горной системы, что позволяет делать вывод о роли трассы распространения волны: под горными системами происходит более сильное затухание сейсмических волн.

Таблица 1. Результаты оперативной обработки сейсмических записей северокорейского взрыва 25 мая 2009 г. в KNDC

Станция	Δ, град	Обратный азимут, град	Фаза	Время вступления (ч., мин. ,сек.)	Магнитуда, mb	Примечание
MK 31	33,57	295,0	iP	01.01.25,270	4,23	
KURK	35,53	302,7	iP	01.01.42,741	4,66	
KURBB	35,60	302,5	iP	01.01.43,597	-	только N-S канал
TKM 2	39,04	290,7	iP	01.02.13,043	-	Сеть KNET, Киргизия
VOS	40,02	306,8	iP	01.02.20,373	4,73	
BRVK	40,39	307,4	iP	01.02.22,827	4,45	
BVAR	40,33	307,3	iP	01.02.23,376	-	
ZRN	41,17	307,4	iP	01.02.30,658	4,71	
AB 31	47,56	304,1	iP	01.03.21,787	4,54	
AKTO	48,37	306,2	iP	01.03.27,435	-	
Результаты определений 25.05.2009: T=00.54.43.22, широта 41,3861с.ш., долгота 129,1386 в.д., mb=4,55						



Белые треугольники – станции, плохо зарегистрировавшие, красные треугольники – станции, отлично зарегистрировавшие ядерное испытание

Рисунок 3. Расположение станций НЯЦ РК (треугольники) и эпицентра ядерного испытания в КНДР (звездочка).

Определение мощности взрывов показало, что второе испытание было более мощным. Это следует как из увеличения количества станций, зарегистрировавших второй взрыв, так и из значений магнитуды. В таблице 2 сравниваются значения магнитуды mb двух взрывов для одних и тех же станций.

Таблица 2. Сравнение значений магнитуды взрывов 9 октября 2006 г. и 25 мая 2009 г.

Станция	Магнитуда, mb		Δ mb (2009 – 2006)
	2006 г.	2009 г.	
ABKAR	3,82	4,54	0,72
VOS	3,92	4,73	0,78
ZRNK	3,90	4,71	0,81

Видно, что среднее превышение значения магнитуды взрыва 2009 г. по сравнению со взрывом 2006 г., составляет 0,77 единиц mb, т.е. второй взрыв имел магнитуду mb в среднем на 0, 77 больше, чем первый. На рисунке 4 для сравнения показаны записи станции Акбулак (ABKAR) двух проведенных северокорейских испытаний.

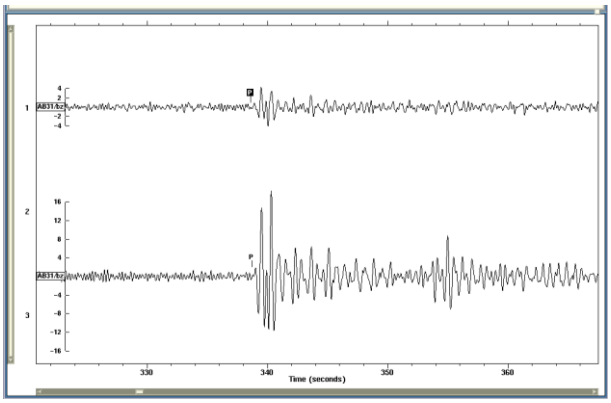


Рисунок 4. Станция Акбулак. Сравнение записей первого и второго ядерных испытаний в КНЛР

Из рисунка 4 хорошо видно, что записи взрывов по форме в целом очень похожи, но амплитуда сигнала на записи 25 мая 2009 г. существенно выше амплитуды сигнала в записи 9 октября 2006 г. Их значения различаются более чем в 4 раза. Расчет мощности второго взрыва в тротиловом эквиваленте дает примерное значение 4 - 7 кТ, что практически совпадает с данными ряда американских источников.

Незамедлительный анализ данных ядерного мониторинга был проведен в различных Центрах данных, как международных, так и национальных. Первые оперативные результаты показали, что эпицентр зарегистрированного события находится в Северной Корее, в непосредственной близости от эпицентра ядерного испытания 9 октября 2006 г, произведенного на полигоне Пунгери. Через 2 часа после взрыва в сообщении официального вещательного органа Северной Кореи было подтверждено, что действительно Северная Корея провела успешное ядерное испытание, что "подземное ядерное испытание – это вклад в защиту суверенитета страны КНДР". Как подчеркивается в материале, испытание "помогло решить научные и технические проблемы, связанные с дальнейшим увеличением мощности ядерного оружия и последовательным развитием атомных технологий». По данным Пхеньяна, «…подземный взрыв был произведен на более высоком, чем прежде, технологическом уровне, с соблюдением всех требований безопасности...»

В таблице 3 приведены данные из бюллетеней разных Центров данных по событию 25 мая 2009 г.

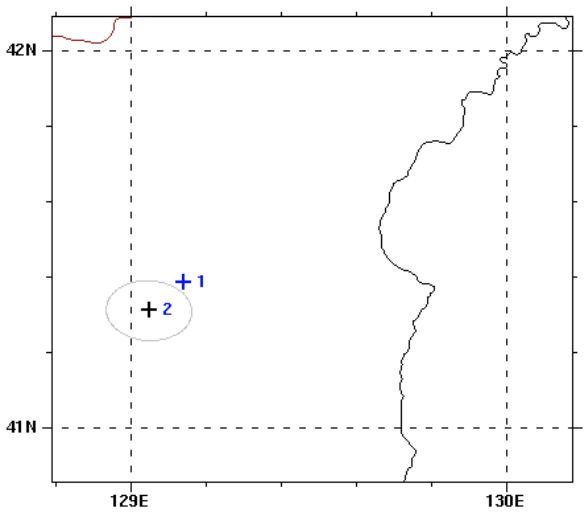
В таблицу 3 включены результаты, полученные Геологической службой США - NEIC (National Event Information Center – Каталог Геологической службы США), Европейским средиземноморским центром данных EMSC, Центром данных Российской геофизической службы (GSRAS), Международным центром данных IDC (ОДВЗЯИ) – REB (Reviewed event bulletin - Каталог Международного центра данных) и казахстанским центром данных KNDC. Первые решения IDC (SEL1, 2, 3 - Standard Event Lists) были готовы в первые часы после взрыва. Окончательный бюллетень REB получен через 2 суток.

Таблица 3. Решения различных центров данных по северокорейскому взрыву

Центр данных	Время в очаге, ч., мин., сек.	Широта (с.ш.)	Долгота (в.д.)	mb	Кол-во станций	Участие станций НЯЦ РК
NEIC	00.54.43,30	41,306°	129,029°	4,7	75	MKAR, KURK, BRVK
EMSC	00.54.44,5	41,31°	128,98°	4,8	126	MKAR, KURK, BRVK
GSRAS	00.54.40,9	41,29°	129,07°	5,0	51	MKAR, KURK, VOSZ, BRVK, ZRN, ABKAR, AKTO
IDC(SEL3)	00.54.43,10	41,2838°	129,0740°	4,5	39	MKAR, KURK, BVAR, AKTO
IDC (REB)	00.54.42,8	41,3110°	129,0464°	4,5 Ms=3,6 Ml=4,3	59	MKAR, KURK, BVAR, AKTO
KNDC	00.54.43,22	41,3861	129,1386	4,5	10	Согласно таблице 1

Как видно из таблицы 3, в решениях разных Центров данных участвовали и станции Казахстана. Сходимость решений, полученных разными организациями, достаточно хорошая. Так, данные о положении эпицентра события отличаются на единицы километров. Решение KNDC, которое априори из-за малого количества станций, лежащих в узком створе азимутов на эпицентр, должно быть хуже, чем в других центрах, но оно оказалось достаточно хорошим. От конечного решения Международного центра данных решение KNDC отличается на 11 км (рисунок 5) и соизмеримо с большой осью эллипса ошибок в решении REB, равной 9,8 км.

Именно совместное использование данных станций, расположенных в разных странах мира, позволяет эффективно осуществлять глобальный сейсмический мониторинг за ядерными взрывами и землетрясениями. Роль казахстанских станций в глобальном мониторинге исключительно важна. Станции Казахстана обладают высокой чувствительностью, по своей эффективности являются одними из лучших в мире по количеству обнаружений и дальности регистрации событий, что в полной мере подтверждено при северокорейском испытании.



Решения: 1 – KNDC, 2 – IDC (REB)

Рисунок 5. Эпицентр второго северокорейского взрыва по данным казахстанского центра данных KNDC и Международного центра данных IDC (с эллипсом ошибок согласно REB)

Литература

1. Михайлова, Н. Н Северокорейское ядерное испытание 9 октября 2006 г. по данным казахстанской и глобальной систем мониторинга / Н. Н.Михайлова, И. Н.Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2008. – Вып. 1. – С. 17 – 26.
2. Беляшова, Н. Н. Вместе с Организацией по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний в поддержку безъядерного мира: 12 лет сотрудничества / Н.Н. Беляшова, Н.Н. Михайлова // Вестник НЯЦ РК., 2008. – Вып. 2. – С. 5 – 15.

МОНИТОРИНГТІҢ ҚАЗАҚСТАНДЫҚ ЖҮЙЕСІНІҢ ДЕРЕКТЕРІ БОЙЫНША 2009 ж. 25 МАМЫРДАҒЫ СОЛТҮСТІК КОРЕЯЛЫҚ ЯДРОЛЫҚ СЫНАУЫ

Михайлова Н.Н.

ҚР ҰЯО Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов,Қазақстан

Мониторинг жүйесінің ҚР ҰЯО станцияларымен 2009 ж. 25 мамырдағы Солтүстік Корея өткізген екінші ядролық сынауы тіркелген. Қазақстандық ұлттық орталығында жедел алынған деректері келтірілген және Халықаралық деректер орталықтарында жарылыстың эпиорталығын оқшаулау және энергетикалық пен магнитудтық сипаттамаларын бағалау үшін Қазақстандық станцияларымен ядролық сынауын тіркеу нәтижелерін қолдануы талқылануда.

NORTH KOREAN NUCLEAR TEST IN MAY 25, 2009 BASED ON KAZAKHSTANI MONITORING NETWORK DATA

N.N. Mikhailova

Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan

NNC RK stations recorded second nuclear test in North Korea in May 25, 2009. Data obtained by Kazakhstani National Data Center are given; application of recording results of the nuclear explosion in the International Data Centers to localize explosion epicenter and evaluate power and magnitude characteristics is being discussed.

УДК 550.348

ВЫБОР ПЛОЩАДОК И УСТАНОВКА СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРУПП В КАЗАХСТАНЕ ДЛЯ МОНИТОРИНГА СОБЛЮДЕНИЯ ДОГОВОРОВ О ЗАПРЕЩЕНИИ ЯДЕРНЫХ ИСПЫТАНИЙ

[1)]Джунек В., [1)]Клаутер Д.А., [1)]Венанзи Ф., [1)]Роман-Нивс Дж., [1)]Байер С.А., [1)]Кемерайт Р.К., [2)]Беляшова Н.Н., [2)]Михайлова Н.Н., [2)]Синева З.И.

[1)]Центр прикладных технологий воздушных сил, Флорида, США
[2)]Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

Приводится обзор совместных работ американских и казахстанских специалистов по созданию и эксплуатации в Казахстане трех сейсмических групп для проведения мониторинга соблюдения Договоров, запрещающих ядерные испытания.

На протяжении последних чуть более десяти лет Центр прикладных технологий воздушных сил Соединенных Штатов Америки (AFTAC) и Институт геофизических исследований Национального ядерного центра Республики Казахстан (ИГИ НЯЦ РК), тесно сотрудничая, создали и ввели в эксплуатацию три сейсмических группы в поддержку международного Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний. Масштаб данного сотрудничества охватывает выбор участков, пригодных для размещения сейсмических групп, установку и отладку оборудования, эксплуатацию и техническое обслуживание станций, анализ данных мониторинга и выполнение совместных исследовательских проектов. Ученые и инженеры обеих стран провели изучение геологии, топографии, климата и существующей инфраструктуры потенциальных участков с целью выбора наиболее подходящих площадок-кандидатов для размещения сейсмических групп. В состав работ вошли проведение ряда инженерно-геологических съемок, серия работ по изучению шумовых сейсмических характеристик на каждом исследуемом участке (рисунки 1, 2), оценка возможных осложнений при установке оборудования.

Окончательный выбор по результатам исследований пал на участки Кайракты (ABKAR - Акбулак), Маканчи (MKAR - Маканчи), Каратау (KKAR- Каратау) – рисунок 3. Конфигурация сейсмических групп на этих участках предусматривала по девять элементов, три из которых являются широкополосными сейсмометрами. Данные сейсмического мониторинга, проводимого на каждой площадке, передаются в Казахстанский национальный центр данных (КНЦД) в г. Алматы, а затем - в Национальный центр данных США, расположенный на военно-воздушной базе Патрик во Флориде. Полученные данные обрабатываются в режиме, близком к реальному времени, с помощью автоматических систем обнаружения сигнала, локализации события и их характеризации. Затем результаты, полученные автоматически, пересматриваются и уточняются командой аналитиков.

Данное сотрудничество породило несколько совместных исследовательских инициатив, включающих разработку базы данных Ground Truth, изучение закономерностей затухания сейсмических сигналов, а также анализ надежности характеризации событий по параметрам азимут/медленность. Создана Казахстанско-Американская Рабочая группа из специалистов AFTAC и ИГИ НЯЦ РК, которая проводит ежегодные встречи для обсуждения вопросов технического обслуживания станций.



Рисунок 1. Подготовка к размещению сейсмометров для изучения сейсмических шумов



Рисунок 2. Короткопериодные сейсмометры GS-13

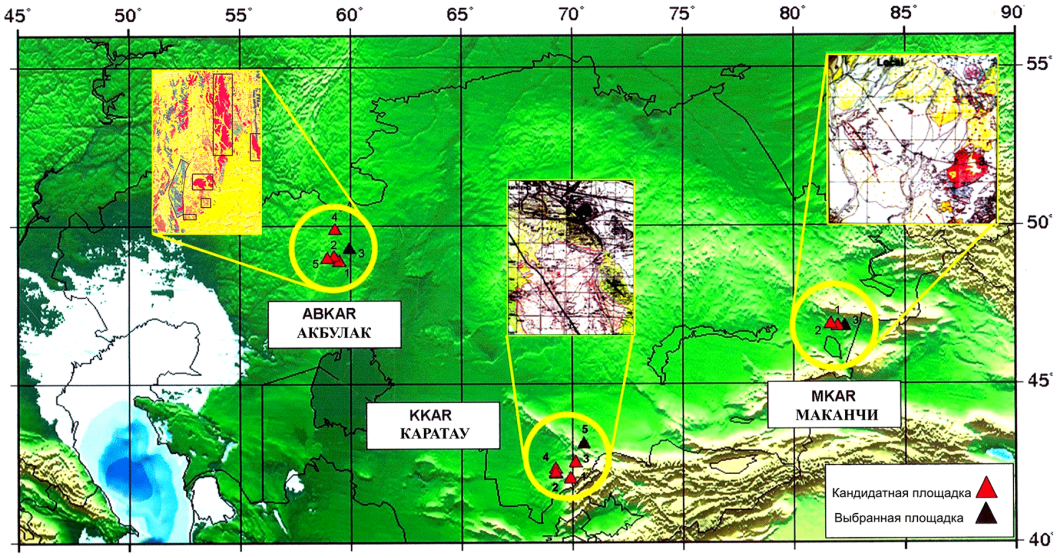


Рисунок 3. Выбранные площадки для станций Акбулак (ABKAR), Каратау (KKAR), Маканчи (MKAR)

КРИТЕРИИ ВЫБОРА УЧАСТКА

Основными критериями, по которым проводилась оценка исследуемых участков при выборе окончательного места размещения сейсмических станций, были следующие:

- сейсмический шум: низкий уровень фонового сейсмического шума; низкий уровень техногенного шума;
- топография: ландшафт с невысоким рельефом;
- геология: компактный однородный массив; твердая метаморфическая порода (например, гранитоидный массив);
- доступность и возможность для логистической поддержки: всепогодные дороги;
- возможность получения права на земельную собственность;
- доступность энергоснабжения: надежная коммерческая электроэнергия; энергия от солнца;
- доступность связи: прямая внутриучастковая связь; спутники дальней связи.

ИЗУЧЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА

Данные о фоновом сейсмическом шуме были получены в результате полевых наблюдений по всем потенциальным участкам. Для этого использованы короткопериодные GS-13 (рисунок 2) и широкополосные сейсмометры STS-2. Развертывание сейсмометров выполнялось, во-первых, как четырехэлементная группа - для оценки когерентности сигнала и шума, во-вторых, как одинарная широкополосная станция – для оценки фонового шума. Частота дискретизации – 40 Гц. На рисунке 4 приведены спектральные плотности сейсмического шума на площадках, выбранных, как наилучшие, для размещения сейсмических групп Акбулак, Каратау, Маканчи. Сейсмические шумы изучены по нескольким десяткам (от 39 до 73) фрагментов записей (таблица 1).

Рассчитанные по результатам измерений спектральные плотности шума сравнены на рисунке 4 с моделью шума Петерсона [1]. Сравнение показывает, что практически во всем изучаемом частотном диапазоне станционные кривые спектральной плотности шума тяготеют к нижнеуровневой мировой модели, что создает хорошие предпосылки для регистрации событий всеми тремя станциями.

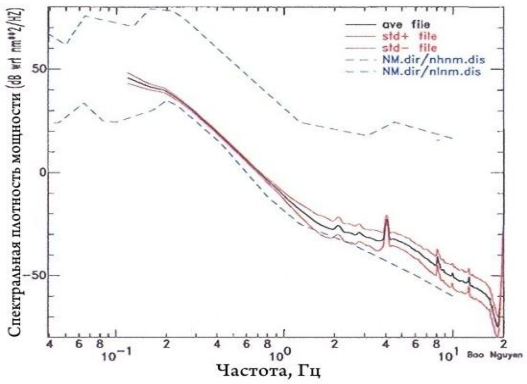
ОЦЕНКА УЧАСТКОВ ПО ИТОГАМ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СЪЁМОК

Изучено по нескольку участков в районах будущего размещения сейсмических групп. В таблице 2 дано сравнение характеристик некоторых из них на основе вышеописанных критериев.

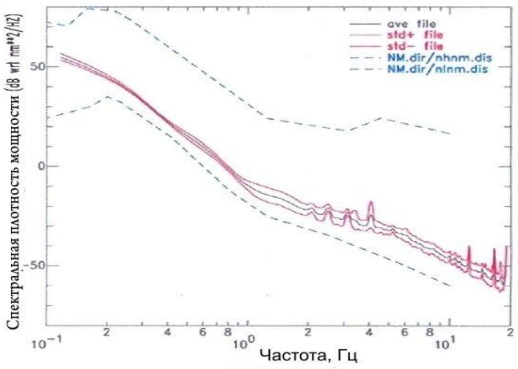
Выбор наилучшего участка базировался на лучшем сочетании характеристик по всем критериям. Простое качественное сравнение позволило выявить наилучшее сочетание геофизических и логистических черт каждого потенциального участка. [3, 4]. На рисунке 5 показан ландшафт этих выбранных участков.

Таблица 1. К результатам изучения сейсмического шума на выбранных площадках для сейсмических групп

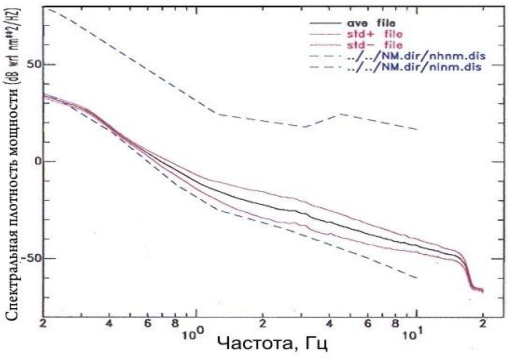
Станция	Кол-во фрагментов, N	Длина фрагмента L, сек	Среднее, дБ	
			для 1 Гц	для 6 Гц
Акбулак	39	300	–11 ±1,7	–38 ± 3,7
Каратау	47	300	–9,6 ± 2,3	–38 ±3,3
Маканчи	73	300	–10,5 ± 3,6	–37,4 ±5,3



а – Акбулак



б – Каратау



в – Маканчи

Рисунок 4. Результаты изучения сейсмического шума при поиске наилучших участков для размещения сейсмических групп

Таблица 2. Сравнение характеристик участков, изученных при выборе места размещения сейсмических групп

Оценочные критерии		**Участок 1**	**Участок 2**	**Участок 3**	**Участок 4**	**Участок 5**
Акбулак - ABKAR						
Местоположение	Фоновый шум	🔴	🟢	🟢	🟢	🟢
	Удаленность от источников техногенного шума	🔴	🟢	🟢	🟢	🟢
Геология	Компонентность породы	🟢	🟢	🟢	🟢	🟢
	Гомогенность	🟢	🟢	🟢	🟢	🟢
Доступность	Наличие подъездных дорог	🟡	🟡	🟡	🟡	🟡
	Доступность в пределах группы	🟡	🟡	🟢	🟡	🟡
Коммуникации	Внешние и внутренние	🟡	🟡	🟢	🟡	🟡
Электропитание	Доступ. коммерч. электроэнергии	🟡	🟡	🟡	🟡	🟡
Землевладение	Риск для получения доступа	🟢	🟢	🟢	🟢	🟢
Каратау - KKAR						
Местоположение	Фоновый шум	🔴	🟢	🟢	🟢	🟢
	Удаленность от источников техногенного шума	🔴	🟢	🟢	🟢	🟢
Геология	Компонентность породы	🟢	🟢	🟢	🟢	🟢
	Гомогенность	🟢	🟢	🟢	🟢	🟢
Доступность	Наличие подъездных дорог	🟡	🟡	🟡	🟡	🟡
	Доступность в пределах группы	🟡	🟡	🟢	🟡	🟡
Коммуникации	Внешние и внутренние	🟡	🟡	🟢	🟡	🟡
Электропитание	Доступ. коммерч. электроэнергии	🟡	🟡	🟡	🟡	🟡
Землевладение	Риск для получения доступа	🟢	🟢	🟢	🟢	🟢
Маканчи - MKAR						
Местоположение	Фоновый шум	🔴	🔴	🟡		
	Удаленность от источников техногенного шума	🟡	🔴	🟡		
Геология	Компонентность породы	🔴	🟡	🟡		
	Гомогенность	🟢	🟡	🟡		
Доступность	Наличие подъездных дорог	🟢	🟡	🟢		
	Доступность в пределах группы	🟢	🟡	🟢		
Коммуникации	Внешние и внутренние	🟡	🟡	🟡		
Электропитание	Доступ. коммерч. электроэнергии	🟢	🟡	🟢		
Землевладение	Риск для получения доступа	🟡	🟡	🟡		
	🟢 лучший	🟡 нейтральный		🔴 худший		



а – Акбулак



в – Маканчи



б – Каратау

Рисунок 5. Выбранны площадки для строительства сейсмических групп

Установка оборудования

Для установки сейсмометров на площадках каждой станции были пробурены скважины. Глубина типичных скважин для установки короткопериодных сейсмометров составляет 30 м, для долгопериодных сейсмометров - 60 м. На каждой площадке размещены девятиэлементные сейсмические группы и трехкомпонентные широкополосные сейсмометры (таблица 2).

Как следует из таблицы 2, в скважинах всех трех сейсмических групп установлены сейсмометры GS-21, GS-13 и KS 54000 фирмы Neledyn Geotech (США).

Система коммуникаций

Коммуникация внутри площадок выполнена с использованием радиочастотных каналов при прямой видимости.

Данные, собранные со всех элементов каждой из сейсмических групп, передаются далее через спутник в Казахстанский центр данных в г. Алматы, а затем - в Национальный центр данных во Флориду, США (рисунок 6).

Характеристики сейсмических групп

На рисунке 7 приведены конфигурации действующих сейсмических групп и результаты оценки плотности спектрального шума при работе станций в 2007 г.

В сравнении со временем первоначального изучения уровня сейсмических шумов в процессе эксплуатации станции демонстрируют незначительные изменения, что и иллюстрируют вероятностные спектральные плотности шумов [4]. Особенно это относится к станции Акбулак.

Таблица 2. Сейсмометры, установленные на площадках сейсмических групп

Акбулак - ABKAR		Каратау - KKAR		PS23- Маканчи - MKAR	
Номер скважины	**Тип прибора**	**Номер скважины**	**Тип прибора**	**Номер скважины**	**Тип прибора**
ABK31	Geotech KS 54000	KK 31	Geotech KS 54000	MK 31	Geotech KS 54000
ABK01	Geotech GS-21	KK 01	Geotech GS-21	MK 32	Geotech GS-13
ABK02	Geotech GS-21	KK 02	Geotech GS-21	MK 01	Geotech GS-21
ABK03	Geotech GS-21	KK 03	Geotech GS-21	MK 02	Geotech GS-21
ABK04	Geotech GS-21	KK 04	Geotech GS-21	MK 03	Geotech GS-21
ABK05	Geotech GS-21	KK 05	Geotech GS-21	MK 04	Geotech GS-21
ABK06	Geotech GS-21	KK 06	Geotech GS-21	MK 05	Geotech GS-21
ABK07	Geotech GS-21	KK 07	Geotech GS-21	MK 06	Geotech GS-21
ABK08	Geotech GS-21	KK 08	Geotech GS-21	MK 07	Geotech GS-21
ABK09	Geotech GS-21	KK 09	Geotech GS-21	MK 08	Geotech GS-21
				MK 09	Geotech GS-21

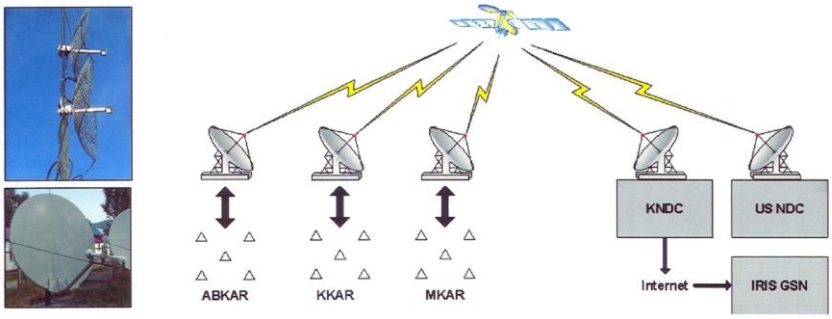


Рисунок 6. Реализованная схема коммуникаций для сбора и передачи данных

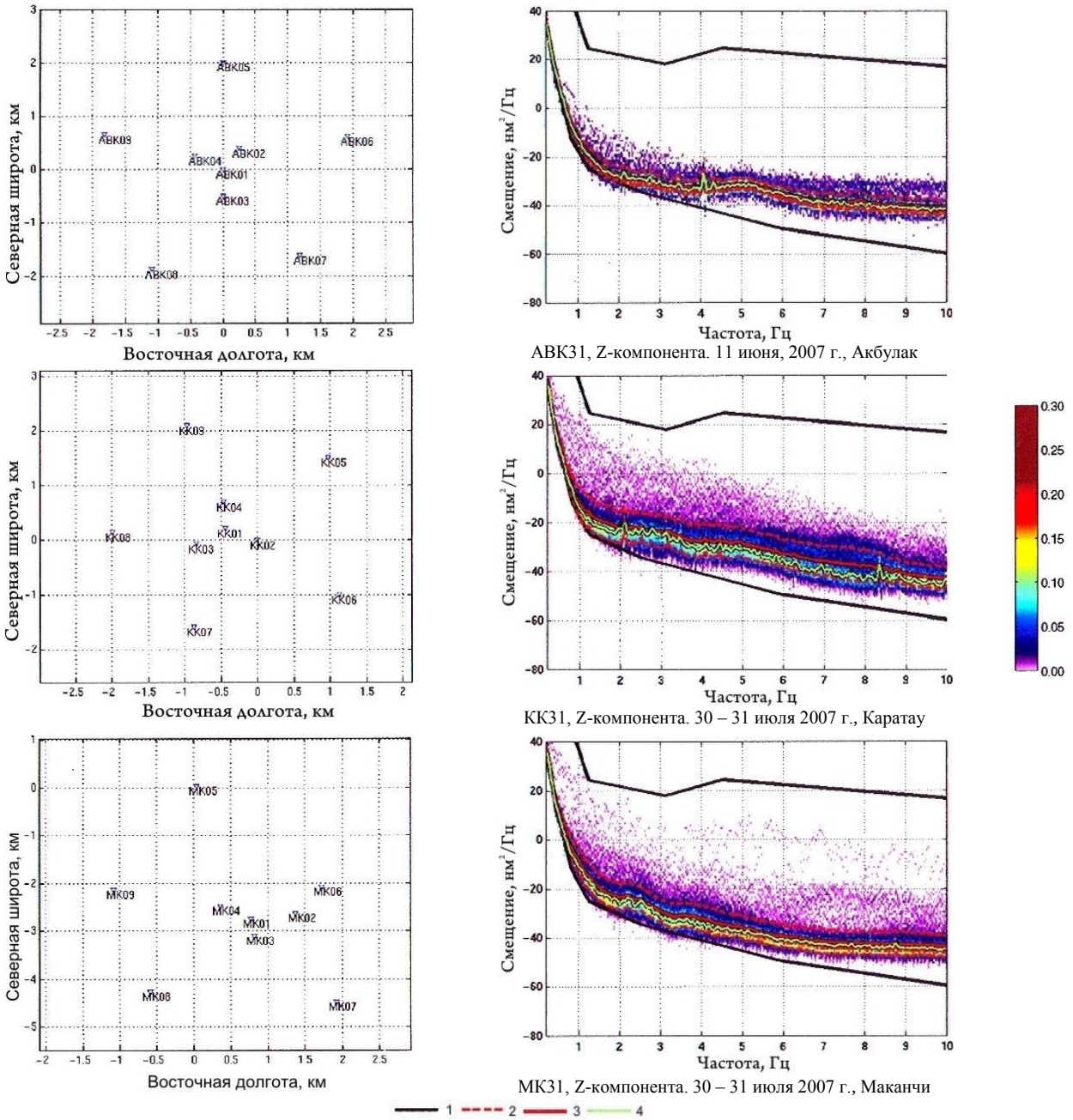
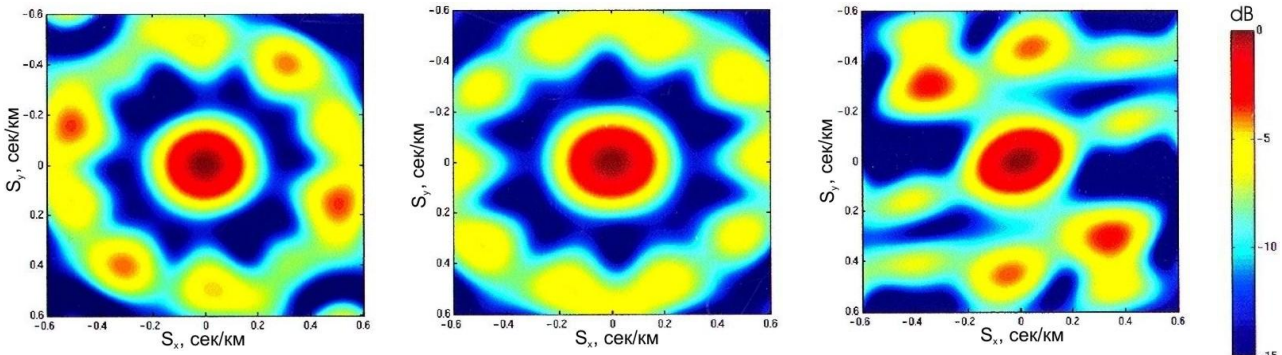


Рисунок 7. Характер вероятной спектральной плотности шума на сейсмических группах, 2007 г.

Выбранное размещение девятиэлементных групп характеризуется хорошими характеристиками чувствительности. На рисунке 8 показана характеристика направленности сейсмических групп.

Эффективность группирования по каждой станции подтверждается практическими результатами. Для повышения эффективности сейсмических групп дополнительно используются методы для определения обратного азимута приходящих сигналов и для повышения соотношения сигнал/шум.

Оценки обратных азимутов используются для повышения качества локализации событий.



а – Акбулак **б** – Каратау **в** – Маканчи

Рисунок 8. Характеристика направленности (в дБ) на частоте 1 Гц сейсмических групп



Рисунок 9. Казахстанско-американское сотрудничество в поддержку ядерного нераспространения

Сотрудничество

Ежегодно, два раза в год, на протяжении более десяти лет проводятся заседания Казахстанско-американской рабочей группы, поочередно в США и Казахстане, для решения текущих и перспективных вопросов в обеспечении надежной работы станций мониторинга (рисунок 9).

Заключение

Сотрудничество между ИГИ НЯЦ РК и AFTAC привело к созданию и эксплуатации трех высокочувствительных и надежных сейсмических групп, расположенных в различных регионах Казахстана, что обеспечивает эффективный мониторинг в поддержку соблюдения Договоров, запрещающих ядерные испытания.

Литература

1. Peterson, J Observations and Modeling of Seismic Background Noise, U.S.G.S. / J, Peterson // Open-File Report 93-322, 1993.
2. Clauter, D.A. Joint Report on Candidate Sites for a Seismic Array Near Makanchi, Kazakhstan // D.A. Clauter, B.V. Nguyen // AFTAC, Report, 1998.
3. Clauter, D.A. Joint Report on Candidate Sites for a Seismic Array Near Kaindy, Kazakhstan // D.A. Clauter, B.V. Nguyen // AFTAC, Report, 2000.
4. McNamara, D.E. Seismic Noise Analysis Sustem Using Power Spectral Density Probability Functions: A Stand Alone Software Package, Open-File U.S.G.S. / D.E.McNamara, R.I. Boaz // Report 2005-1438, 2005.

ЯДРОЛЫҚ СЫНАҚТАРЫНА ТЫЙЫМ САЛУ ТУРАЛЫ ШАРТТАРЫН САҚТАУЫНЫҢ МОНИТРИНГІ ҮШІН ҚАЗАҚСТАНДА АЛАҢДАРЫН ТАҢДАУ МЕН СЕЙСМИКАЛЫҚ ТОПТАРЫН ОРНАТУ

[1)]Джунек В., [1)]Клаутер Д. А., [1)]Венанзи Ф., [1)]Роман-Нивс Дж., [1)]Байер С. А.,
[1)]Кемерайт Р. К., [2)]Беляшова Н. Н., [2)]Михайлова Н. Н., [2)]Синева З. И.

[1)]Әуе күштерінің қолданбалы технолгиялар орталығы, Флорида, АҚШ
[2)]ҚР ҰЯО Геофизикалық зерттеулер нституты, Курчатов, Қазақстан

Ядролық сынақтарына тыйым салатын Шарттарын сақтауының монитрингін жүргізу үшін Қазақстанда үш сейсмикалық топтарын құру және пайдалану бойынша американдық және қазақстандық мамандардың бірлескен жұмыстарының шолуы келтірілген.

SITE SELECTION AND ESTABLISHMENT OF SEISMIC ARRAYS IN KAZAKHSTAN FOR NUCLEAR TREATY MONITORING

[1)]W. Junek, [1)]D. Clauter, [1)]P. Venanzi, [1)]J. Roman-Nieves, [1)]S. Baher
[1)]R. Kemerait, [2)]N. Belyashova, [2)]N. Mikhailova, [2)]Z. Sinyova

[1)]Air Force Technical Application Center, Florida, USA
[2)]Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan

An overview of joint American-Kazakhstani activities on the creation and operation of three seismic arrays in Kazakhstan to carry out monitoring of the Treaty compliance that bans nuclear tests is given.

УДК 531.7: 550.34

АВТОНОМНЫЙ ПОРТАТИВНЫЙ СЕЙСМОПРИЁМНИК С ЦИФРОВОЙ РЕГИСТРАЦИЕЙ ДЛЯ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

[1)]Башилов И.П., [1)]Волосов С.Г., [2)]Зубко Ю.Н., [3)]Королёв С.А., [1)]Николаев А.В.

[1)]ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва Россия
[2)]ФГУП ОКБ ОТ РАН, Москва, Россия
[3)]ИДГ РАН, Москва, Россия

Описан автономный портативный сейсмоприёмник с цифровой регистрацией для сейсмологических исследований (АСЦ), создаваемый на основе сейсмоприёмника нового поколения типа СМ-6, близкого по характеристикам к широко известному сейсмоприёмнику СМ-3. Обеспечены уменьшение массогабаритных характеристик, автоматическое поддержание нуля, малый уровень шумов, интеграция с накопителем данных и источником питания в едином конструктиве.

Крупные успехи последних лет в области электроники и цифровых систем регистрации существенно расширили возможности полевых сейсмических наблюдений. Однако сейсмические датчики остаются прежними, традиционными, и, надо полагать, мало изменят свои технические характеристики в ближайшем и отдалённом будущем, поскольку уже достигнут порог шумов, определяемых броуновским движением инертной массы. Характеристики уровней шумов, искажений сигналов становятся главными показателями сейсмостанции [1 - 3]. Снизить влияние этих факторов в значительной степени удаётся путем применения современной малошумной электроники, а использование GPS позволяет решить проблему синхронизации и позиционирования станции. Недостатки и трудности, связанные со свободной расстановкой датчиков, способна исправить более глубокая обработки сейсмических сигналов. Поэтому совершенствование алгоритмов обработки будет всегда сопровождать развитие технической базы сейсмического инструментария. На этом пути нас ожидает создание новых приборно-сейсмических методов.

Сейсмологические исследования проводятся в настоящее время с использованием автономных портативных сейсмоприёмников, выпускаемых в основном зарубежными фирмами. В отечественных разработках этого направления имеется некоторое отставание. Создание для сейсмологических исследований автономного портативного сейсмоприёмника с цифровой регистрацией (АСЦ) является попыткой восполнить этот пробел.

Ряд приборов, созданных Конструкторским бюро геофизического приборостроения (КБГП) РАН на базе сейсмоприемника СМ3-КВ, таких, как СМ-5, СМ-6 [4 - 6]., обладают решающим преимуществом перед приборами, использующими другие принципы. Поэтому АСЦ создан на основе сейсмоприёмника нового поколения типа СМ-6, близкого по характеристикам к широко известному сейсмоприёмнику СМ-3, но имеет уменьшенные массогабаритные характеристики, автоматическое поддержание нуля, малый уровень шумов, что достигается применением современных материалов, компонентов и технологий. Интеграция такого прибора с накопителем данных и источником питания в едином конструктиве позволяет обеспечить удобство развёртывания аппаратуры на объекте, экономить время и в целом уменьшать затраты на проведение исследований за счёт малого веса и габаритов, а также отсутствия оборудования для связи. Работа с АСЦ не требует высокой квалификации обслуживающего персонала. Возможность свободной расстановки приборов делает возможным применение новых технологий.

Новый компактный, малопотребляющий прибор и передвижная сейсмическая станция обеспечивают возможность более эффективного решения задач активной и пассивной сейсмологии и сейсморазведки. Использование этих систем актуально при нестандартных методах разведки полезных ископаемых, для поиска углеводородов, сейсмического мониторинга, а также для прогнозирования землетрясений. При незначительных конструктивных доработках АСЦ может найти широкое применение при работах на шельфе.

Технические характеристики АСЦ даны в таблице, а его структурная схема приведена на рисунке 1.

Модуль регистратора представляет собой устройство для сбора, обработки и хранения информации в энергонезависимой памяти с последующим считыванием по каналу USB (автономный режим). Возможен вариант передачи данных по протоколу RS-232 в реальном времени с одновременной регистрацией в энергонезависимую память. Для точной привязки времени и коррекции температурной погрешности сейсмических записей при автономной работе производится установка бортовых часов по GPS перед постановкой, возможна также синхронизация по GPS во время накопления данных для последующей обработки результатов наблюдений.

Таблица. Характеристики автономного портативного сейсмоприёмника с цифровой регистрацией

Параметр	Значение
Режим преобразования	велосиметр
Число каналов	1 (вертикальный)
Рабочий диапазон частот по уровню 0.7, Гц	0,5 - 40
Коэффициент преобразования, В*с/м	2000
Возможное увеличение коэффициента преобразования	2, 4, 8, 16
Динамический диапазон, не менее, дБ	120
Разрядность	24
Максимальная частота квантования, Гц	1000
Синхронизация	GPS, компьютер
Режим запуска	автоматический, ручной
Связь с компьютером	USB
Автономность при частоте квантования 100 Гц, не менее, сутки	4 (30)
Питание	внутренний аккумулятор 6 В
Масса, не более, кг	4
Габариты, не более, мм	230x160x140
Условия эксплуатации, ^{0}C	-20 - +40

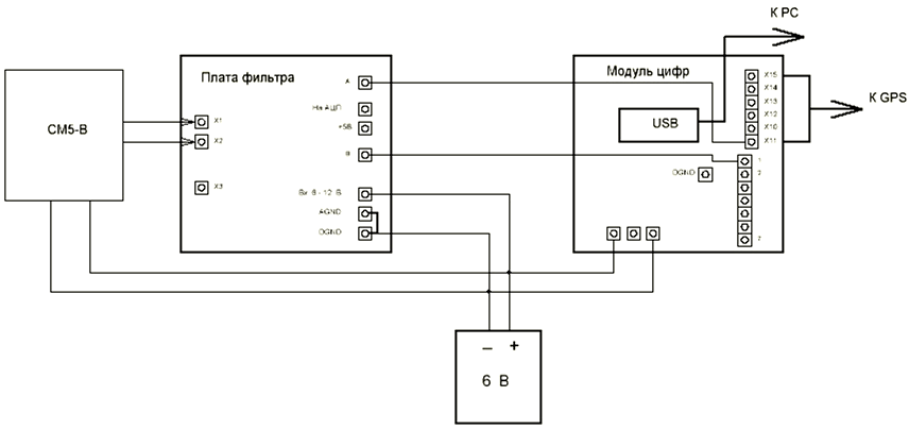


Рисунок 1. Структурная схема АСЦ

При использовании GPS включают питание, к разъему подключают GPS, автоматически проверяют готовность памяти для записи (при необходимости ее очищают), при захвате спутников записывают координаты, точное время и начинают регистрацию, о чем оператору подается сигнал соответствующим светодиодом. GPS отключают и устанавливают следующую станцию, причем для удобства совместной обработки данных обеих станций запуск регистрации производят при времени, кратном целому значению минуты. При отсутствии возможности использования GPS, АСЦ можно запустить внешним сигналом, синхронизированным со временем. Запуск станции может быть произведен также с помощью внешнего персонального компьютера с записью текущего времени компьютера и необходимой служебной информации.

Считывание сейсмической записи из флэш-памяти АСЦ производится подключением внешнего персонального компьютера со специальным программным обеспечением по быстрому USB интерфейсу.

Работы на шельфе и в акватории морей и океанов имеют специфику. В частности, при сейсморазведке требуется весьма высокая синхронность работы группы сейсмостанций в течение продолжительного времени. Для этого в схеме АСЦ применён термокомпенсированный кварцевый генератор с программной подстройкой частоты, откалиброванный в диапазоне рабочих температур. Это позволяет значительно снизить энергопотребление, что, в свою очередь, увеличивает автономность и упрощает конструкцию самовсплывающей автономной донной сейсмостанции. Структурная схема регистратора показана на рисунке 2.

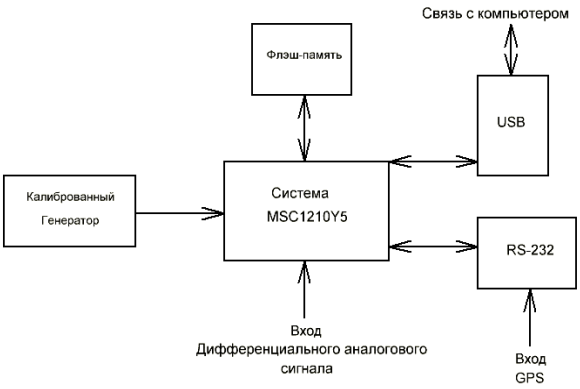


Рисунок 2. Структурная схема регистратора

24-разрядный АЦП позволяет осуществлять до 1000 выборок в секунду и имеет 8 униполярных или 4 дифференциальных входа. При работе с 3х-вольтовым источником, потребляемая мощность не превышает 4мВт.

Память реализована на микрочипе фирмы Samsung, емкость которой, в зависимости от типа, позволяет производить непрерывную запись в течение от четырех суток до более месяца при частоте опроса 100 Гц с некоторой корректировкой программного обеспечения.

Программное обеспечение управления АСЦ и визуализации данных обеспечивает формирование на модуле команд стирания памяти, чтения накопленных данных, инициализации сбора данных, а также позволяет записывать считанные из АСЦ данные в файл и воспроизводить файлы в виде сейсмограмм, сопровождаемых набором служебных данных (время начала регистрации, координаты и т.п.). На рисунке 3 показан интерфейс программы с воспроизведённой записью реального микросейсмического фона.

Данный комплекс схемотехнических и программных средств, в совокупности с велосиметром типа СМ-5, оптимизирует АСЦ по уровню шумов и, как следствие, по динамическому диапазону.

Проведены стендовые испытания АСЦ, которые подтвердили характеристики, приведенные в таблице. На рисунке 4 приведена запись синусоидальных колебаний 0,5 Гц, полученных на испытательном стенде. После завершения всего комплекса испытаний в 2009 г. ООО НТЦ «Поиск» планирует начать выпуск АСЦ.

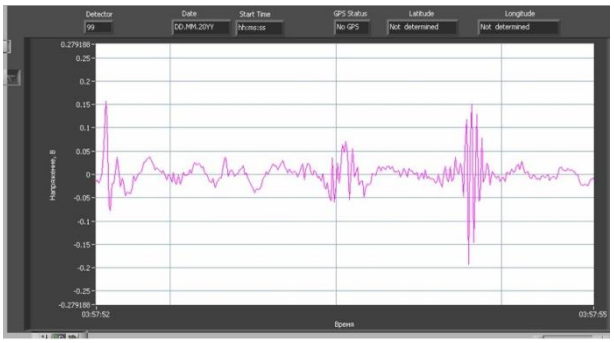


Рисунок 3. Воспроизведёние записи реального микросейсмического фона

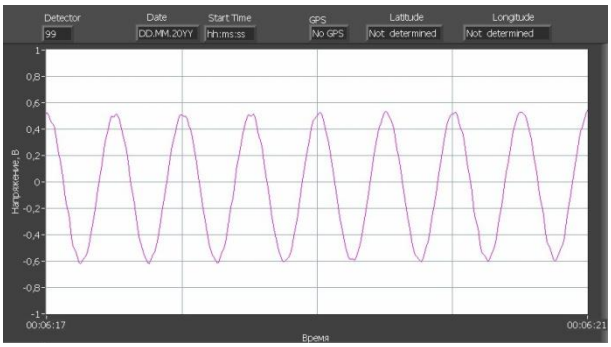


Рисунок 4. Запись синусоидальных колебаний 0,5 Гц, полученных на испытательном стенде

Адреса для контакта с разработчиками: I.P. Bashilov, S.G. Volosov, A.V. Nikolaev - Institute of Physics of the Eart RAS, 10B. Gruzinskaya str.123810, Moskow, Russia**,** e-mail: irina@idg.chph.ras.ru
Y.N. Zubko - EDBOE RAS, 109387, Letnyaya str.1/2 Moskow, Russia, e-mail: zubko_un@inbox.ru
S.A. Korolev - Institute of Dynamics of geospheres RAS, Leninsky prospect 38/1, Moskow, Russia, e-mail: riznichenko@ifz.ru

ЛИТЕРАТУРА

1. Башилов, И.П. Аппаратурный комплекс регистрации сейсмических сигналов / И. П. Башилов, Е. А. Сутулов // Технологии мониторинга Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний: Труды международной конференции, Истра (Моск. обл.), 1996.
2. Кедров, О. К. Сейсмические методы контроля ядерных испытаний / О.К. Кедров. Отв. ред. В. Н. Михайлов, А. О. Глико.- М.: ИФЗ им. О. Ю. Шмидта РАН; Саранск: тип. Красный Октябрь. - 2005. – 420 с.
3. Башилов, И.П. Шумовые параметры сейсмических приборов / И.П. Башилов, С. К. Дараган, Н. В. Кабыченко // Вестник НЯЦ РК. - Курчатов: НЯЦ РК. 2001. – Вып. 2. – С. 19 – 29.
4. Башилов, И. П. Скважинный сейсмоприёмник на основе модуля СМ-5 / И. П. Башилов, С. К. Дараган, В. Н. Медникова, Л. Я. Шугаль, В. И. Куликов, А. И. Гончаров // Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках земли. Сборник трудов. - Кн.2. М.: ИДГ РАН. – 2003.
5. Башилов, И.П. Аппаратура для геофизических исследований, мониторинга инженерных сооружений и среды обитания по обеспечению безопасности / И. П. Башилов // Сб. Научное приборостроение - № 3. - 2001.
6. Bashilov, I. P. Autonomous portable seismic receiver with digital registration for seismological studies / I. P. Bashilov, S. G. Volosov Y. N.Zubko, S. A.Korolev, A.V. Nikolaev // Материалы международной конференции, Барок . – 2008.

СЕЙСМОЛОГИЯЛЫҚ ЗЕРТТЕУЛЕРІНЕ АРНАЛҒАН ЦИФРЛЫҚ ТІРКЕУІМЕН АВТОНОМДЫ ШАҒЫН СЕЙСМОҚАБЫЛДАҒЫШ

[1] Башилов И.П., [1]Волосов С.Г., [2]Зубко Ю.Н., [3]Королёв С.А., [1]Николаев А.В.

[1]РҒА О.Ю. Шмидт атындағы ЖФИ, Мәскеу, Ресей
[2]ФГУП ОКБ ОТ РАН, Мәскеу, Ресей
[3]ИДГ РАН, Мәскеу, Ресей

Сипаттамалары бойынша әйгілі СМ-3 сейсмоқабылдағышқа жақын жаңа буынның СМ-6 сейсмоқабылдағыштың негізінде жасалатын сейсмологиялық зерттеулеріне арналған цифрлық тіркеуімен автономды шағын сейсмоқабылдағышы сипатталған. Салмақ, габарит мөлшерлерін азайтуы, нолді автоамтты ұстауы, шулардың төмен деңгейі және бір конструктивінде деректер жинауышы мен қоректендіру көзін біріктіруі қамтамасыз етілген.

AUTONOMOUS PORTABLE SEISMIC RECEIVER WITH DIGITAL REGISTRATION FOR SEISMOLOGICAL STUDIES

[1]I.P. Bashilov, [1]S.G. Volosov, [2]Y.N.Zubko, [3]S.A.Korolev, [1]A.V. Nikolaev

[1]Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia
[2]EDBOE RAS, Moscow, Russi
[3]Institute for the Dynamics of the Geospheres RAS Moscow, Russia

Autonomous portable seismic receiver with digital registration system for seismic research, created on the base of new generation seismic receiver SM-6, similar to a well-known SM-3 receiver is described. The seismic receiver has reduced mass-size, automatic maintenance of zero, small level of noise; it is integrated with datalogger and power source in a united construction.

УДК 551.596

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ДИНАМИЧЕСКОЙ КАЛИБРОВКИ МИКРОБАРОМЕТРОВ, ИСПОЛЬЗУЮЩИХСЯ В МЕЖДУНАРОДНОЙ СИСТЕМЕ МОНИТОРИНГА. ЧАСТЬ 2: ТЕМПЕРАТУРНОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ

[1)]Старовойт Ю.О., [2)]Кунаков В.Г.

[1)]Организация Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний, Вена, Австрия
[2)]Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

В дополнение к [1], показано, что для снижения погрешностей при термодинамической калибровке микробарометров, установленных на инфразвуковых наблюдательных станциях Международной системы мониторинга, необходимо учитывать и изменения температуры при ступенчатом изменении объема воздуха в калибровочном отсеке.

Методы и практические возможности калибровки микробарометров, используемых на инфразвуковых станциях Международной системы мониторинга, рассмотрены в [1, 2]. Показано, что при динамической калибровке микробарометров, в частности, микробарометров МВ 2000, требуется учитывать особенности термодинамического процесса в калибровочном отсеке, вызванного ступенчатым изменением объема вдуваемого воздуха. В [1] предложены специальные меры при конструировании калибровочного отсека с целью обеспечения режима, при котором угловые частоты адиабатического процесса ω1 и ω2 функции преобразования «объём – давление» находились бы вне полосы рабочих частот микробарометра. Метод позволяет снизить погрешности при оценке формы амплитудно-частотной характеристики микробарометра. При этом оценка частотной характеристики проводилась с помощью Фурье - анализа отклика микробарометра на «ступеньку давления».

В данной статье, дополнительно к [1], рассмотрено, как небольшие изменения температуры, вызываемые «ступенькой давления» в калибровочном отсеке, влияют на результаты динамической калибровки микробарометра МВ 2000.

Для исследований использована серия калибровочных импульсов (рисунок 1): N1 – импульс, поданный после того, как в калибровочной системе установилось термодинамическое равновесие; P1 и N2 – разнополярные импульсы, поданные в период времени, когда в калибровочной системе происходят переходные процессы. Вертикальная шкала – давление (Паскаль), горизонтальная – время (сек).

Из рисунка 1 видно, что уровень давления перед подачей импульса N1 является установившимся, чего нельзя сказать о давлении на начало импульсов P1 и N2. На рисунке 2 приведен отклик системы, включающей микробарометр и дигитайзер, на «ступеньку давления» N1 (рисунок 1), а также амплитудно-частотная характеристика открытого канала МВ 2000, рассчитанная по отклику на эту «ступеньку давления» для случая термодинамически равновесной системы. Форма откликов на импульсы P1 и N2 говорит о продолжающихся в системе термодинамических процессах, вызванных изменениями температуры в калибровочной системе. Полоса частот регистрируемых сигналов на уровне 0.7 составляет 0.001 - 5 Гц. Следует отметить, что эти характеристики получены для открытого канала при частоте оцифровки 20 отсчетов в секунду.

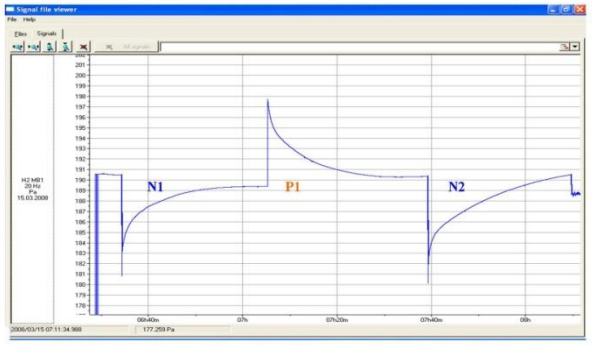


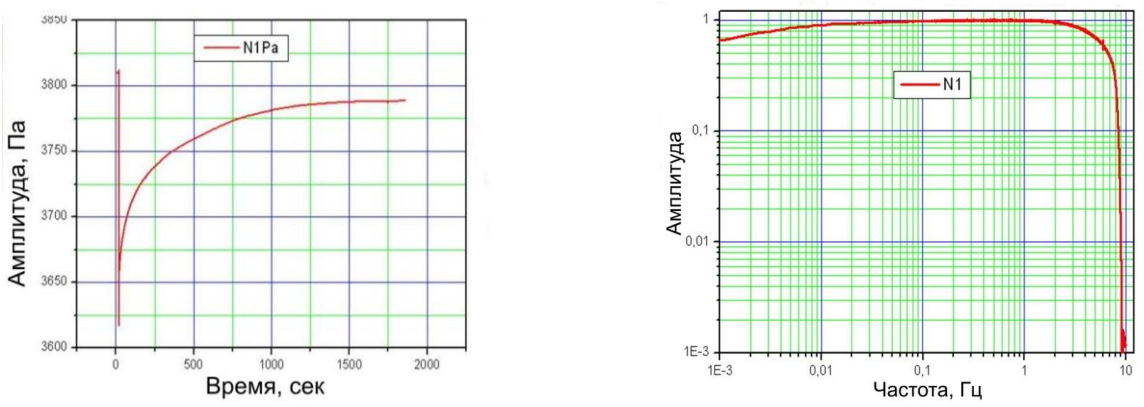
Рисунок 1. Серия калибровочных импульсов, используемых для расчета АЧХ

Следующим по времени идет отклик на «ступеньку давления» P1 (рисунок 1). Видно, что термодинамические процессы в системе еще не установились. В частности, давление (правая сторона графика) продолжает расти после минимума.

На рисунке 3 показаны отклик системы на «ступеньку давления» P1 и рассчитанная по нему АЧХ.

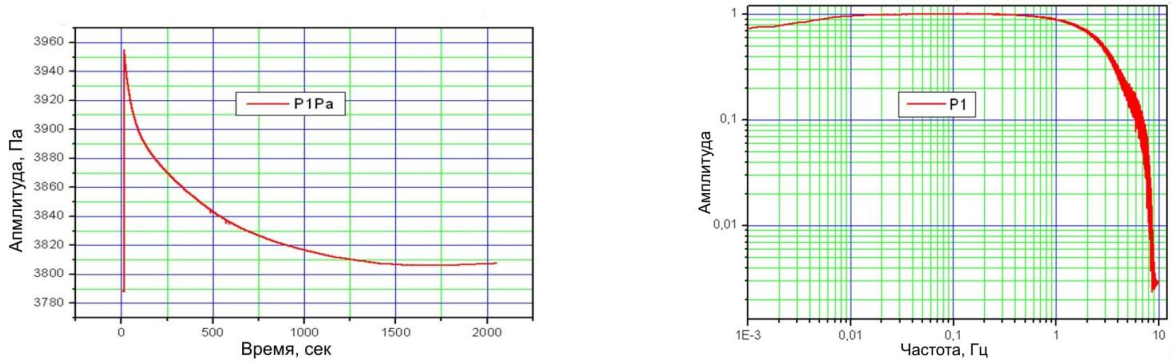
Полоса частот открытого канала на уровне 0.7 составляет 0.001-2 Гц. «Завал» высоких частот можно объяснить нечетким передним фронтом импульса.

На рисунке 4а показаны отклик системы микробарометр/дигитайзер на «ступеньку давления» N2 (рисунок 1), а также амплитудно-частотная характеристика открытого канала МВ 2000, рассчитанная по нему.



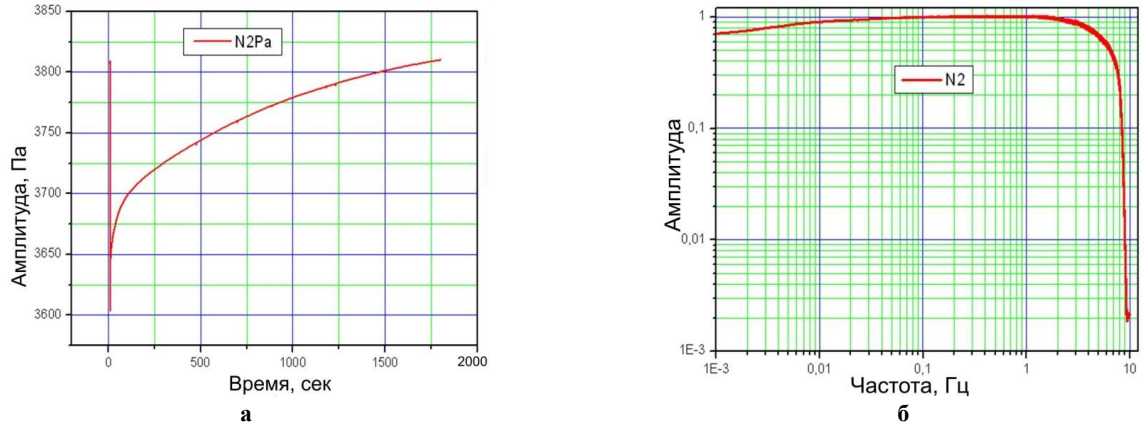
а **б**

Рисунок 2. Отклик системы микробарометр/дигитайзер на «ступеньку давления» N1(а) и рассчитанная по отклику АЧХ (б). Случай термодинамического равновесия системы



а **б**

Рисунок 3. Отклик системы микробарометр/дигитайзер на ступеньку давления P1 (а) и рассчитанная по отклику АЧХ (б). Случай системы с переходными термодинамическими процессами

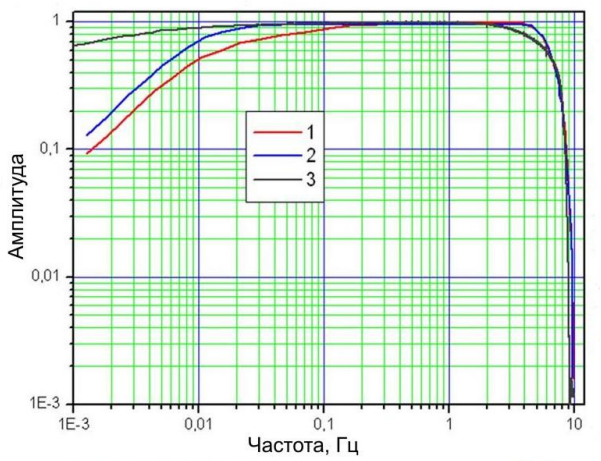


а **б**

Рисунок 4. Отклик системы микробарометр/дигитайзер на ступеньку давления N1 (а) и рассчитанная по отклику АЧХ (б). Случай системы с переходными термодинамическими процессами

Так же, как в случае импульса P1, система не вышла на установившийся режим. Полоса частот, тем не менее, та же, что и в случае импульса N1. Поскольку высокие частоты определяются передним фронтом импульса, можно предположить, что для импульса P1 передний фронт был нечетким (технология подачи импульса, использованная в данном эксперименте такова, что отрицательный фронт реализуется просто, в отличие от положительного).

И, наконец, сравним результаты теоретических расчетов с характеристиками, полученными реально при проведении эксперимента.



1 - ожидаемая АЧХ фильтрованного канала, ω1=0,314 рад/сек и ω2=0,44 рад/сек; 2 - ожидаемая АЧХ фильтрованного канала, ω1=0,0314 рад/сек и ω2=0,044 рад/сек; 3 - АЧХ, полученная экспериментально (N1), $\omega1=\beta/C_p$, $\omega2=\beta/C_y$, где C_p и C_y удельная теплоёмкость газа при постоянном объеме

Рисунок 5. Ожидаемые и экспериментальные амплитудно – частотные характеристики (АЧХ) каналов микробарометра МВ 2000

В работе [1] было показано, что без учета термодинамических явлений, характеристики, полученные методом подачи «ступеньки», имеют вид, представленный на рисунке 5 - кривые 1 и 2. Там же даны и рекомендации по устранению факторов, искажающих частотную характеристику в области низких частот. Кривая 3 рисунка 5 – это амплитудно-частотная характеристика, рассчитанная по импульсу N1, которая получена в результате реального эксперимента с учетом рекомендаций, приведенных в [1] по устранению влияния факторов, искажающих характеристику. Четко отмечается положительный результат в области низких частот. Это подтверждает, что предложенный метод калибровки может использоваться на практике. Длиннопериодный дрейф переходной характеристики, вызванный постепенным изменением температуры внутри калибровочной системы, не оказал заметного влияния на форму АЧХ микробарометра МВ 2000.

Таким образом, предложенный метод динамической калибровки микробарометров, с учетом рекомендаций [1] может быть применен в полосе частот, используемых на инфразвуковых станциях Международной системы мониторинга.

ЛИТЕРАТУРА

1. Старовойт, Ю.О. Термодинамические аспекты динамической калибровки микробарометров, использующихся в Международной системе мониторинга / Ю.О. Старовойт, В.Г. Кунаков, П.Н. Мартысевич // Вестник НЯЦ РК, 2006. – Вып. 2. – С. 71 – 78.
2. Кунаков, В.Г. Динамическая калибровка каналов инфразвуковой системы сбора данных IS31-Актюбинск / В.Г. Кунаков, П.Н. Мартысевич // Вестник НЯЦ РК, 2004. – Вып. 2. – С. 53 – 61.

ХАЛЫҚАРАЛЫҚ МОНИТОРИНГІ ЖҮЙЕСІНДЕ ҚОЛДАНЫЛАТЫН МИКРОБАРОМЕТРЛЕРІН ДИНАМИКАЛЫҚ КАЛИБРЛЕУІНІҢ ТЕРМОДИНАМИКАЛЫҚ АСПЕКТІЛЕРІ. 2 БӨЛІМІ: ТЕМПЕРАТУРАЛЫҚ ӘСЕРІ

[1)]Старовойт О.Ю., [1)]Кунаков В.Г.

[1)]Организация Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний, Вена, Австрия
[2)]ҚР ҰЯО Геофизикалық зерттеулер институты,Курчатов, Қазақстан

Мақалаға [1] қосымшасы ретінде, Халықаралық мониторингі жүйесінің инфрадыбысты бақылау станцияларында орнатылған микробарометрлерін термодинамикалық калибрлеуінде қателіктерін төмендету үшін калибрлеу бөлігінде ауаның көлемі сатылы өзгеруінде температураның өзгеруін есепке алу қажеттілігі көрсетілген.

THERMODYNAMIC ASPECTS OF THE DYNAMICAL CALIBRATION OF MICROBAROMETERS USED FOR IMS APPLICATIONS. PART2: TEMPERATURE EFFECTS

[1)]Yu.O. Starovoit, [1)] V.G. Kunakov

[1)]Comprehensive Nuclear Test-Ban-Treaty Organization, Vienna, Austria
[2)]Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan

In addition to [1] it is shown that in order to decrease inaccuracy in thermodynamic calibration of microbarometrs installed at infrasound stations of the International Monitoring System, it is required to take into account temperature fluctuations caused by abrupt volume changes injected into the calibration volume (chamber).

УДК 621.3:658.58

ЗАЩИЩЕННАЯ СИСТЕМА ПИТАНИЯ АППАРАТУРЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ И АКУСТИЧЕСКИХ ГРУПП

[1)]Кунаков В.Г., [2)]Старовойт Ю.О.

[1)]Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан
[2)]Организация Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний, Вена, Австрия

Установлены причины выхода из строя аппаратуры и оборудования сейсмической группы AS057-Боровое. Предложена организация защищенных систем питания оборудования сейсмических и акустических групп. Приведен пример системы питания, успешно используемой на станциях Международной системы сейсмического мониторинга в Казахстане.

В рамках Международной системы сейсмического мониторинга (МСМ) происходит интенсивное развитие сети сейсмических и акустических групп (seismic and acoustic array), идея которых заключается в том, что полезный сигнал регистрируется не в одной точке, а группой станций на некоторой площади. При совместной обработке сигналов, зарегистрированных группой, возможности обнаружения сейсмического (и акустического) сигнала по отношению к единичной станции увеличиваются, поскольку отношение сигнал/шум возрастает в $\sqrt{N}$ раз, где N число элементов группы. Поскольку физически группа представляет собой несколько элементов, расположенных друг от друга на расстоянии от нескольких сотен метров до нескольких километров, возникает необходимость надежного обеспечения аппаратуры каждого элемента группы электропитанием и каналами связи. Ниже, на примере станции, входящей в Международную систему мониторинга ОДВЗЯИ AS057-Боровое (BVAR), показана реализация защищенного от ударов молнией питания группы. Сейсмическая группа AS057-Боровое, расположенная в Бурабайском Национальном парке (Акмолинская область, Казахстан), начала работать 15 июля 2002. Конфигурация системы (рисунок 1) включает 10 выносных пунктов (A0 – A4, B5 –B9), оборудованных скважинными сейсмометрами в комплекте с цифровой аппаратурой, системой оптоволоконной передачи информации и Центра сбора-передачи сейсмической информации (ЦСПИ/ROOF).

В первоначальном варианте электропитание выносных пунктов осуществлялось из ЦСПИ по подземным кабельным линиям. За основу была взята система питания сейсмических групп советской Службы специального контроля за ядерными испытаниями (рисунок 2). Такая система электропитания вполне успешно работает, например, на Большебазовой сейсмической группе «Боровое».

В схеме, приведенной на рисунке 2, низковольтное постоянное напряжение питания подается на выносные пункты по бронированному кабелю. Выход и вход кабельных линий защищены от перенапряжений специальными средствами. Параллельно кабелю питания проложен так называемый «выравнивающий» трос, представляющий собой неизолированный стальной крученый провод сечением 35 мм^2 и более. Через каждые 100 м вбиты 2 - 3-х метровые заземлители (металлические штыри), приваренные к этому тросу. Трос и металлическая оболочка кабеля электрически соединены между собой с двух концов: на выходе из ЦСПИ и на входе в приборное сооружение. Там же они приварены к заземлению, выполненному в виде треугольника из трехметровых стальных штырей, вбитых в землю у ограды приборных сооружений.

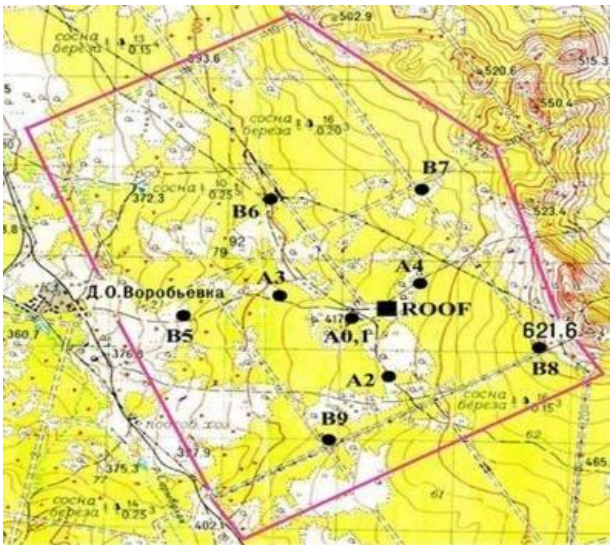
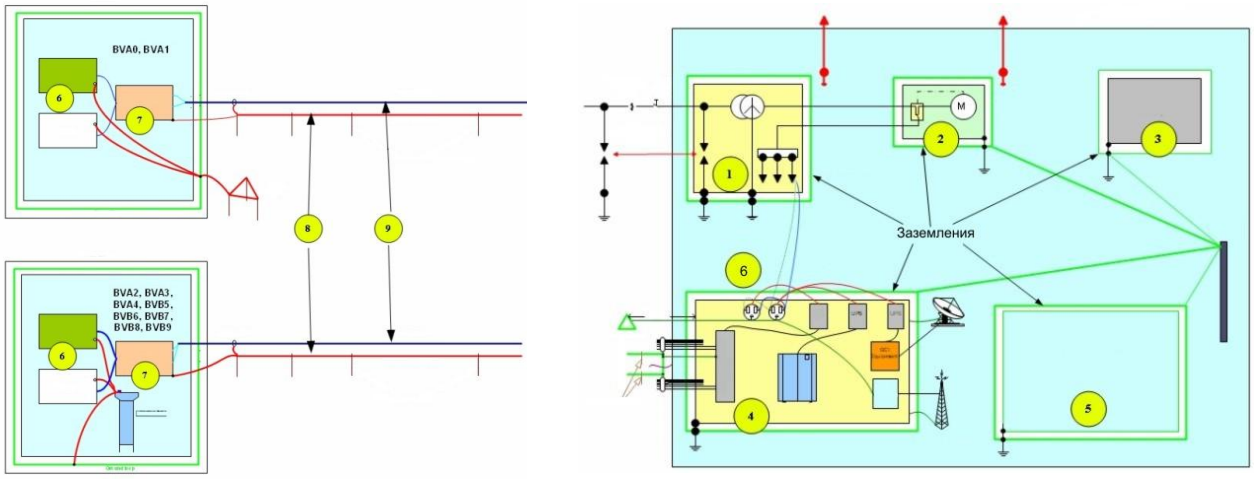


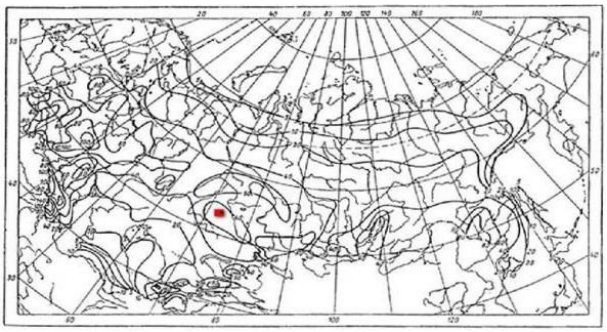
Рисунок 1. Конфигурация сейсмической группы AS057-Боровое (BVAR)

Проблемы, связанные с выходом из строя элементов и узлов сейсмической группы AS057-Боровое, начались уже через 26 дней после начала работы системы. 10 августа 2002 г. во время первой же грозы была «выбита» часть элементов сейсмической группы. Проблемы, связанные с грозами, продолжались вплоть до начала 2005 г, пока не была проведена полная модернизация системы электропитания. За время, прошедшее до замены системы питания, половина электронного оборудования, установленного на сейсмической группе, была отправлена на фирму – изготовитель для ремонта этой аппаратуры.



1 - трансформаторная подстанция; 2 - дизель-генератор; 3 – гараж; 4 - аппаратурное помещение; 5 - жилое здание; 6 - аппаратура выносного пункта; 7 - блок питания/модуль защиты 12В; 8 - выравнивающий трос с заземлителями; 9 - кабель питания 12В/сигнализация. Зеленый цвет - контуры заземления; красные стрелки – молниеотводы, черные стрелки – стандартная молниезащита высоковольтных линий

Рисунок 2. Первоначальный вариант схемы организации питания и заземления оборудования выносных пунктов (слева) и Центрального пункта (справа) сейсмической группы AS057-Боровое (BVAR)



Красная точка - место установки сейсмической группы AS057-Боровое

Рисунок 3. Карта грозовой активности территории бывшего СССР

Ситуация с грозовой активностью на месте установки сейсмической группы AS057-Боровое показана на рисунке 3 в виде карты среднегодовой продолжительности гроз в часах (такие карты составляются по результатам многолетних метеонаблюдений).

Средняя продолжительность гроз вблизи места установки AS057-Боровое находится в интервале от 60 до 80 ч в год. При такой активности, согласно «Инструкции по устройству молниезащиты зданий, сооружений и промышленных коммуникаций» (МЭ России, 30.06.2003), плотность ударов молнии в землю (число поражений 1 км^2 земной поверхности в год) Ng рассчитывается по формуле:

$$Ng = 6.7*Td/100,$$

где Td - средняя продолжительность гроз в часах.

Расчет на всю площадь, занимаемую сейсмической группой AS057-Боровое, показал, что на ее примерно 7 км^2, могут воздействовать около 40 ударов молнии в год. Соответственно, кабельные линии, работающие как антенны, получают столько же мощных импульсных воздействий. Не обязательно воздействуют прямые удары. Шаговые напряжения, наводки, будучи достаточно мощными, способны вывести из строя оборудование, тем более, что в реализованной схеме (рисунок 2) устройства в ЦСПИ и на выносных пунктах связаны гальванически. Следовательно, удар молнии в один из элементов, сопровождается опасным перенапряжением в других элементах системы. В лучшем случае от перенапряжений сгорали плавкие предохранители модулей защиты. Однако было много серьезных выходов из строя электронного оборудования системы. За время, прошедшее до замены системы питания, половина электронного оборудования, установленного на сейсмической группе, была отправлена для ремонта на фирму – изготовитель.

Разработан способ защиты оборудования от поражающего воздействия разрядов молний, идея которого состоит в следующем:

1. Основные узлы системы – Центральный пункт сбора/передачи информации, кабель питания и оборудование выносного пункта развязаны гальванически.

2. Каждый из узлов системы имеет свое заземление, выполненное в одной точке. Только при этих условиях удар молнии в любой из элементов не вызовет опасного напряжения в других узлах.

3. Выносной пункт дополнительно оснащен буферной аккумуляторной батареей, позволяющей системе не прерывать работу некоторое время, необходимое для восстановления поврежденных модулей.

Перечисленные требования могут быть реализованы так, как это показано на рисунках 4 и 5.

В схеме защиты системы электропитания (рисунок 4) реализованы следующие решения:

1. Для гальванической развязки применены трансформаторы специальной конструкции. Обмотки трансформатора расположены раздельно. Этим, кроме собственно гальванической развязки, обеспечивается и защита от межобмоточных пробоев и от

«конденсаторного» эффекта прохождения коротких импульсов между обмотками.

2. Оборудование каждого из узлов системы имеет собственное заземление. На выносных пунктах это приборная скважина. В центре — скважина водообеспечения.

3. Система газовых разрядников, полупроводниковых ограничителей напряжения и плавких предохранителей защищает оборудование на обоих концах кабеля питания. Броня кабелей питания на обоих концах и модули защиты от перенапряжений имеют собственное заземление — стальные штыри, вбитые в землю.

4. Все выносные пункты оборудованы буферными аккумуляторными батареями.

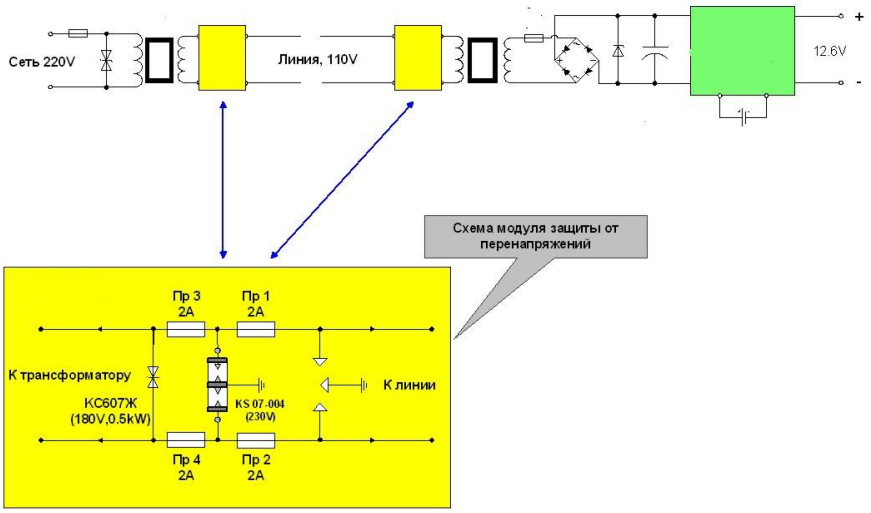
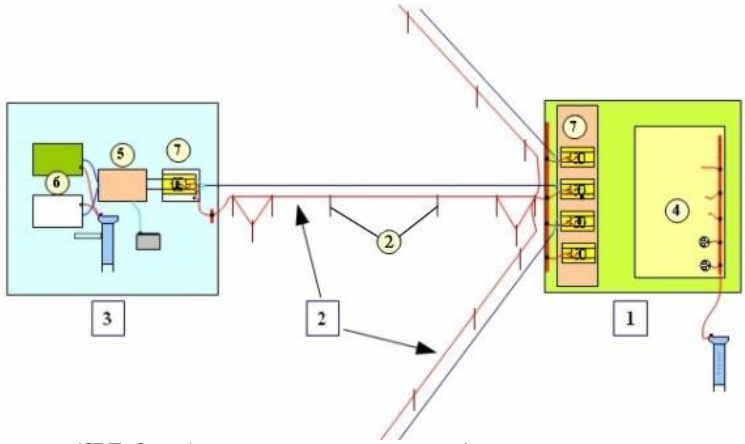


Рисунок 4. Схема защищенной системы питания



1 - центр сбора/передачи информации (CRF); 2 - кабельные линии: синии - питание/сигнализация, красные – выравнивающий трос с заземлителями; 3 - выносной пункт; 4 - аппаратура CRF; 5 - модуль питания/заряда выносного пункта; 7 - модули защиты от перенапряжений

Рисунок 5. Организация питания/заземления выносных пунктов

Реализация модуля защиты от перенапряжений (рисунок 5) создана с учетом следующих положений. При ударе молнии возможно возникновение высокого напряжения между жилой кабеля и землей, а также между жилами кабеля. Газовый разрядник снимает этот потенциал на землю. Полупроводниковый ограничитель напряжения защищает от опасных импульсов вход трансформатора. Если мощность импульса велика, то сгорают плавкие предохранители. Воздушный разрядник на входе/выходе кабеля защищает от остаточных напряжений, которые могут возникнуть на жилах кабеля при повторных ударах молнии, когда кабель работает как конденсатор.

Разработанная система электронного контроля состояния станции позволяет отслеживать напряжение ее питания. Если напряжение упало, то это означает отсутствие подзарядки аккумулятора. Следовательно, нужно заменить предохранитель (предохранители) модуля защиты от перенапряжений.

Для сейсмической группы AS057-Боровое был изготовлен комплект оборудования (фирмой Rausch GmbH, Австрия), реализующий разработанную методику, который и был установлен в период с 19 по 27 апреля 2005 г (рисунки 6 и 7).



Рисунок 6. Сейсмическая станция AS057-Боровое. Модуль питания выносного пункта



Рисунок 7. Сейсмическая станция AS057-Боровое. Модуль питания, установленный в Центре сбора/передачи информации

Начиная с апреля 2005 г. проблемы выхода из строя оборудования, вызванного молниями, прекратились полностью. При сильных грозах выбивались только элементы молниезащиты.

Подобные защищенные системы питания позднее установлены и на остальных казахстанских станциях, входящих в Международную систему мониторинга ОДВЗЯИ: AS058-Курчатов (KURK), AS059-Актбинск (AKTO). Их работа также надежна, как на AS057 –Боровое – не было ни одного выхода из строя оборудования, связанного с воздействием молний. Планируется установить подобные системы на сейсмических группах PS33-Пеледуй и PS36-Петропавловск-Камчатский (Россия), AS40-Чибинонг и AS44-Каппанг (Индонезия), а также на инфразвуковой группе IS31-Актюбинск (Казахстан).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложена схема защищенного бесперебойного питания пунктов сейсмических и акустических групп. Эффективность разработки подтверждена практикой работ нескольких казахстанских станций, входящих в состав Международной системы мониторинга. Такие меры, как гальваническая развязка узлов системы, индивидуальное заземление каждого из них, заземление аппаратуры выносных пунктов в одной точке надежно гарантируют защиту оборудования и узлов от перенапряжений.

СЕЙСМИКАЛЫҚ ЖӘНЕ АКУСТИКАЛЫҚ ТОПТАРДЫҢ АППАРАТУРАСЫН ҚОРЕКТЕНДІРУІНІҢ ҚОРҒАЛҒАН ЖҮЙЕСІ

[1)]Кунаков В.Г., [2)]Старовойт Ю.О.

[1)]ҚР ҰЯО Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан
[2)]Ядролық сынақтарына бәрін сыйдыратын тыйым салу туралы шартының Ұйымы, Вена, Австрия

AS057-Бурабай сейсмикалық тобының аппаратурасы мен жабдықтары жұмыс қатарынан шығу себептері анықталған. Сейсмикалық және акустикалық топтардың қоректендіруінің қорғалған жүйесін ұйымдастыруы ұсынылған. Қазақстанда Халықаралық сейсмикалық монитрингі жүйесінің станцияларында табысты қолданылатын қоректендіру жүйесінің үлгісі келтірілген.

PROTECTED POWER SYSTEM OF THE EQUIPMENT AT SEISMIC AND ACOUSTIC ARRAYS

[1)]V.G. Kunakov, [2)]Yu.O. Starovoit

[1)]Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan
[2)]Comprehensive Nuclear Test-Ban-Treaty Organization, Vienna, Austria

Reasons for equipment and instruments failures at AS057-Borovoye have been found. Protected power system for the equipment at seismic and acoustic arrays has been proposed. An example of power system successfully operating at the International Monitoring System stations in Kazakhstan was shown.

УДК.550.34:621.039.9

ИТЕРАТИВНАЯ ТЕХНОЛОГИЯ КЕПСТРАЛЬНОЙ ОБРАБОТКИ ДЛЯ АВТОМАТИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ ГЛУБИНЫ ИСТОЧНИКА

Джунек В., Роман-Нивс Дж., Кемерайт Р.С., Вудс М.Т., Кризи Дж.П.

Центр прикладных технологий воздушных сил, Флорида, США

В статье рассмотрены вопросы оценки глубины единичного события, зарегистрированного несколькими сейсмическими группами, с использованием кепстрального метода обработки и частотно- волнового анализа.

Оценка глубины источника является ключевым моментом распознавания землетрясений и взрывов при мониторинге, предусмотренном Договором о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний. Применяемые технологии оценки глубины основываются на определении времени между первым вступлением сигнала и глубинными фазами. Отсутствие видимых глубинных фаз не означает, что событие произошло на или около поверхности. Неглубокие события могут иметь близкие по времени к первым вступлениям глубинные фазы, которые незаметны аналитикам, а региональные события часто усложняются большим количеством одновременно вступающих фаз, что делает выделение глубинных фаз еще более проблематичным. Ранее, например, в [1], авторами рассматривалось определение глубины источника с применением кепстрального метода. В данной статье представлены более поздние результаты разработки автоматического алгоритма обработки сигнала, который оценивает глубину события непосредственно по наблюдаемым сейсмограммам. На данном этапе исследования, связанные с кепстральной обработкой, сосредоточены на следующем: использование сейсмических групп для улучшенной оценки глубины; повышение надежности алгоритма в получении стабильных результатов; поиск глубинной фазы с использованием комплекса кепстральных технологий.

РАЗВИТИЕ ИСЛЕДОВАНИЙ

Прототип алгоритма кепстральной обработки был представлен на конференции в Боровом в 2006 г. [1]. Предварительные результаты его применения были многообещающими. Однако алгоритм требовал продолжения аналитической работы в связи с тем, что имели место ложные срабатывания и нестабильность выделения пиков сигнала, ухудшавшие работоспособность алгоритма. В сравнении с 2006 г. возможности алгоритма расширены следующим: итеративная обработка для улучшения стабильности кепстральных пиков; применение и автоматизированный анализ «кепстрограмм» для повышения стабильности выделения кепстральных пиков; статистически обоснованное вычисление порога гамнитуды на основе текущего уровня шума на каждом месте расположения сейсмических групп.

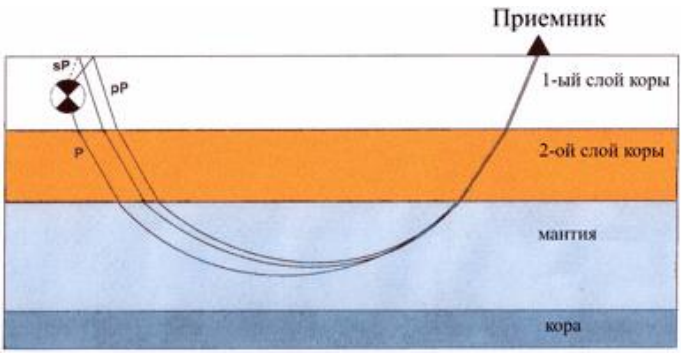
ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Предположим, что имеется точечный источник сейсмических волн, выполняется принцип взаимности, на границе сред угол падения волны равен углу отражения и угол падения меняется в зависимости от расстояния. На рисунке 1а показана геометрия первой Р-волны и глубинных фаз.

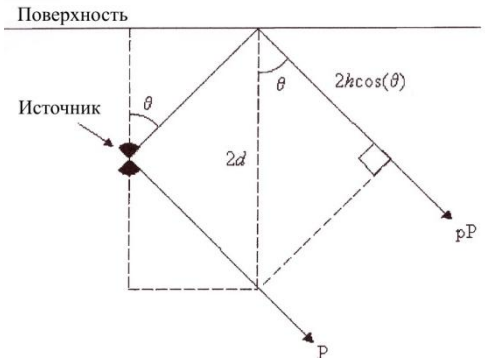
Глубина источника (рисунок 1б) является функцией времени между первой (Р) и отраженной (рР) фазами волны, фазовой скорости и измеренного угла выхода луча в источнике:

$$d = (\tau \times \alpha) \times \left[\frac{1}{2\cos\theta} \right],$$

где: α – скорость Р - волны, км/сек; τ – разница между временами вступления Р и рР- волнами, сек; d - глубина события, км; θ - угол выхода луча от источника, град.



а – прохождение первой Р-волны



б – формирование отраженных волн (глубинных фаз)

Рисунок 1. Геометрия лучей

АЛГОРИТМ ОБРАБОТКИ СИГНАЛА

Разница времен вступления P и pP- волн вычисляется с применением кепстральной обработки. Кепстральный метод анализа сигналов впервые был введен Богартом, Хейли и Тукей в 1962 г. Потенциальные возможности применения метода в сейсмологии показали в 1972 г. Р. Кемерайт и Д.Чилдерс [2].

Логарифм спектра сигнала и задержанного сигнала создает набор частот, который можно изучить, используя традиционные технологии спектрального анализа.

Сумма исходного и задержанного сигнала:

$$x(t) = s(t) + a_0 s(t-\tau)$$

исследуется с помощью применения преобразования Фурье к последовательности x(t):

$$S(\omega) = S(\omega)(1 + a_0 e^{-i\omega\tau})$$

или с помощью оценки спектра мощности последовательности x(t):

$$\Theta_x(\omega) = \Theta_s(\omega)(1 + 2a_0\cos(\omega\tau) + a_0^2).$$

Здесь: x(t) – сумма исходного и задержанного сигналов; a_o – коэффициент отражения; t – время, сек; τ – разница во времени, сек; ω – угловая частота, рад/сек.

Десятичный логарифм функции Θ (ω) определяется выражением:

$$\log_{10}(\Theta_x(\omega)) = \log_{10}(\Theta_s) + \log_{10}(1 + 2a_0\cos(\omega\tau) + a_0^2).$$

После разложения в ряд Тейлора получаем:

$$\log_{10}(\Theta_x(\omega)) = \log_{10}(\Theta_s) + 2a_0\cos(\omega\tau)$$

где

$$x = 2a_0\cos(\omega\tau) + a_0^2; a_0 \prec 0$$

Первый член логарифмического выражения представляет собой спектр мощности, второй – косинусоидальную амплитудную модуляцию исходного спектра мощности с периодом τ.

Фазовая скорость и угол в источнике определяются при выполнении следующих условий: сейсмические группы используются для измерения горизонтальной медленности волнового фронта; общая скорость волнового фронта оценена в предположении неглубокого источника (5,8 км/сек для источников глубиной <20 км); проведено разделение вектора скорости для определения компонент лучевой вертикальной скорости и угла прихода. На основе принципа взаимности полученные значения могут быть использованы для определения угла выхода луча в источнике и вертикальной скорости фазы pP (рисунок 2).

Оценка вертикальной медленности выполняется по формуле

$$\eta = \sqrt{(a^{-1})^2 - (p)^2},$$

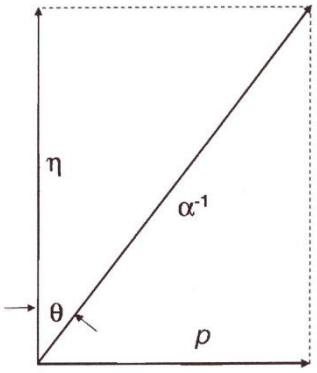


Рисунок 2. Диаграмма вектора скорости

угол выхода луча в источнике определяется как

$$\theta = \tan^{-1}\left(\frac{\eta}{p}\right),$$

где η – вертикальная медленность, сек/км; p – горизонтальная медленность, сек/км; α = P – скорость P волны, км/сек; θ – угол выхода луча в источнике, град.

На рисунке 3 приведена блок-схема кепстральной обработки наблюдений, выполненных на записях сейсмических групп.

Кепстральные пики чрезвычайно чувствительны ко времени вступления и длине окна выборки. Для определения стабильных кепстральных пиков алгоритм предусматривает повторение процедуры обработки с применением множества окон с различной длиной. Итеративный кепстральный анализ позволяет определить шумы и профили кепстрального сигнала для серий выборок с нарастающим временным окном (рисунок 4).

Если пиковое значение появляется в единичных окнах, то это свидетельствует о ложном сигнале (случайный шум). А вот если пиковое значение появляется в серии последовательных окон кепстра, то это свидетельствует о наличии реального сигнала.

Принципиальное значение имеет определение порогового значения гамнитуды – это 99-й процентиль предсигнального шумового кепстрального профиля (рисунок 5).

При кепстральной обработке неизбежно возникает большое количество ложных сигналов. Для оценки и повышения достоверности результатов необходимо привлекать многократные наблюдения от различных станций (рисунок 6). В этом случае необходима проверка согласованности сети **(**Боннер, Райтер, Шамвей, 2002). Пороговые значения кепстров, полученные в результате многократных наблюдений рассматриваются как функция глубины для того, чтобы можно было выявлять тренды. Наиболее состоятельная оценка глубины по данным всей сети принимается за окончательный результат.

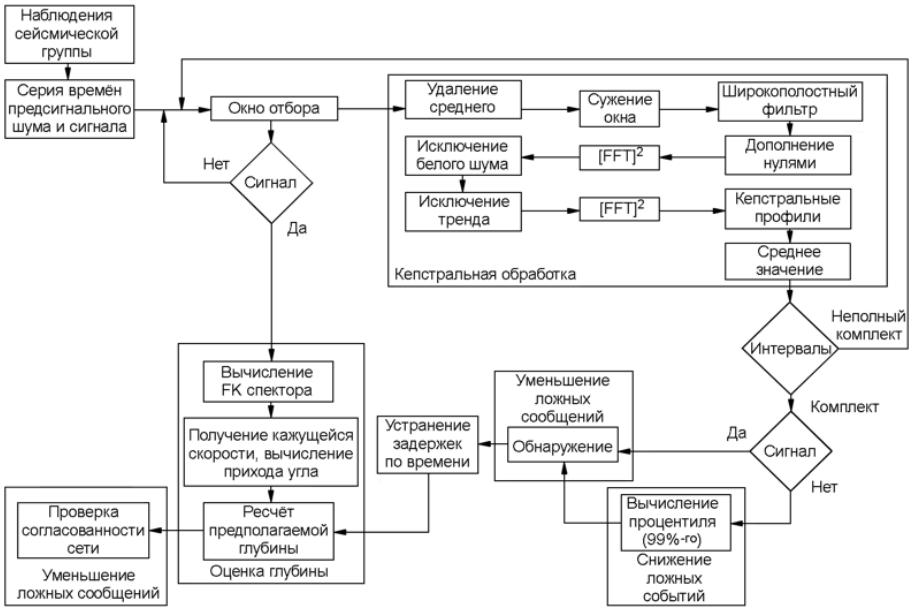
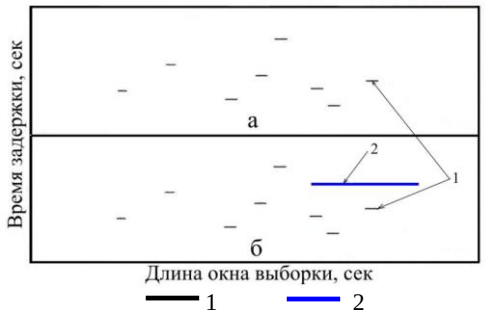
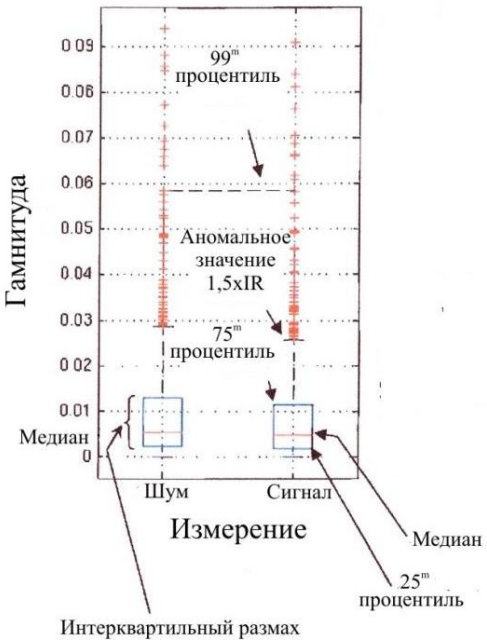


Рисунок 3. Блок-схема кепстральной обработки сейсмических данных

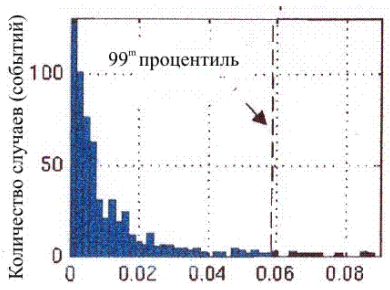


1 – случайный шум; 2 – сигнал, выделенный при кепстральном анализе

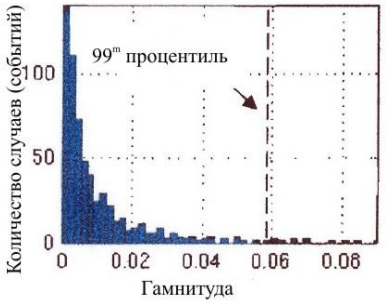
Рисунок 4. К выделению шума и сигнала при кепстральном анализе



а – алгоритм

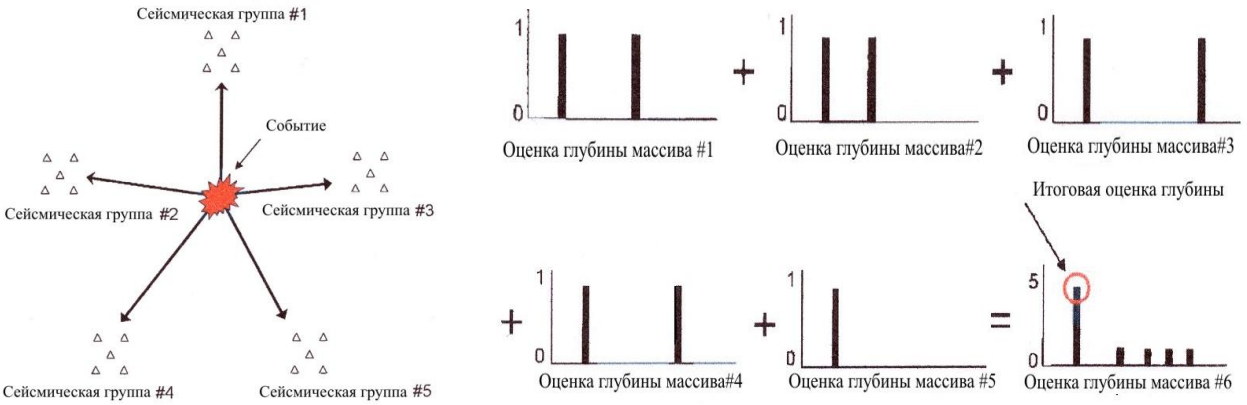


б – распределение кепстральных пиков шума



в – то же – для кепстральных пиков сигнала

Рисунок 5. К определению порогового значения гамнитуды



а – конфигурация сети

б – оценка глубины по данным различных групп

Рисунок 6. К оценке глубины события с привлечением данных различных сейсмических групп

АНАЛИЗ СОБЫТИЙ

Алгоритм кепстральной обработки опробован на реальных данных. Были отобраны три недавних события в Анатолийской системе разломов (рисунок 7, таблица 1).

При отборе предпочтение отдано результатам наблюдений сейсмических групп с хорошим качеством отношения сигнал-шум.

Для улучшения азимутального охвата событий добавлены трехкомпонентные станции. Кепстральный анализ сигналов применен только для событий 2 и 3 из таблицы 1.

На рисунке 8 приведен пример отбора записей волновых форм события, произошедшего 12 марта 2005 г., которые характеризуются хорошим соотношением сигнал-шум. При обработке наблюдений на региональных и телесейсмических расстояниях отмечается близкое расположение вступлений волн, что усложняет кепстральную обработку. На рисунке 9 приведены данные, иллюстрирующие пороговое значение гамнитуды. На диаграммах каждой из четырех сейсмических групп (FINES, ILAR, MKAR, BURAR) показано распределение гамнитудных пиков сигнала и шума. Для каждой конкретной станции пороговые значения кепстральной гамнитуды показаны черной пунктирной линией.

Таблица 1. Сведения об использованных событиях

Событие	Широта, град.	Долгота, град.	Глубина, км	Mb	Время возникновения (gmt)
1	39.42[e]	40.79[e]	16.1	5.4	03/12/05 07:36:15
2	39.44[e]	40.77[e]	12.0	5.5	03/14/05 01:56:02
3	39.42[e]	40.71[g]	15.1	5.3	03/23/05 21:44:57

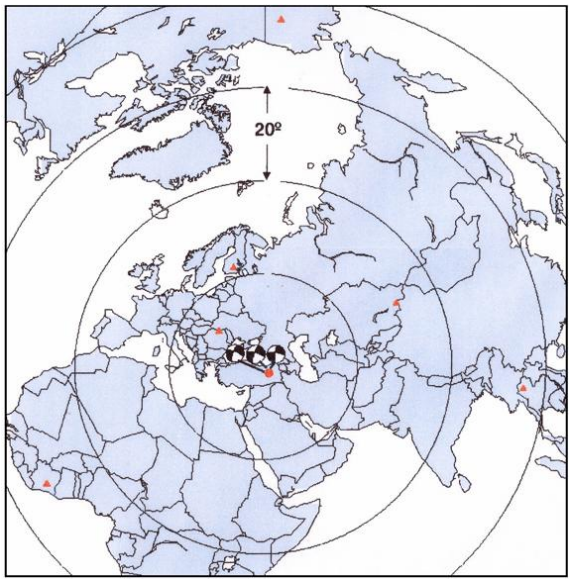


Рисунок 7. Изученные события, произошедшие в Анатолийской системе разломов

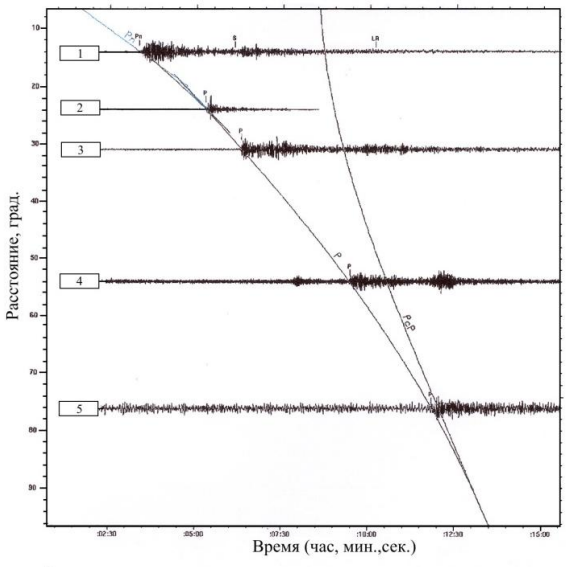
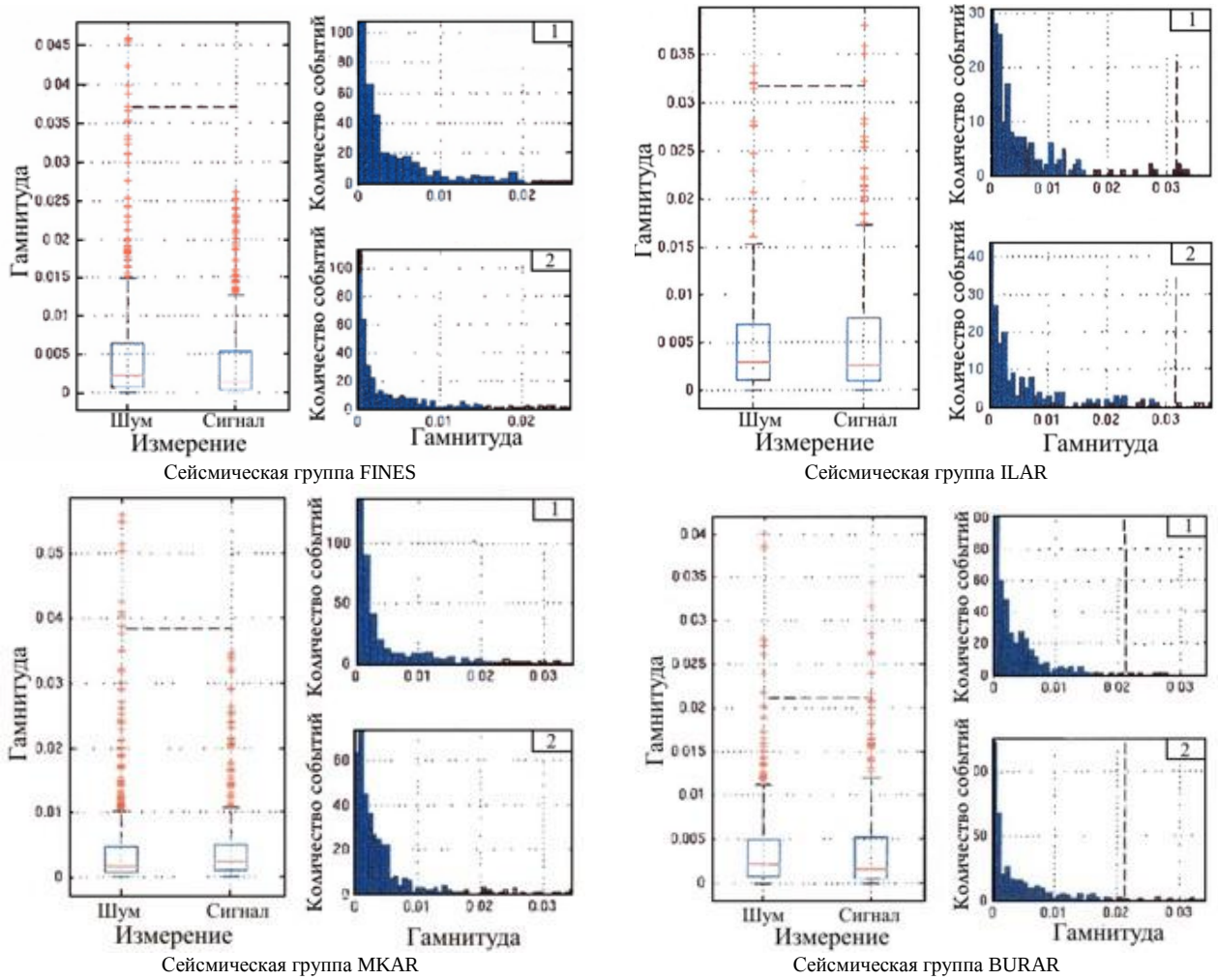


Рисунок 8. Сейсмограммы события 12 марта 2005 г.



Сейсмическая группа FINES

Сейсмическая группа ILAR

Сейсмическая группа MKAR

Сейсмическая группа BURAR

Рисунок 9. К определению порогового значения гамнитуды. Сейсмические группы FINES, ILAR, MKAR, BURAR

Индивидуальные результаты сейсмических групп (рисунок 10) демонстрируют большое количество кепстральных пиков шума, которые нарушают пороговое значение гамнитуды. Это затрудняет различение истинных и ложных кепстральных пиков.

Результаты обработки данных по сейсмическим группам приведены в таблице 2 и на рисунке 11. Для полосы пропускания 1,0 – 4.0 Гц определены кажущаяся скорость, которая изменяется в диапазоне от 8,31 до 24,54 км/сек.

Таблица 2. Результаты обработки данных по группам

Станция	Полоса пропускания, Гц	Кажущаяся скорость, км/сек	Угол луча, град*
FINES	1.0 - 4.0	8,31	НКД
ILAR	1.0 - 4.0	24.54	13.67
MKAR	1.0 - 4.0	15.80	21.53
BURAR	1.0 - 4.0	9.61	37.15
CMAR	1.0 - 4.0	13.87	24.73
НКД - не обнаружены кепстральные детектирования			

Значение кажущейся скорости используется для оценки глубины и для вычисления угла выхода луча. Может быть использован вертикальный канал трехкомпонентных станций, но тогда измерения кажущейся скорости невозможны. В этом случае глубина оценивается из выражения $d = \frac{\tau\alpha}{2}$.

Потенциальная глубинная фаза наблюдается на 4-х из 5 сейсмических групп. Глубина события, оцененная по этим фазам, приблизительно 5 км (рисунок 12).

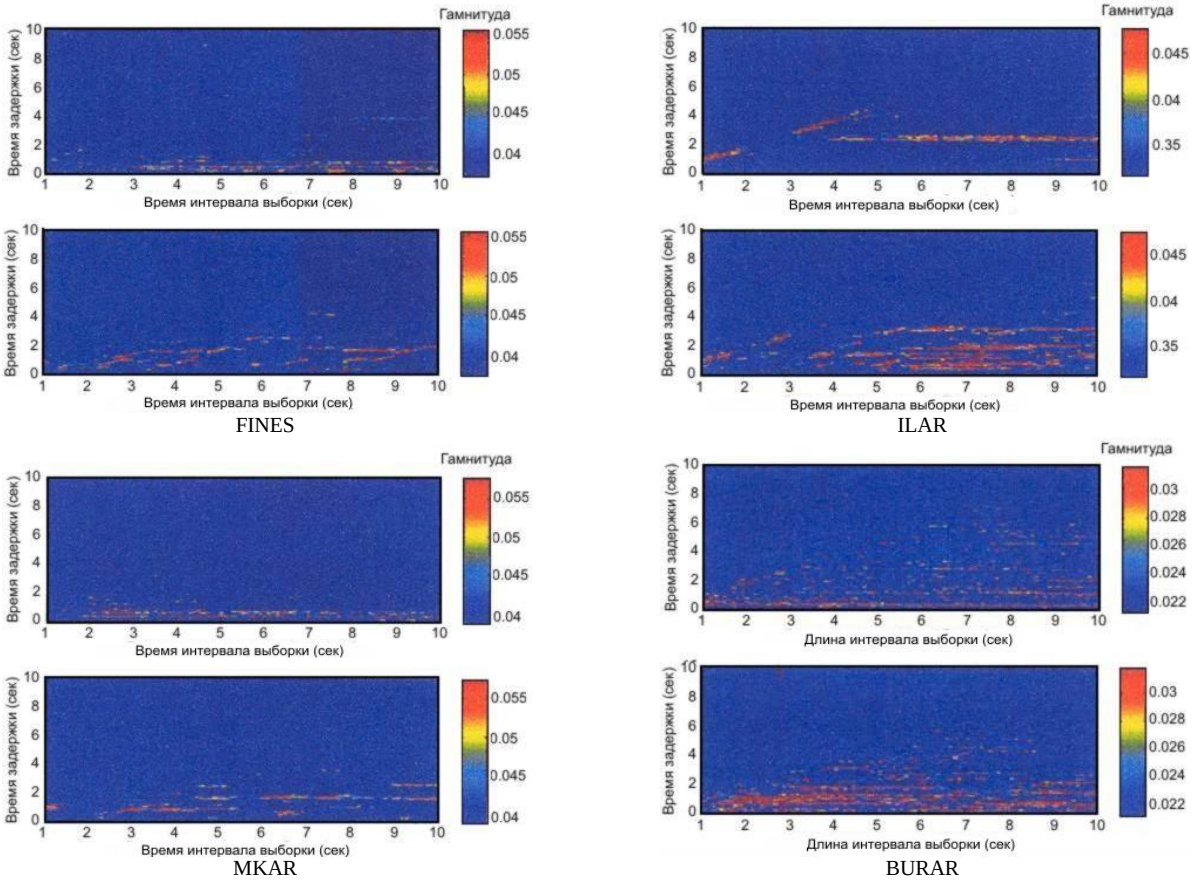


Рисунок 10. Результаты кепстрального анализа по станциям FINES, ILAR, MKAR, BURAR

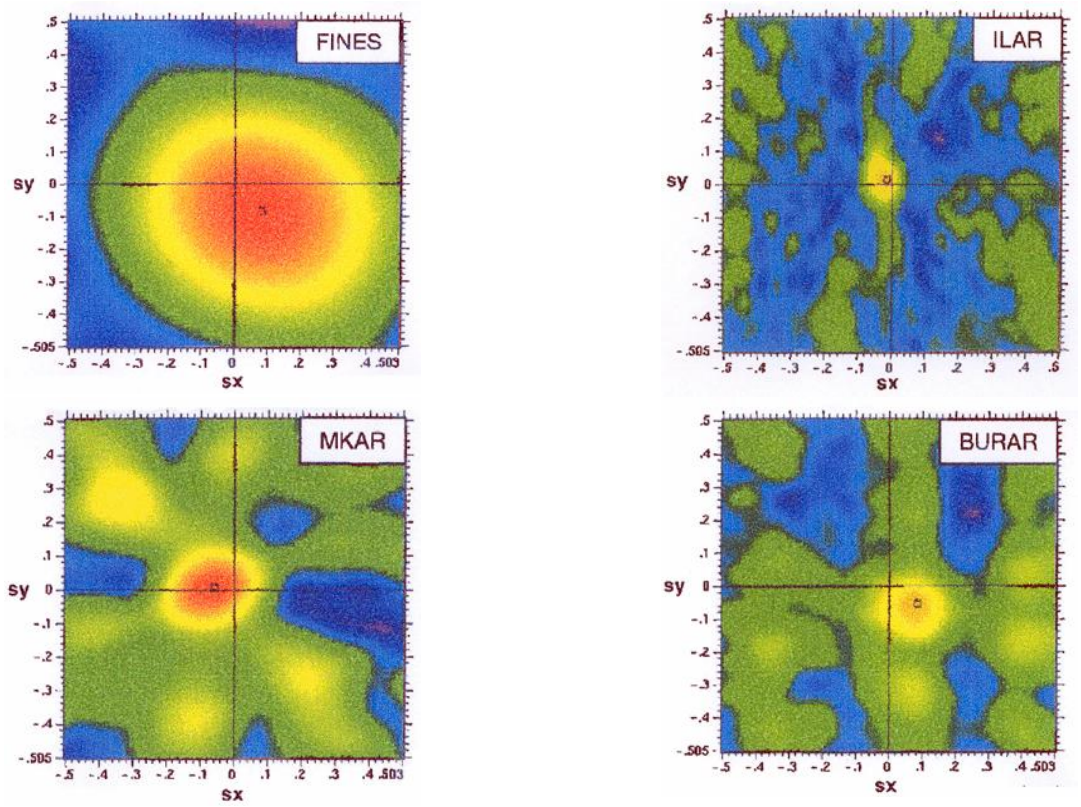


Рисунок 11. Результаты обработки данных по сейсмическим группам

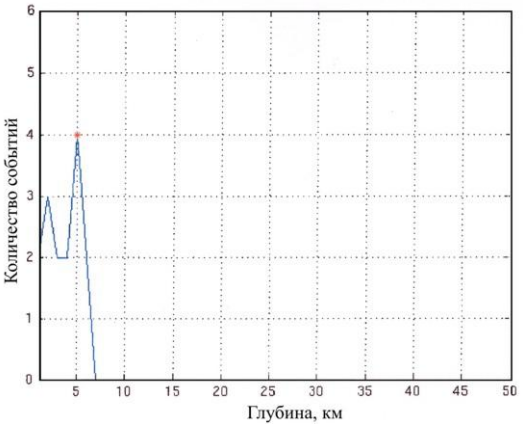


Рисунок 12. Оценка глубины события12 марта 2005 г.

МОДЕЛИРОВАНИЕ СОБЫТИЯ

Длиннопериодные сейсмические волны, наблюденные одной или более трехкомпонентными станциями, используются для извлечения информации о глубине события и его фокальном механизме. Данный метод удобен для крупных землетрясений (Mw > 5.0), так как длиннопериодные поверхностные волны относительно нечувствительны к эффектам латеральной неоднородности. Для моделирования событий в данном исследовании использовано программное средство MTIinv [Ichinose 2003]. Смоделированная глубина при наилучшем соответствии двойному диполю и наименьшей дисперсии равна 10 км (рисунок 13).

Отдельные оценки глубины помещены в столбики гистограммы, где каждая ячейка равна 1 км. Получены следующие данные (рисунок 14):

- по событию 14 марта 2005 г. (таблица 1): потенциальная глубинная фаза наблюдается на 4х из 5 станций. Оценочная глубина события составляет около 3 км (анализ включал станцию DBIC);
- по событию 23 марта 2005 г. (таблица 1): потенциальная глубинная фаза наблюдалась на 5 из 6 станций. Оценочная глубина события составляет приблизительно 2 км (событие не подвергались моделированию).

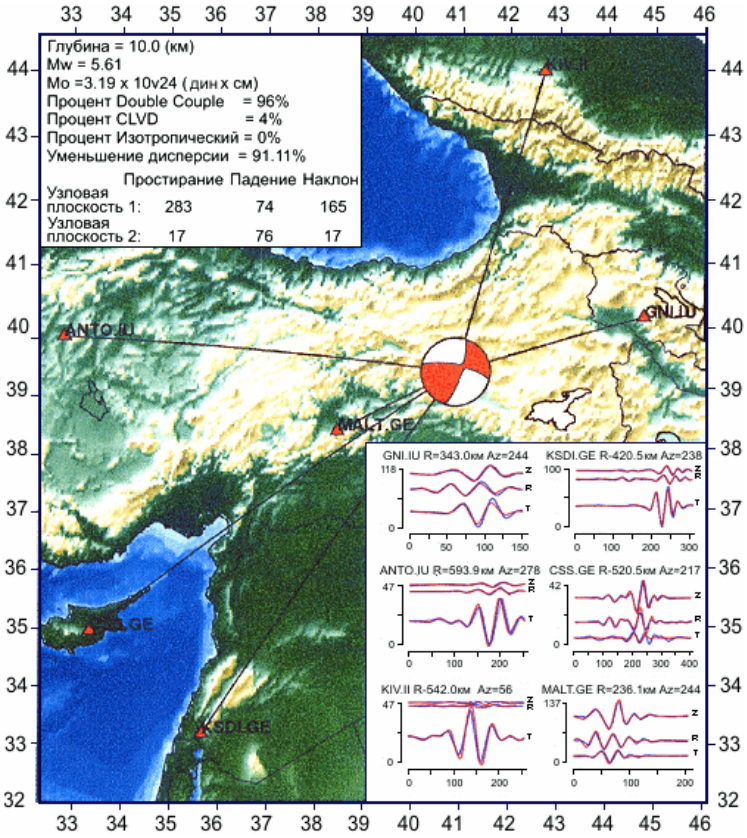


Рисунок 13. К результатам моделирования исследуемых событий

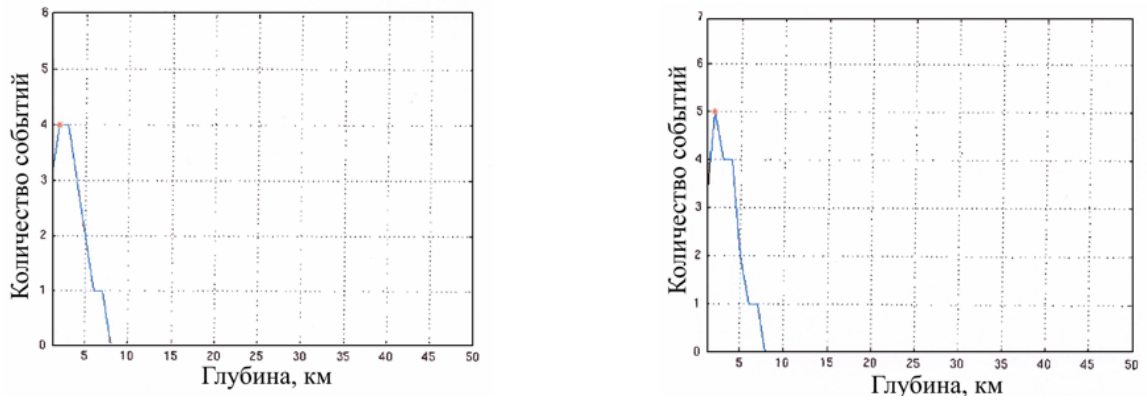


Рисунок 14. Оценка глубины события: а - 14 марта 2005 г.; б - 23 марта 2005 г.

Выводы

Анализ волновых форм на телесейсмических и региональных расстояниях предоставил возможность выполнить независимую оценку глубины изучаемых событий.

Итеративный алгоритм кепстральной обработки позволил снизить число настраиваемых параметров обработки.

Процентильное пороговое значение гамнитуды, а также параметр согласованности окон дискретизации снизили количество ложных тревог за счет отбора статистически выделяющихся и стабильных кепстральных пиков.

Оценочные глубины, полученные в результате процесса кепстральной обработки, оказались меньшими, чем в решениях CMT Гарварда.

Оценка глубины для смоделированного события не противоречила оценке, полученной в результате кепстральной обработки.

Дальнейшая работа будет сфокусирована на уточнении алгоритма оценки глубины, а также на реализации комплексной кепстральной обработки с помощью гомоморфной деконволюции.

Литература

1. Junek, W.N. Event relocation with independent depth estimates / W.N. Junek, R.C. Kemerait, M.T. Woods // Вестник НЯЦ РК, 2006. – Вып.2, - С. 33 – 38.
2. Kemerait, R.C. Signal Detection and Extraction by Cepstrum Techniques / R.C. Kemerait, D. G.Childers // IEEE Transactions on Information Theory, 1972. - vol. 18, No. 6. - 745 – 759.

КӨЗІ ТЕРЕНДІГІН АВТОМАТТЫ БАҒАЛАУ ҮШІН КЕПСТРАЛЬ ӨҢДЕУІНІҢ ИТЕРАКТИВТІ ТЕХНОЛОГИЯСЫ

Джунек В., Роман-Нивс Дж., Кемерайт Р.С., Вудс М.Т., Кризи Дж. П.

Әуе күштерінің қолданбалы технологиялар орталығы, Флорида, АҚШ

Сигналдарды өңдеуінің кепстральдік әдісін және жиіліктік-толқындық талдауын пайдалануымен бір неше сейсмикалық топтарымен тіркелген бірлі-жарым оқиғаның терендігін бағалау мәселелері қаралған.

AN ITERATIVE CEPSTRAL PROCESING TECHNIQUE FOR AUTOMATED SOURCE DEPTH ESTIMATION

W. Junek, J. Roman-Nieves, R. C. Kemerait, M. T. Woods, J. P. Creasey

Air Force Technical Applications Center, Florida USA

Issues on depth estimation of a single event, recorded by several seismic arrays by means of cepstral processing technique were considered.

УДК 550.34:621.039

О ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ В РАЙОНАХ ТРЕХ КРУПНЫХ ЯДЕРНЫХ ПОЛИГОНОВ (ПО ДАННЫМ О ПОГЛОЩЕНИИ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН)

[1,2)]Копничев Ю.Ф., [1)]Соколова И.Н.

[1)]Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан
[2)]Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Рассмотрены пространственно-временные вариации поля поглощения короткопериодных поперечных волн в районах трех испытательных ядерных полигонов - Семипалатинского, Невадского и Лобнор. Использованы методы анализа отношений амплитуд волн Lg и Pg, Sn и Pn, а также коды Lg. Показано, что в районе Семипалатинского полигона в целом за период ядерных испытаний поглощение волн в земной коре и верхах мантии существенно изменилось. В районе Невадского полигона наблюдается повышенное поглощение в земной коре и пониженное – в верхах мантии по сравнению с близкими окрестностями полигона. В районе полигона Лобнор выделяется аномалия сильного поглощения в верхах мантии. Предполагается, что обнаруженные эффекты связаны с активной миграцией глубинных флюидов, обусловленной длительным интенсивным техногенным воздействием на геологическую среду.

Короткопериодные поперечные сейсмические волны наиболее чувствительны к присутствию в горной породе жидкой фазы, поэтому изменение характеристик этих волн может служить основой для изучения процессов миграции флюидов в земной коре и верхах мантии [1]. В статье анализируются пространственно-временные вариации поля поглощения поперечных волн в районах трех крупных испытательных ядерных полигонов – Семипалатинского (СИП), Невадского (НИП) и Лобнор (ЛИП). Использованы записи подземных ядерных взрывов (ПЯВ), химических взрывов и землетрясений, полученные цифровыми и аналоговыми станциями, начиная с 1964 г.

Методы

Проанализированы отношения амплитуд волн Lg и Pg (параметр Lg/Pg), а также Sn и Pn (Sn/Pn) , которые характеризуют поглощение S-волн на всей трассе от очага до регистрирующей станции (соответственно в земной коре и верхах мантии [1, 2]). Кроме того, исследованы характеристики S- и Lg-коды. Ранее [1 - 3] было показано, что на частотах около 1 Гц кода этих волн формируется в основном поперечными волнами, отраженными от многочисленных субгоризонтальных границ в земной коре и верхней мантии. Это позволяет изучать неоднородности поля поглощения S-волн в районах эпицентров даже по записям одной сейсмической станции. При обработке записей проведена частотная фильтрация с использованием узкополосного фильтра с центральной частотой 1.25 Гц.

Анализ данных

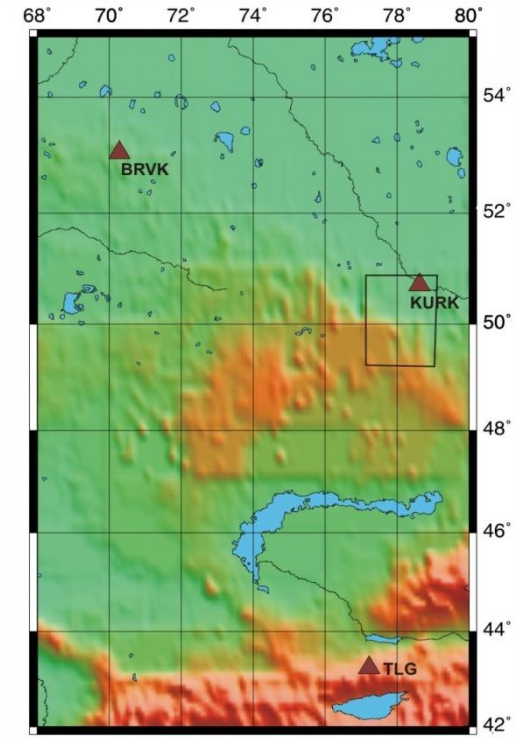
Семипалатинский испытательный полигон (СИП). Для изучения пространственно-временных вариаций поля поглощения в районе данного полигона обработаны записи более чем 260 ПЯВ и землетрясений, полученных станциями Талгар (TLG), Боровое (BRVK) и Курчатов (KURK) - рисунок 1. Основной объем ядерных взрывов проведен на трех главных площадках СИП - Балапан, Дегелен и Муржик, - показанных на рисунке 2. На том же рисунке отмечены региональные разломы, а также границы интенсивной тепловой аномалии в северо-восточном Казахстане, охватывающей СИП, которая была выявлена путем дешифрирования космических снимков [4].

На рисунке 3 представлены временные вариации исследуемого параметра Lg/Pg по записям ПЯВ, произведенных на разных площадках (станция TLG). Показаны средние величины и стандартные отклонения параметра Lg/Pg за каждый год по данным узкополосного канала с центральной частотой 1.25 Гц.

По записям ПЯВ, произведенных на площадках Дегелен и Муржик, наблюдается некоторый рост значений параметра Lg/Pg примерно до 1980 г. Это объясняется уменьшением поглощения в земной коре в районе Северного Тянь-Шаня, где расположена станция TLG [5]. Важно отметить, что после 1980 г. наблюдается постепенное уменьшение величин Lg/Pg для ПЯВ, произведенных на площадке Балапан (в отличие от площадки Дегелен).

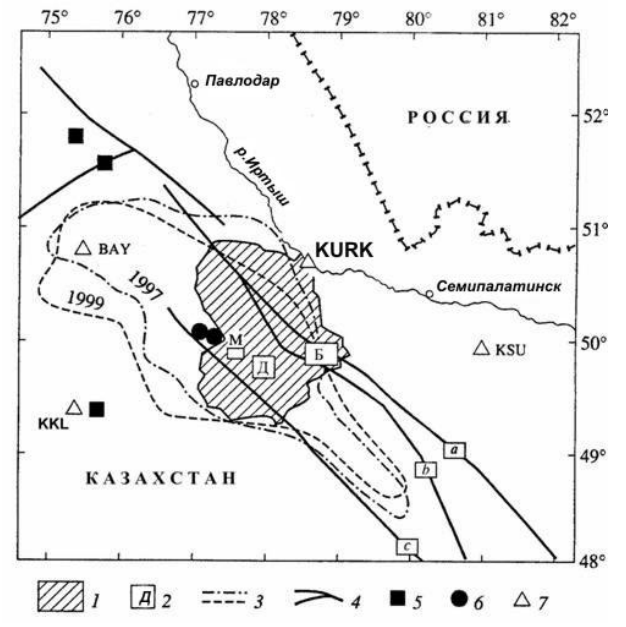
На рисунке 4 показаны аналогичные данные, полученные по результатам анализа записей станции BRVK.

Из рисунка 4 следует, что для трасс СИП - BRVK, идущих вдоль зон крупнейших региональных разломов Северного Казахстана (рисунки 1, 2), средние величины Lg/Pg для всех площадок ниже, чем для трасс СИП - TLG. Следует отметить также меньшие значения Lg/Pg для взрывов на площадке Балапан (для которой относительно большая часть трассы проходит по СИП) по отношению к площадке Дегелен. Эта закономерность относится к периоду проведения ПЯВ с конца 1960-х до конца 1980-х, а по записям химических взрывов – и до конца 1990-х годов. Приведенные данные показывают, что в земной коре северной и восточной частей СИП в 1985 - 2000 гг. наблюдалось повышенное поглощение S-волн. На рисунке 5б показаны огибающие S-коды, построенные по записям калибровочных химических взрывов, произведенных на площадке Балапан в 1997 – 1998 гг. и зарегистрированных временными станциями [4] (рисунок 5а).



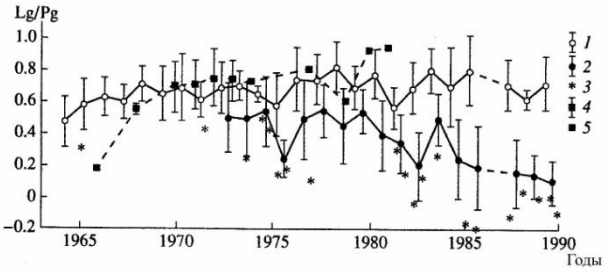
Прямоугольник – район СИП

Рисунок 1. Расположение сейсмических станций, записи которых использованы в данной работе - TLG, BRVK, KURK



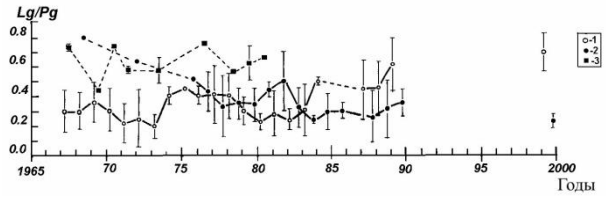
1 – СИП; 2 – площадки: М – Муржик, Д – Дегелен, Б – Балапан; 3 – границы тепловой аномалии в 1997 г. и 1999 г.; 4 – главные разломные зоны: а – Чинрауская, б – Калба-Чингизская, с – Главная Чингизская; 5 – наиболее крупные карьеры в окрестностях СИП; 6 – эпицентры некоторых местных землетрясений; 7 – сейсмические станции

Рисунок 2. СИП и его ближайшие окрестности



Значок (1 -5) – средняя величина, вертикальный отрезок - стандартное отклонение за каждый год для площадок: 1 – Дегелен; 2 – Балапан; 4 - Муржик. Индивидуальная величина параметра для ПЯВ на площадках: 3 – Балапан (с эпицентрами около разломных зон); 5 - Муржик. Здесь и ниже приведены данные узкополосного канала с центральной частотой 1.25 Гц.

Рисунок 3. СИП. Вариации параметра Lg/Pg по записям ПЯВ

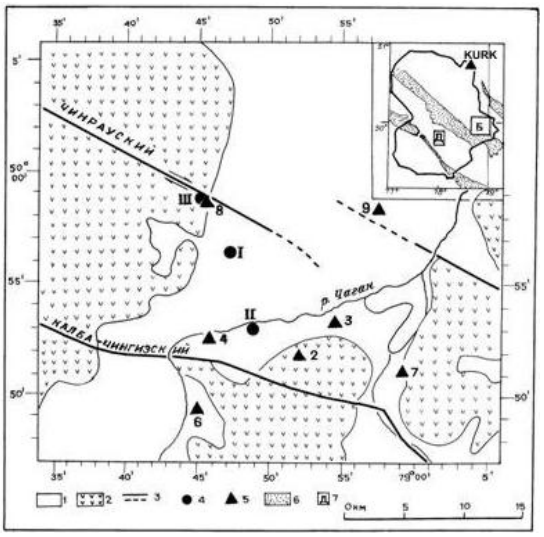


1 – Дегелен, 2 – Балапан, 3 – Муржик

Рисунок 4. СИП. Вариации параметра Lg/Pg по записям ПЯВ и химических взрывов в 1997 - 1999 гг.

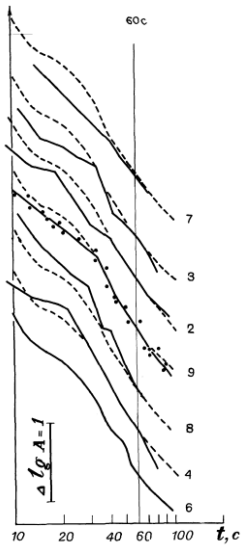
Видно, что в интервале времени t=10 - 60 с (от начала излучения в очаге) амплитуды в коде очень быстро затухают на записях станций, расположенных перед крупными разломными зонами или за ними (№ 4, 6 и 8). Этот интервал времен соответствует глубинам ~20 – 120 км. Для сравнения на рисунке 6 показан разброс данных для огибающих коды, построенных по записям местных землетрясений и карьерных взрывов в районе Центрального Тянь-Шаня. Использованы записи 40 цифровых станций, установленных в этом районе (рисунок 6а).

Из рисунка 6б следует, что добротность, оцениваемая по коде, в интервале времен 10 - 60 с для станции 6, установленной в районе площадки Балапан, ниже, чем для любой станции в районе Центрального Тянь-Шаня. На рисунке 6б показан также разброс данных в интервале t=100 - 300 с для огибающих, совмещенных при t=100 с. Видно, что S-кода в районе Центрального Тянь-Шаня затухает, как правило, сильнее, чем для записей станции KURK, расположенной на расстоянии ~90 км к северу от эпицентров калибровочных взрывов (рисунки 1, 2). В то же время S-кода в районе площадки Дегелен на глубинах до 120 км затухает гораздо слабее, чем для площадки Балапан (рисунок 7).



1 – молодые осадочные породы; 2 – выходы палеозойского фундамента; 3 – глубинные разломы. 4 – эпицентры калибровочных взрывов, 5 – сейсмические станции (на врезке - станция KUR); 6 – антиклинории, 7 – площадки Балапан, Дегелен (на врезке)

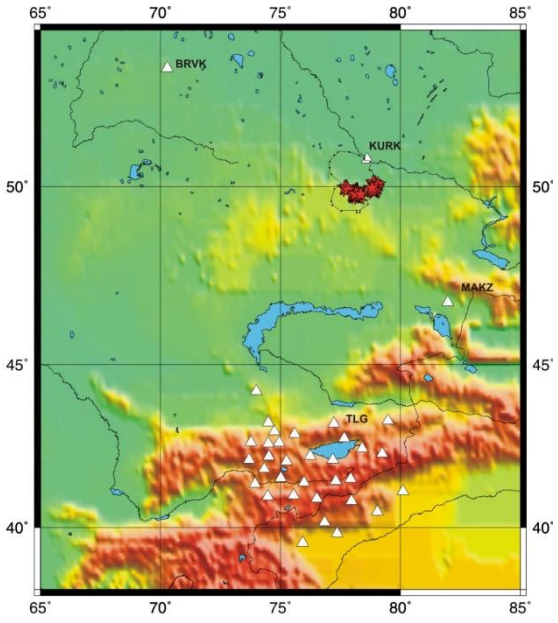
а – *схема расположения станций*



Номера кривых соответствуют номерам станций, показанным на рисунке 5а. Пунктир – огибающая для станции 6. Точки - разброс значений общей огибающей для станции 9

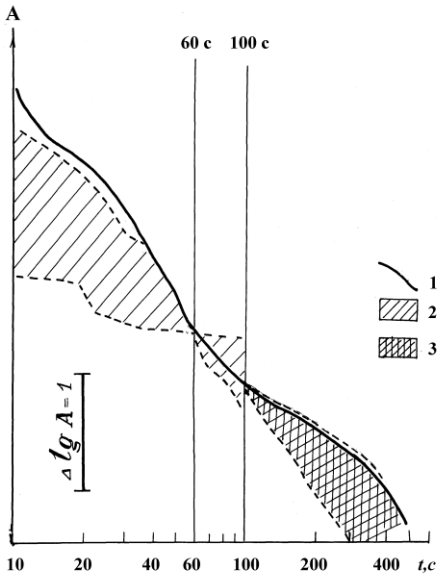
б – *огибающие коды по записям калибровочных взрывов*

Рисунок 5. СИП. Площадка Балапан



Значки: треугольник – станция; звездочка - ПЯВ

а – расположение сейсмических станций



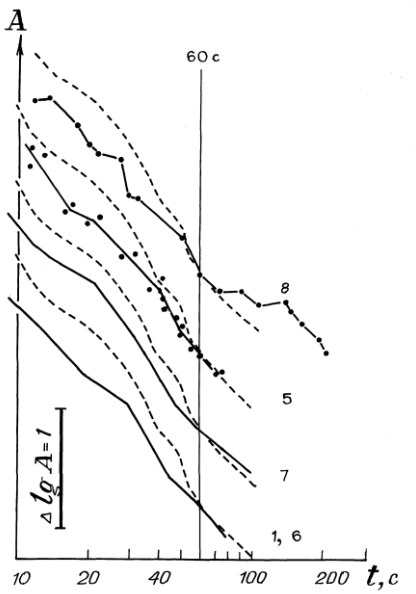
Огибающая коды: 1 – общая по данным станций 6 (Балапан) и KURK; для района Центрального Тянь-Шаня: 2 – совмещенная при t=60 с; 3 – совмещенная при t=100 с

б – диапазон разброса данных для огибающих коды в районе Центрального Тянь-Шаня

Рисунок 6. Огибающие коды по записям местных землетрясений и взрывов в районах СИП и Центрального Тянь-Шаня

Полученные данные показывают, что, начиная со второй половины 1980-х годов, в земной коре северной и восточной частей СИП наблюдалось высокое поглощение. Кроме того, на фоне сравнительно слабого поглощения выделялась аномалия сильного поглощения поперечных сейсмических волн на глубинах до 120 км под разломными зонами в районе площадки Балапан.

Невадский испытательный полигон (НИП). Для изучения пространственно-временных вариаций поля поглощения изучены записи ПЯВ и землетрясений в районе НИП и его близких окрестностях, полученные в 1992 - 2003 гг. станциями TUC и CMB (рисунок 8а). На рисунке 8б показана зависимость параметра Lg/Pg от эпицентрального расстояния по записям землетрясений.



Условные обозначения - на рисунке 5б. Индивидуальная огибающая приведена для станции 8

Рисунок 7. СИП. Площадка Дегелен. Общие огибающие коды по записям калибровочных взрывов

Как следует из рисунка 8б, величина параметра Lg/Pg резко падает (на 0.35) на отрезке длиной ~35 км, что соответствует пересечению трассой территории НИП. При дальнейшем увеличении расстояния до Δ ~ (800 – 920) км величина Lg/Pg даже несколько возрастает. На рисунке 9 показаны огибающие коды Lg по записям землетрясений и ПЯВ для площадок в районе НИП и в районах вблизи от полигона.

Из рисунка 9а следует, что амплитуды в ранней коде затухают гораздо слабее для событий в районе НИП. В интервале t=250 - 400 с эффективная добротность Qs, определяемая по формуле Ac(t) ~ exp(-Bt/QsT)/t (T – период колебаний [1]), равна 300 для событий, произошедших к югу от НИП, и 400 и 430 – для событий на двух участках полигона.

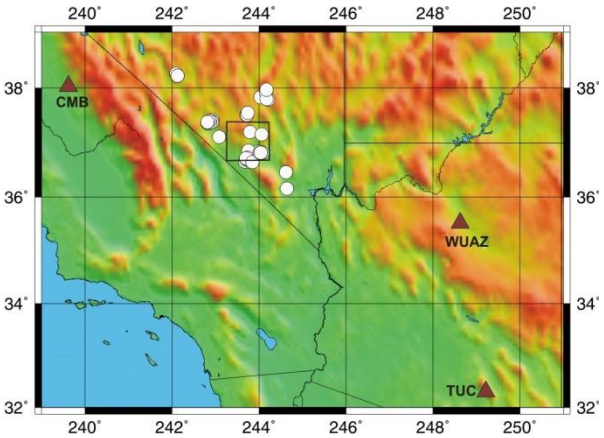
На рисунке 9б представлены огибающие коды Lg записей станции CMB. И в этом случае амплитуда ранней коды затухают гораздо слабее для событий внутри НИП. Величины Qs в интервале t=130-200 с равны 200 для событий к северу и северо-западу от НИП и 280 - для района полигона.

Таким образом, в районе НИП короткопериодные поперечные волны достаточно сильно затухают в земной коре и сравнительно слабо – в верхах мантии.

Лобнорский испытательный полигон (ЛИП). При изучении пространственно-временных вариаций поля поглощения поперечных волн рассмотрены записи ПЯВ и землетрясений в районе Восточного Тянь-Шаня, полученные станциями MAKZ (Маканчи) и KKAR (Каратау) в 1994 - 2006 гг. (Рисунок 10 а).

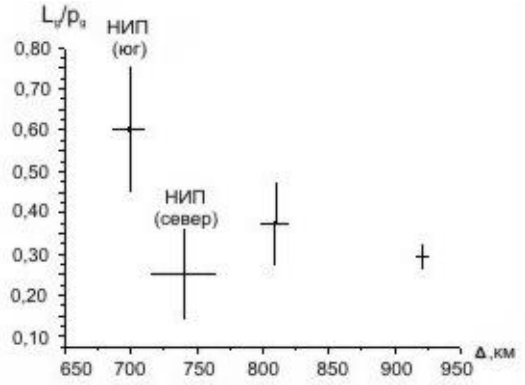
На рисунке 10а показаны огибающие коды для района полигона и его близких окрестностей по записям станции MAKZ. Величины Qs для ранней коды (Δt=70 с) уменьшаются от 350 - 370 (на расстояниях до 150 км от полигона) до 240 (непосредственно в районе ЛИП). В то же время величины Qs для поздней коды (t=350 - 500 с) практически одинаковы (~580 - 630).

На рисунке 11а приведена зависимость параметра Lg/Pg от эпицентрального расстояния по записям землетрясений станцией KKAR.



Прямоугольник – НИП; треугольник – сейсмическая станция; кружок - эпицентр землетрясения или взрыва

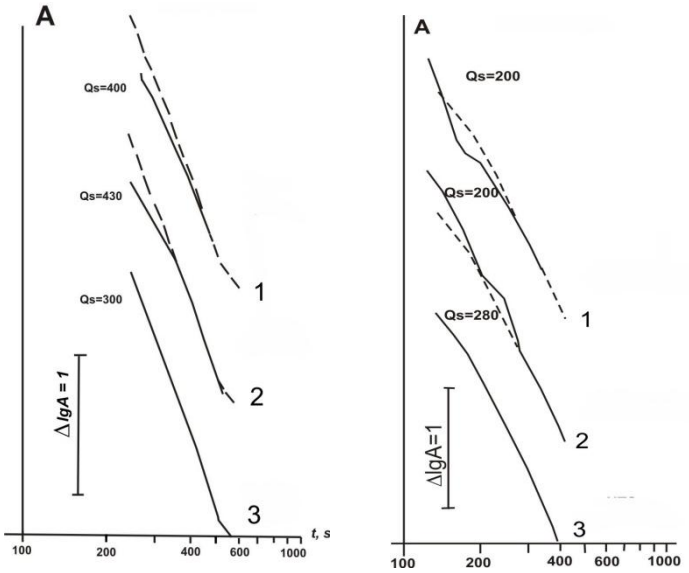
а – схема расположения станций и событий



б – зависимость параметра Lg/Pg от расстояния для станции TUC

Отрезок на графике: горизонтальный - среднее значение; вертикальный - стандартное отклонение

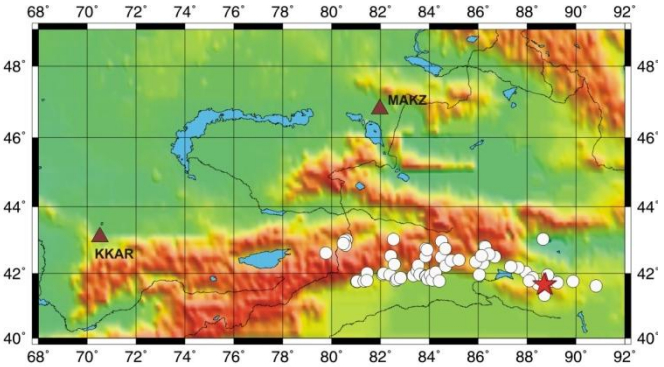
Рисунок 8. НИП. К изучению поглощения поперечных сейсмических волн



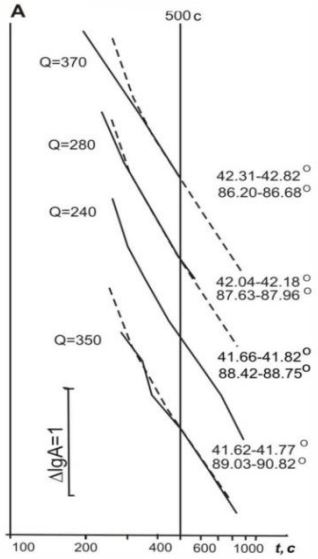
а – TUC **б** – CMB

а – 1, 2 – НИП (1 – север, 2 – юго-восток полигона), 3 – к югу от полигона;
б – 1 – к северу от НИП, 2 – к северо-западу от НИП, 3 – юго-восток полигона

Рисунок 9. НИП. Вариации огибающих коды Lg по записям станций



Звездочка – ПЯВ; кружок – землетрясение;
треугольник – сейсмическая станция
а – расположение эпицентров событий и станций

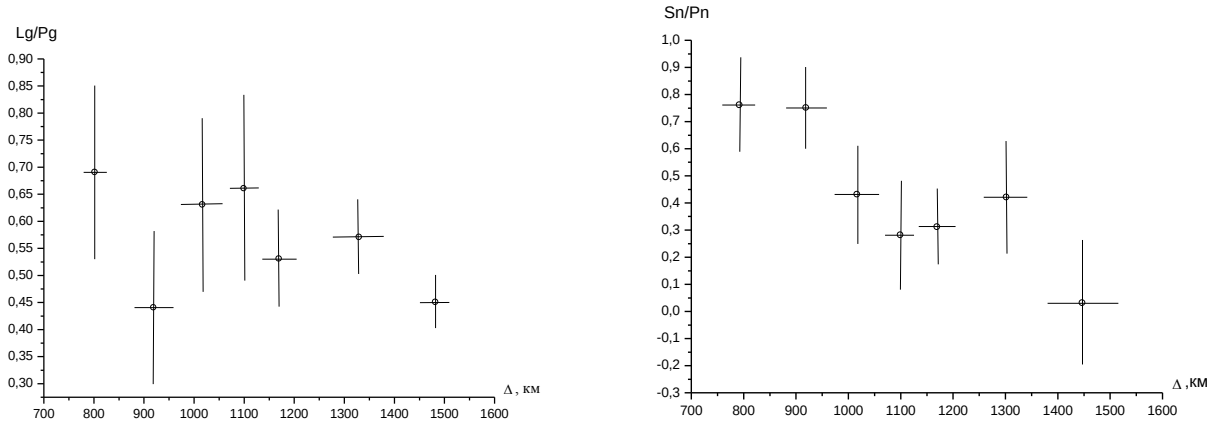


б – огибающие коды Lg по записям станции MAKZ
(полигон - третья сверху кривая и пунктир)

Рисунок 10. ЛИП и его ближайшее окружение. К изучению поглощения поперечных сейсмических волн

Видно, что величины Lg/Pg медленно убывают с расстоянием в диапазоне 760 - 1520 км. Заметного падения значений этого параметра в интервале расстояний, соответствующем ЛИП, не наблюдается. На рисунке 11б представлена аналогичная зависимость для параметра Sn/Pn. В этом случае величины Sn/Pn резко падают в интервале расстояний 1380 - 1520 км, соответствующем удалению ЛИП от станции KKAR.

Полученные данные свидетельствуют о том, что для района ЛИП характерно резко повышенное поглощение в верхах мантии. В то же время в земной коре полигона не наблюдается сколько-нибудь заметной аномалии поглощения поперечных волн.



Обозначения – на рисунке 8

Рисунок 11. ЛИП. Зависимость от расстояния параметров, зарегистрированных станцией KKAR.: а - Lg/Pg; б - Sn/Pn

Обсуждение

Наиболее естественное объяснение пространственно-временных вариаций поля поглощения S-волн в районах СИП и НИП может быть связано с подъемом мантийных флюидов в земную кору, обусловленным длительным интенсивным техногенным воздействием на геологическую среду [4]. Механизм этого эффекта, скорее всего, связан с резким увеличением проницаемости пород при взрывном или вибрационном воздействии [6]. Следует отметить, что увеличение проницаемости нижней части земной коры наблюдалось в районе юго-западной Японии при прохождении низкочастотных поверхностных волн от сильных и сильнейших землетрясений на расстояниях ~(4 - 5) тыс. км [7]. Можно полагать, что скорость подъема флюидов определяется, в первую очередь, проницаемостью коры и верхов мантии, а также мощностью и количеством проведенных ПЯВ. Это позволяет объяснить, почему данный процесс был наиболее активным в районе НИП, где верхи мантии, вероятно, в значительной степени «осушены», а кора насыщена флюидами. Скорее всего, этот эффект связан с относительно высокой проницаемостью коры и верхов мантии в районе НИП, расположенном в рифтовой зоне запада США, а также с максимальным количеством крупных ПЯВ (более 800).

В районе СИП, расположенном на стабильной Казахской платформе, где было проведено меньшее количество ПЯВ (около 350), геодинамические процессы были не столь интенсивными. По этой причине насыщение земной коры флюидами происходило здесь, вероятно, в первую очередь, в окрестностях крупных разломных зон [4].

ЛИП расположен в сейсмически активном районе Восточного Тянь-Шаня, который характеризуется промежуточной проницаемостью земной коры по сравнению с рифтовой зоной Северной Америки и Казахской платформой. В то же время здесь проведено гораздо меньше ПЯВ (всего 22) по сравнению с двумя другими полигонами. Можно предполагать, что существенно менее интенсивное суммарное техногенное воздействие в районе ЛИП позволяет объяснить, почему здесь наблюдается только начальная стадия подъема флюидов. Возможно, в этом районе флюиды концентрировались в верхах мантии и пока не поднимались в значительных количествах в земную кору.

Литература

1. Копничев, Ю.Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля / Ю.Ф. Копничев // М.: Наука, 1985. – 176 с.
2. Копничев, Ю.Ф. О природе короткопериодных сейсмических полей на расстояниях до 3000 км / Ю.Ф. Копничев, А.Р. Аракелян // Вулканология и сейсмология. – 1988. – № 4. – С. 77 – 92.
3. Каазик, П.Б. Анализ тонкой структуры короткопериодных сейсмических полей по группе станций / П.Б. Каазик, Ю.Ф. Копничев, И.Л. Нерсесов., М.Х. Рахматуллин / Физика Земли. – 1990. – № 4. – С.38 – 49.
4. Копничев, Ю.Ф. Пространственно-временные вариации структуры поля поглощения поперечных волн в районе Семипалатинского полигона / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Физика Земли. - 2001. – № 11. – С. 73 – 86.
5. Копничев, Ю.Ф. Анализ пространственно-временных вариаций поля поглощения поперечных волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня по записям подземных ядерных взрывов / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН. 2004. – Т. 395. №6. – С. 818 – 821.
6. Кочарян, С.С. Динамика деформирования блочных массивов горных пород / С.С. Кочарян, А.А. Спивак // М.: Академкнига, 2003. – 423 с.
7. Hier-Majumder, S. Role of dynamic grain boundary wetting in fluid circulation beneath volcanic arcs / S. Hier-Majumder., D. Kohlstedt // Geophys. Res. Lett. - 2006. – V.33. L08305. doi: 10.1029/2006GL025716.

ҮШ ІРІ ЯДРОЛЫҚ ПОЛИГОНДАРДЫҢ АУДАНДАРЫНДА ГЕОДИНАМИКАЛЫҚ ПРОЦЕССТЕРІ ТУРАЛЫ (КӨЛДЕНЕҢ ТОЛҚЫНДАР ЖҰТЫЛУ ТУРАЛЫ ДЕРЕКТЕРІ БОЙЫНША)

[1,2)]Копничев Ю.Ф., [1)]Соколова И.Н.

[1)]ҚР ҰЯО Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан
[2)]РҒА О.Ю.Шмидт атындағы Жер физикасы институты, Мәскеу, Ресей

Үш сынау полигоны (Семей, Невада, Лобнор) аудандарында қысқа ауқымды көлденең толқындар жұтылу өрісінің кеңістік-уақыттық вариациялары қаралған. Lg и Pg, Sn және Pn толқындардың, сондай-ақ Lg коданың амплитудаларының қатынастарын талдау әдісі қолданылған. Семей сынау полигоны ауданында ядролық сынақтар кезі үстінде жер қыртысы мен жоғарғы мантияда толқындар жұтылу өрісі өзгергені көрсетілген. Невада полигонында жақындағы төңірегімен салыстырғанда жер қыртысында жұтылуы жоғары болуы, мантияда төменделуі байқалады. Лобнор ауданында қатты жұтылу аномалиясы жоғарғы мантияда болуы анықталған. Анықталған әсерлер, геологиялық ортасына ұзақ мерзімді қарқынды техногенді ықпал жасау себебінде терендегі флюидтер белсенді жылыстауымен байланысты болуы ұйғарылуда.

ON GEODYNAMICAL PROCESSES WITHIN THE AREAS OF THREE LARGE NUCLEAR TEST SITES (BASED ON S-WAVE ATTENUATION DATA)

[1,2)]Yu.F. Kopnichev, [1)]I.N. Sokolova

[1)]Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan
[2)]O.Yu. Shmidt Institute of the Earth Physics RAS, Moscow, Russia

Spatial-time variations of attenuation field for short-period S-waves within three nuclear test sites: Semipalatinsk, Nevada and Lobnor were considered. Lg и Pg, Sn и Pn wave amplitude ratios and also Lg coda analysis methods were used. It was shown that within Semipalatinsk Test Site during nuclear tests, wave attenuation features in Earth's crust and upper mantles significantly changed. At Nevada test site in comparison with adjacent areas there is increased attenuation in the Earth's crust and decreased in the upper mantle. At Lobnor test site anomalies of strong attenuation take place in the upper mantle. It is supposed that the revealed effects were related to active deep fluid migration subjected to long-term man-made impact on geology environment.

УДК 550.342.001.57

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА С ГЛУБИНОЙ

[1)]Шепелев О.М., [1)]Кунаков А.В., [2)]Соколова И.Н.

[1)]НПК «Прогноз» ГУ «Казселезащита» МЧС РК, Алматы, Казахстан
[2)]Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Алматы, Казахстан

Приводятся результаты эксперимента по изучению закономерностей изменения динамических характеристик сейсмического шума с глубиной, проведенного в скважине глубиной 2985 м (Алматинская область). Во всем рабочем диапазоне частот выявлено закономерное уменьшение уровня сейсмического шума с глубиной, наиболее сильное в интервале 100 - 500 м. Установлено наиболее существенное различие в уровне спектральной плотности сейсмического шума для диапазона периодов от 0.02 до 0.5 с.

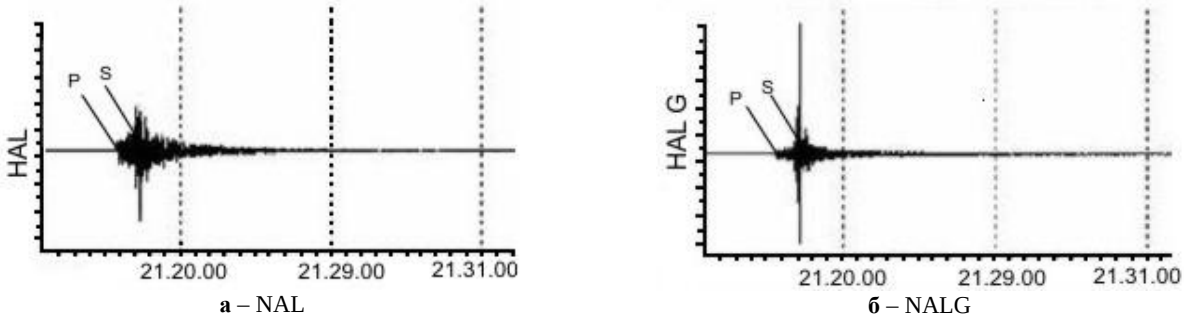
ВВЕДЕНИЕ

При изучении сейсмического режима крупных промышленных центров чувствительность сейсмических станций ограничена высоким уровнем техногенных помех. Сейсмический шум, связанный с жизнедеятельностью города, в основном состоит из поверхностных волн, интенсивность которых с глубиной убывает, поэтому при использовании глубоких скважин для размещения сейсмометров существенно улучшается соотношение сигнал/шум на сейсмограммах [1]. Сейсмические наблюдения в скважинах получили развитие в конце 50-х годов прошлого столетия, и в настоящее время широко применяются как на станциях, ведущих мониторинг, например, мониторинг ядерных испытаний в рамках ДВЗЯИ, так и на станциях, предназначенных для изучения сейсмического режима локальных участков, связанных со строительством ответственных объектов. Считается, что глубина в 100 м является достаточной для снижения длиннопериодного шума [2, 3]. Однако, для лучшей регистрации сейсмических сигналов, скважины должны пройти через грунт или выветренный поверхностный слой пород и проникнуть в плотные породы нижележащих формаций. Изучение динамических характеристик сейсмического шума, поиск глубины, на которой регистрация сейсмических сигналов будет оптимальной, является весьма актуальной задачей.

Северная часть г. Алматы, расположена в Илийской впадине, мощность осадочных пород достигает здесь 4 км. Для изучения сейсмического режима г. Алматы и его окрестностей в 70-х годах прошлого века был создан «Алма-Атинский сейсмологический радиотелеметрический полигон», северные станции которого были установлены в глубоких скважинах. Глубина скважин достигала 3238 м (станция Алма-Ата, AAA). Другие скважины полигона имели глубину 800 м (станция Али, ALI) и 2985 м (станция Ново-Алексеевка, NAL) [1].

Известно, что амплитуды объемных сейсмических волн, записанные на свободной поверхности, систематически возрастают до двух раз в зависимости от угла наклона и длины волны. С другой стороны, на определенной глубине деструктивная интерференция между приходящими и отраженными от поверхности волнами может явиться причиной ослабления сигнала. На рисунке 1 приведены сейсмограммы землетрясения 29 декабря 2007 г., t_0=21-27-24.0, φ=43.05°, λ=76.86°, m_b=4.5, зарегистрированные наземной станцией NAL и скважинной станцией NALG, расположенной в том же месте, но в скважине на глубине 670 м.

Из рисунка 1 видно, что на сейсмограммах амплитуды P-волн и S-волн, а также их форма заметно отличаются: максимальные амплитуды продольных волн, замеренные на сейсмических записях станции NAL, в среднем более чем в 2 раза больше, чем по станции NALG.



а – NAL **б** – NALG

Рисунок 1. Сейсмограммы землетрясения 29 декабря 2007 г., t_0=21-27-24.0, φ=43.05°, λ=76.86°, m_b=4.5. Z-компонента. Станции: наземная (а) и в скважине (б)

Изучение динамических характеристик сейсмического шума с глубиной, поиск глубины, на которой регистрация сейсмических сигналов будет оптимальной, в настоящее время является очень актуальной задачей.

Эксперименты по изучению динамических характеристик сейсмического шума проводились в 70-е годы прошлого столетия специалистами ИФЗ РАН [1] с использованием скважин Ташкент, Алма-Ата, Чилик и Ново-Алексеевка. Был проведен анализ изменения спектров и амплитуд шума на глубинах до 700 м и на дневной поверхности. Однако в то время на станциях была установлена лишь аналоговая аппаратура, что ограничивало возможности исследований.

С конца 2007 до начала 2008 г. проведены эксперименты по изучению закономерностей изменения динамических характеристик сейсмического шума с использованием цифровой высокочувствительной аппаратуры и современного математического обеспечения. Работы выполнены в скважине Ново-Алексеевская, расположенной в 25 км от г. Алматы. Скважина глубиной 2985 м, пройденная с целью поиска термальных вод, вскрыла палеозойский фундамент на глубине около 2960 м. Ствол скважины обсажен пятидюймовой колонной и зацементирована на всю глубину [1]. На базе этой скважины в 1973 г начала свою работу станция Ново-Алексеевская (рисунок 2), которая входила в состав «Алма-Атинского сейсмологического радиотелеметрического полигона». В 2003 г. станция была реконструирована специалистами НПК «Прогноз», проработала несколько месяцев, а с 6 октября 2006 г. на станции ведутся непрерывные наблюдения.

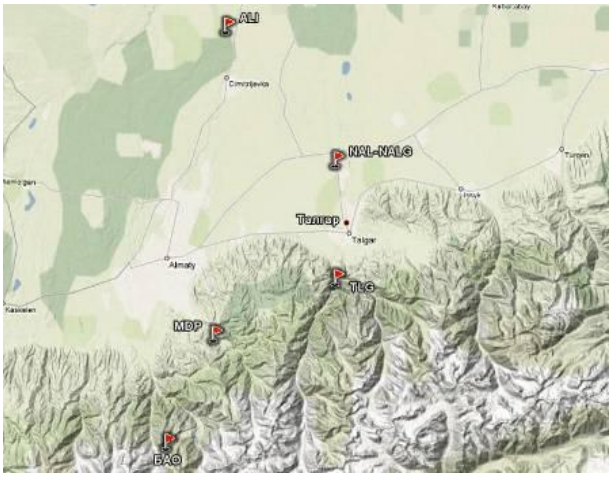


Рисунок 2. Расположение станций НПК «Прогноз»



Рисунок 3. Расположение станции Ново-Алексеевская

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СТАНЦИИ НОВО-АЛЕКСЕЕВСКАЯ

Сейсмические станции NAL (на поверхности) и NALG (в скважине) расположены в Алматинской области, на восточной окраине поселке Ново-Алексеевка, на левом берегу реки Талгар. Станция NAL находится на высоте 700 м над уровнем моря на границе Илийской впадины и северного подножья хребта Заилийский Алатау. Координаты станции: φ=43.3930° северной широты и λ=77.2273° восточной долготы (рисунки 2, 3). На расстоянии 115 м от станции проходит крупное шоссе с достаточно сильным движением Талгар-Ново-Алексеевка. На расстоянии порядка 1000 м от сейсмостанции, проходит крупная трасса регионального значения «Кульжинский тракт». В поселке Ново-Алексеевка промышленность слабо развита, однако на расстоянии ~850 м находится работающий карьер (рисунок 3). Существенные помехи создает крупный завод строительных материалов (~3000 м к востоку), а так же щебеночный завод (~2500 м к югу). Основным источником техногенных помех являются дробилки на этих заводах, характер работы которых близок к стационарным вибраторам [1]. Вблизи сейсмостанции находится крупная электрическая подстанция (~35 м), создающая электрические наводки. Кроме техногенных факторов на сейсмический шум оказывают влияние природные факторы: естественная сейсмичность, крупная горная река на расстоянии порядка 2500 м и озеро Иссык-Куль на расстоянии ~ 78 км. На рисунке 4 показаны эпицентры сильных землетрясений с K≥14 в радиусе до 300 км от станции Ново-Алексеевская с исторических времен до настоящего времени.

Хребет Заилийский Алатау, вблизи которого расположена станция, характеризуется повышенным значением уровня активности по сравнению с другими хребтами Тянь-Шаня: A_{10}=0.14, γ=0.45 [5]. Однако сама Илийская впадина имеет низкое значение уровня активности A_{10}=0.06, γ=0.42 [5].

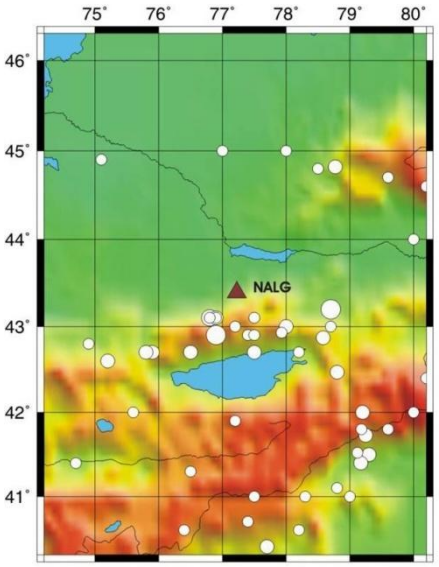


Рисунок 4. Эпицентры сильных землетрясений с K≥14 с исторических времен до настоящего времени в радиусе до 300 км от станции Ново-Алексеевская

ХАРАКТЕРИСТИКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ АППАРАТУРЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

На станции NAL установлен поверхностный сейсмометр СМ-3, АЦП «Л-кард» Е-24, разрядность 24 бит, частота оцифровки 40 Гц, На станции NALG - скважинный модернизированный сейсмометр СБУ-В, АЦП «Л-кард» Е-24, разрядность 24 бит, частота оцифровки 40 Гц, но на время эксперимента частота оцифровки была увеличена до 200 Гц. На рисунке 5 приведена амплитудно-частотная характеристика скважинного сейсмометра. На станции осуществляется дистанционное управление, передача данных в центр сбора данных в г. Талгар происходит по запросу через радиоканал (10 км). Для приема, передачи, обработки данных используется специальное программное обеспечение - пакет программ «Скорпион» [4].

Для изучения закономерностей изменения динамических характеристик сейсмического шума наблюдения проведены на различных глубинах (от 57 до 670 м) в течение двух зимних месяцев (таблица 1).

Структура микросейсмических помех изучена путем построения спектров плотности сейсмического шума [6-10]. Выбирались 10-минутные отрезки записей без сейсмических событий или коды предшествующих сильных событий. Использовались каталог NEIC (Геологической службы США) и региональный интерактивный сейсмический бюллетень ЦСОССИ (ИГИ НЯЦ РК). Отдельно отбирались фрагменты записей в ночное (15 - 19 ч. GMT) и дневное время (5 - 10 ч. GMT). Для анализа создавались выборки, состоящие из 10 фрагментов сейсмических записей, по которым строились медианные спектры. Полученные спектры сравнивались с верхне- и нижнеуровневой моделью сейсмического шума Петерсона [9].

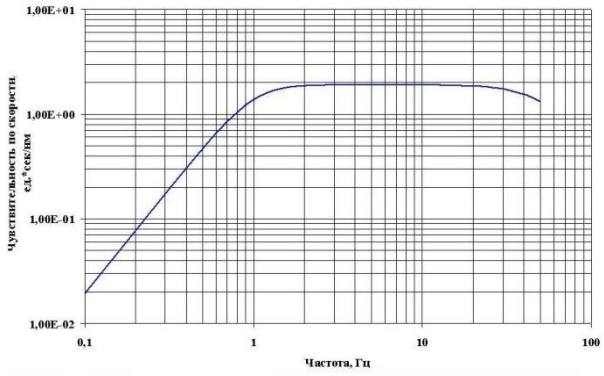


Рисунок 5. АЧХ вертикальной компоненты СБУ-В. Частота оцифровки 40 Гц, усиление 8

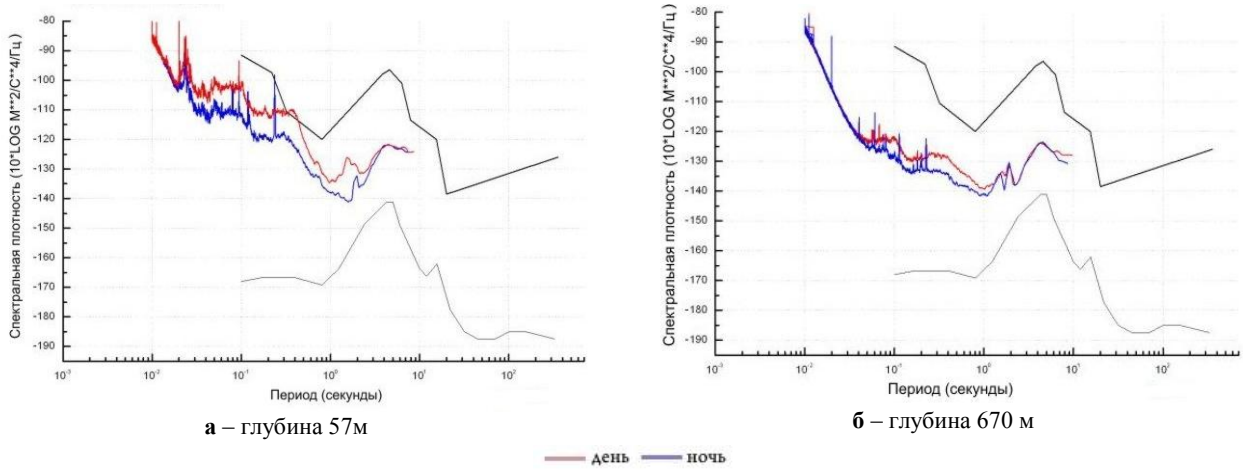
АНАЛИЗ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

На рисунке 6 показаны результативные графики спектральной плотности (медианные спектры) для дневного и ночного времени по Z компоненте, построенные для глубин 57 м и 670 м.

Обращает на себя внимание большое количество спайков на периодах 0.02, 0.05, 0.1, 0.2 с, связанных, вероятнее всего, с электрическими наводками. Однако, поскольку сигналы очень узкополосны, эти помехи при анализе данных легко избежать. Заметно значительное уменьшение уровня сейсмического шума во всем рабочем диапазоне частот для глубины 670 м по сравнению с глубиной 57 м. При этом форма спектральных кривых сейсмического шума в целом похожа. Наблюдаются локальные максимумы в диапазоне периодов ~0.06 - 0.12 с, ~0.2 - 0.6 с, связанные, скорее всего, с антропогенной деятельностью. Для этих диапазонов заметна существенная разница уровней спектральной плотности для ночного и дневного времени, которая заметно снижается с глубиной. На рисунке 7 показана разница уровней спектральной плотности для ночного и дневного времени в зависимости от глубины сейсмоприемника.

Таблица 1. Станция NALG. Сведения о выполненных наблюдениях

Глубина, м	Наблюдения		Глубина, м	Наблюдения	
	начало	окончание		начало	окончание
57	24.01.2008	12.02.2008	400	04.01.2008	08.01.2008
99	15.01.2008	24.01.2008	504	24.12.2007	04.01.2008
197	11.01.2008	15.01.2008	603	19.12.2007	24.12.2007
291	08.01.2008	11.01.2008	670	15.12.2007	19.12.2007



а – глубина 57м

б – глубина 670 м

Черные линии – верхнее- и нижнеуровневые модели сейсмического шума Петерсона [9]

Рисунок 6. Станция NALG. Спектральные кривые сейсмического шума для дневного и ночного времени. Z-компонента

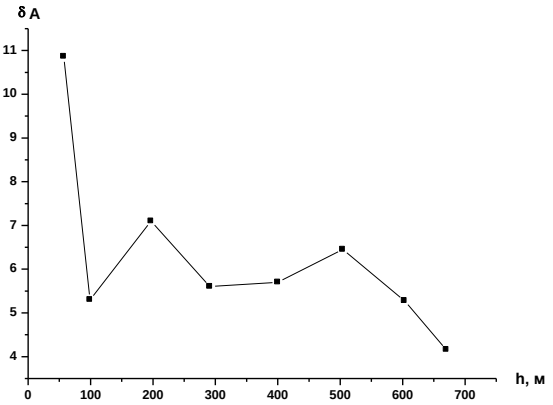
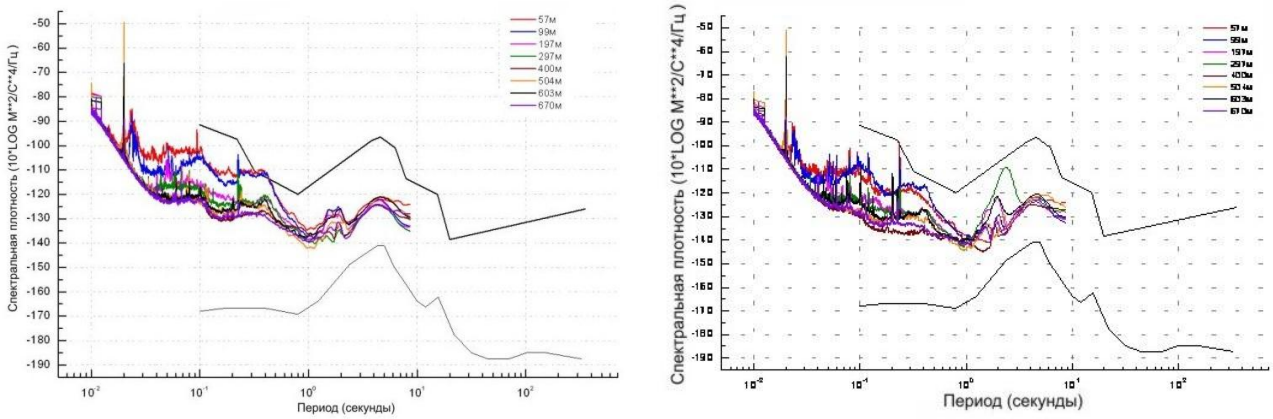


Рисунок 7. Станция NALG. Разница уровней спектральной плотности δA в зависимости от глубины для ночного и дневного времени. Частота 5 Гц

Для глубин до 100 м, наблюдается локальный максимум, соответствующий периоду ~0.022 с, одинаковой интенсивности для ночного и дневного времени. Практически для всех глубин наблюдается локальный максимум, отвечающий периодам 1.3 - 2 сек, что соответствует микросейсмам озера Иссык-Куль, которые наиболее часты и интенсивнее зимой [10, 11].

На рисунке 8 приведены полученные графики спектральной плотности (медианные спектры) для всех глубин наблюдения (дневное и ночное время, Z компонента).

Как видно из рисунка 8, во всем рабочем диапазоне частот наблюдается закономерное уменьшение уровня сейсмического шума с глубиной. Характер падения уровня сейсмического шума с глубиной представлен на рисунке 9. Наиболее сильное уменьшение уровня имеет место после 100 м, затем, начиная с глубины 500 м, градиент уменьшается. Полученные данные не согласуется с принятым ранее утверждением, что глубина 100 м может быть достаточной для достижения наиболее возможного снижения уровня техногенных помех [2, 3].Для условий «Алматинского радиотелеметрического полигона», глубина установки скважинного сейсмометра должна быть больше 500 м. В диапазонах периодов, связанных с антропогенной деятельностью (периоды T~0.06 - 0.12 с, T~0.2 - 0.6 с) также наблюдается уменьшение с глубиной.

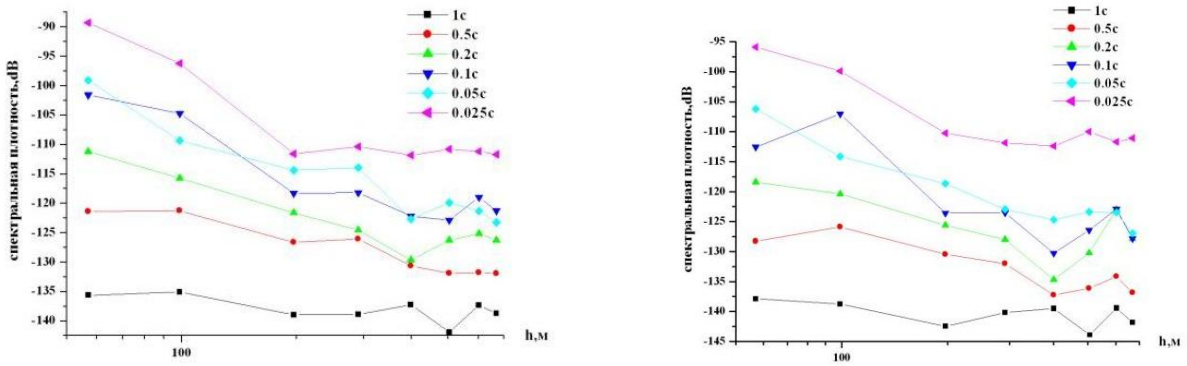


а – дневное время

б – ночное время

Условные обозначения – на рисунке 6

Рисунок 8. Станция NALG. Спектральные кривые сейсмического шума для разных глубин



а – дневное время

б – ночное время

Рисунок 9. Станция NALG. Зависимость уровня спектральной плотности сейсмического шума от глубины для разных периодов

Видно, что для дневного времени суток характерен угол наклона графиков больше, чем для ночного времени. Разница уровней спектральной плотности сейсмического шума для периода T=0.1 с на глубинах 57 и 670 м составляет 19 дБ для дневного и 15 дБ для ночного времени суток. С увеличением периода, эта разница становится меньше. Так, для периода T=0.8 с на глубинах 57 и 670 м разница уровней составляет 6 дБ для дневного и 5 дБ для ночного времени суток. Локальный максимум для периода ~0.022 с, наблюдается только на глубине 57 и и 99 м, на глубинах более 100 м он отсутствует. Локальный максимум, связанный с микросейсмами, генерируемыми глубоководным озером Иссык-Куль для периодов 1.3-2 секунд, наблюдается для всех глубин, и не уменьшается с глубиной.

Таким образом, наиболее существенные различия в уровне спектральной плотности сейсмического шума наблюдаются для диапазона периодов 0.02 до 0.5 с.

Таким образом, исследования, проведенные в 2007 - 2008 гг. в глубокой скважине, выявили ряд интересных закономерностей. Во всем рабочем диапазоне частот выявлено закономерное уменьшение уровня сейсмического шума с глубиной, наиболее сильное в интервале 100 - 500 м. Установлено наиболее существенные различия в уровне спектральной плотности сейсмического шума для диапазона периодов от 0.02 до 0.5 с.

При дальнейших исследованиях необходимо изучить характер сезонных вариаций сейсмического шума в широком диапазоне частот, а также поляризационные характеристики сейсмического шума. Возможность проведения сейсмических наблюдений в диапазоне частот 25 - 50 Гц создаёт предпосылки для исследования акустической эмиссии, долгое время изучавшейся в скважинах на Камчатке [12].

ЛИТЕРАТУРА

1. Гальперина, Р.М. Сейсмический режим района города Алма-Аты за 1972-1982 гг. / Р.М. Гальперина, И.Л. Нерсесов, Е.И. Гальперин // М.: Наука. – 1985. – 248 с.
2. Havskov, J. Instrumentation in Earthquake Seismology / J. Havskov, G. Alguacil // Springer. – 2004. – 360 p.
3. Borman, P. IASPEI New manual of seismological observatory practice / P. Borman (editor) // GeoForshungsZentrum Postdam.
4. Шепелев, О.М. Применение оборудования общего назначения для геофизического мониторинга. / О.М. Шепелев, А.В. Кунаков // Вестник НЯЦ РК, 2007. – Вып.2. – С. 19 – 26.
5. Нерсесов, И.Л. Сейсмический режим Северного Тянь-Шаня в связи с Жаланаш-Тюпским землетрясением 25.3.1978 г. / И.Л. Нерсесов, А. Садыков, А. Нурмагамбетов, Н.Н. Михайлова // Физика земли. - 1981. – № 5.
6. Комаров, И.И. Модель сейсмического шума по наблюдениям геофизической обсерватории «Маканчи» / И.И. Комаров, З.И. Синёва, Н.Н. Михайлова, Г.С. Абдрахманова // Вестник НЯЦ РК, 2000. – Вып.2. – С. 17 – 24.
7. Синёва, З.И. Изучение динамических характеристик сейсмического шума по данным цифровых станций казахстанской сети / З.И. Синёва, Н.Н. Михайлова, И.И. Комаров // Вестник НЯЦ РК, 2000. – Вып.2. – С. 24 – 30.
8. Михайлова, Н.Н. Спектральные характеристики сейсмического шума по данным Казахстанских станций мониторинга / Н.Н. Михайлова, И.И. Комаров // Вестник НЯЦ РК, 2006. – Вып.2. – С. 19 – 26.
9. Peterson, Jon, Observation and Modeling of Seismic Background Noise / Jon Peterson // Open-File Report 93-322. Albuquerque, New Mexico, 1993. – 42 p.
10. Соколова, И.Н. Модель сейсмического шума по наблюдениям сейсмической станции «Подгорное» / И.Н. Соколова, А.С. Мукамбаев // Вестник НЯЦ РК, 2007. – Вып. 3. – С. 111 – 117.
11. Соколова, И.Н. О характеристиках сейсмического шума на периодах, близких к 1.7 с, по данным станций Северного Тянь-Шаня / И.Н. Соколова, Н.Н. Михайлова // Вестник НЯЦ РК, 2008. – Вып. 1. – С. 48 – 53.
12. Гаврилов, В.А. Вариации уровня геоакустической эмиссии в глубокой скважине Г-1 (Камчатка) и их связь с сейсмической активностью / В.А. Гаврилов, Ю.В. Морозова, А.В. Сторчеус // Вулканология и сейсмология, 2006. – № 1. – С. 52 – 67.

ТЕРЕНДІГІНДЕ СЕЙСМИКАЛЫҚ ШУДЫҢ ДИНАМИКАЛЫҚ СИПАТТАМАЛАРЫ ӨЗГЕРУ ЗАҢДЫЛЫҚТАРЫ

[1)]Шепелев О.М., [1)]Кунаков А.В., [2)]Соколова И.Н.

[1)]ҚР ТЖМ «Казселқорғау» ММ «Прогноз» ҒӨК, Алматы,Қазақстан
[2)]ҚР ҰЯО Геофизикалық зерттеулер институты, Алматы, Қазақстан

Терендігінде сейсмикалық шудың динамикалық сипаттамалары өзгеру заңдылықтарын зерделеу бойынша терендігі 2985 м. ұңғымасында (Алматы облысы) жүргізілген эксперименттің нәтижелері келтіріледі. Жиіліктің жұмыс ауқымының бәрінде сейсмикалық шудың деңгейі терендігінде заңды төмендеуі анықталған, 100 - 500 м. аралығында ең күштісі. 0,02 ден 0,5 с. дейін периодтар ауқымы үшін сейсмикалық шудың спектрлік тығыздықтың деңгейінде ең елеулі айырмашылықтары анықталған.

REGULARITIES OF SEISMIC NOISE DYNAMICAL CHARACTERISTICS CHANGES WITH DEPTH

[1)]O.M. Shepelev, A.V. [1)]Kunakov, I.N. [2)]Sokolova

[1)]Scientific Forecast Center "Prognoz" SE "Kazselezaschita", Almaty, Kazakhstan
[2)]Institute of Geophysical Research NNC RK, Almaty, Kazakhstan

Experimental results on the investigation of regularities of seismic noise dynamical characteristics changes with depth in the borehole of 2985m deep (Almaty region) are given. In operating band peculiar reduction of seismic noise level with depth with the most reduction occurred within 100 - 500 m was observed. Most significant discrepancies in seismic noise spectral density level for 0.02 to 0.5 s were found.

УДК 550.343

ПРОГНОЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ. ЕСТЬ ЛИ ВЫХОД ИЗ ТУПИКА?

Уткин В.И., Юрков А.К.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Показано, что единственно возможным процессом накопления упругой энергии для трещиновато-пористой среды является деформация изгиба, которая надежно выделяется по данным мониторинга радона. Неустойчивое межблочное трение определяет в основном многообразие ситуаций, возникающих при подготовке и реализации тектонических землетрясений. Комбинация мониторинга радона и микросейсмических исследований является надежным индикатором подготовки тектонического землетрясения.

Землетрясения, приводящие к большим материальным потерям и жертвам, всегда вызывают повышенный интерес у сообщества ученых и, особенно, у населения и средств массовой информации. Можно ли было предугадать событие? Возможно ли осуществить краткосрочное предсказание землетрясения? Ученые изучают геофизические данные, а СМИ и население живо интересуются предсказаниями «нестандартной» науки: прорицателей, экстрасенсов и т.п. Не было исключением и апрельское землетрясение в Италии в 2009 г. Несколько недель после этого землетрясения Интернет был переполнен сведениями о предсказаниях события. Но, как правило, правильные прогнозы всегда публикуются после землетрясения. Мировое сообщество узнает о новых приборах, которые действуют на основе «непознанных» принципов, об аномальном поведении животных и т.п. Это продолжается много лет. Можно констатировать, что наука о предсказании землетрясений зашла в тупик. Существует ли выход из этой ситуации? Эта тема и обсуждается в данной статье.

Исследование возможностей прогнозирования землетрясений началось практически сразу после широкой инструментальной регистрации сейсмических событий [11]. Исследования проводились в двух направлениях:

- изучение сейсмичности планеты, выявление сейсмоактивных регионов, вероятностная оценка возможных событий, создание стройной системы долговременного предсказания сейсмических событий для конкретных регионов [8, 13, 14];
- изучение возможности краткосрочного (месяцы, недели, дни) прогноза землетрясений [7, 13, 14].

Много лет изучается широкий спектр геофизических предвестников в верхней части земной коры и в атмосфере [11,16, 17 и др.]. В последние годы активно развиваются спутниковые технологии дистанционного зондирования, специально предназначенные для выявления признаков надвигающегося сейсмического события [3, 5, 6]. Однако все эти методы и их комбинации так и не позволяют сегодня решить задачу среднесрочного и краткосрочного прогнозов землетрясений. Основная проблема состоит в том, что в различных сейсмоактивных регионах предвестники проявляются себя различно, иногда очень даже удачно, обеспечивая удивительно надежный прогноз события. Неудачные прогнозы обычно связывают со сложностью организации очага землетрясения и условиями его зарождения и развития. На основе таких заключений и под давлением успехов долгосрочного прогноза делается вывод, *что прогноз землетрясений, как и прогноз погоды, по своей природе имеет вероятностный характер* [7, 14].

Несмотря на большой объем накопленной информации, следует признать, что в настоящее время не решены главные проблемы физики землетрясения, не позволяющие однозначно определить время, координаты и энергию будущего сейсмического события. К главным, нерешенным вопросам физики землетрясений можно отнести следующие:

1. Как возникают условия накопления значительной упругой энергии трещиновато-пористой средой, каковой являются горные породы.

2. Какова причина сброса громадного объема энергии, который может происходить как единовременно, так и отдельными импульсами (серия землетрясений).

3. Что может служить триггирующим воздействием, вызывающим как одиночные события, так и серию событий.

4. Какова природа форшоковых и афтершоковых явлений, поскольку они не приводят к разрушению массива, как считалось до сих пор.

СРЕДНЕ- И КРАТКОСРОЧНЫЕ ПРЕДВЕСТНИКИ

Описания подготовки тектонического землетрясения основаны, либо на модели, предложенной Рейдом еще в 1910 г. (сброс упругой энергии вдоль тектонического разлома) [20], либо на модели предложенной Рихтером (локальное снижение прочности вдоль разлома) [12], предполагающих детерминированное развитие события - от подготовки до возникновения тектонического землетрясения. Активно обсуждаются модели лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ-модель) [10,13,14] и дилатансионно-диффузионная (ДД-модель) [21]. Эти модели в той или иной степени отражают схемы Райда и Рихтера. Однако следует признать, что при всей детальности разработки перечисленных моделей и дополнений к ним, учитывающих влияние, на-

пример, движения флюидов, указанные проблемы остаются нерешенными.

Можно отметить наиболее существенные на сегодня противоречия физических моделей тектонических землетрясений:

1. Существующая модель сжатия-разрушения (образование и развитие трещин) не позволяет накопить для последующей отдачи значительное количество упругой энергии.

2. Понятие о форшоках и афтершоках, как начале и окончании процессов разрушения массива, как предвестников и последствий землетрясения не выдерживает критики, поскольку разрушения массива при этих явления практически не возникает.

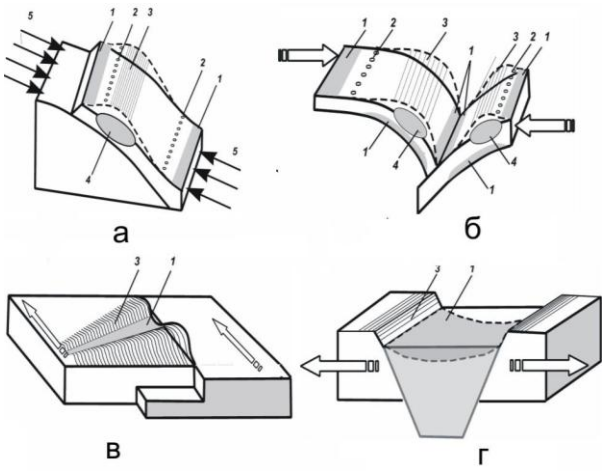
3. Неясно, как действуют, например, силы, вызываемые космическими явлениями (солнечные вспышки, магнитные бури) на накопление и сброс упругой энергии.

Решение этих и многих других вопросов на наш взгляд возможно, если принять *гипотезу накопления упругой энергии за счет деформации изгиба (или кручения) массива горных пород.* Для пояснения этого предположения необходимо рассмотреть реальную ситуацию в сейсмогенерирующих районах земного шара.

Многолетние сейсмологические наблюдения позволили составить прекрасные карты сейсмической опасности практически по всем сейсмоактивным регионам планеты. Анализ выделенных сейсмоактивных поясов показывает, что все разрушительные землетрясения связаны как с движениями литосферных плит, так и с движением крупных литосферных блоков внутри этих плит. Поскольку движение литосферных плит происходит в масштабе геологического времени, можно утверждать, что, во-первых, для всех землетрясений должны наблюдаться некоторые общие закономерности в их подготовке; во-вторых, в ближайшие 100 - 200 лет никаких новейших аномальных сейсмоактивных регионов, вероятнее всего, наблюдаться не будет.

Известно, что все сильные землетрясения происходят только при взаимодействии отдельных двигающихся блоков (массивов) на их общих границах. Анализ движений литосферных блоков в сейсмогенных поясах показывает, что все многообразие наблюдаемых ситуаций возможно свести к трем моделям, связанным с подготовкой тектонического землетрясения и отражающим основные процессы движения литосферных блоков (плит). Это - надвиг-взброс, сдвиг, сброс. Причем каждый из процессов характеризуется определенной поляризацией сейсмических волн, что позволяет определить вид взаимодействия блоков. Сложные движения вызывают соответствующие изменения в поляризационной картине сейсмического поля.

При названных типах движения литосферных плит за счет внутреннего трения по зонам их сочленения, обязательно будут возникать изгибовые деформации массивов [9]. Эти деформации обладают двумя важными особенностями: а) отдельные блоки за счет внутреннего сцепления могут испытывать пространственное смещение, аналогичное деформациям изгиба, и при этом накапливают упругую энергию; б) в блоках, в которых не происходит макроскопического разрушения и не возникает разрушения, накопление упругой энергии обеспечивают возникающие микроскопические нарушения. Поскольку подавляющее большинство землетрясений происходит в пределах тектонических швов, то очевидно, что источником накапливающейся энергии служит движение литосферных плит, которое, в свою очередь, является следствием процессов, происходящих во внутренних частях Земли, обеспечивающих общую геодинамику литосферы. Движение континентальных плит (материков) – естественное состояние планеты, которое прекратится только с уменьшением энергии, подпитывающей это движение. Возможные варианты наблюдаемых деформаций, возникающих при описанных процессах, представлены на рисунке 1.



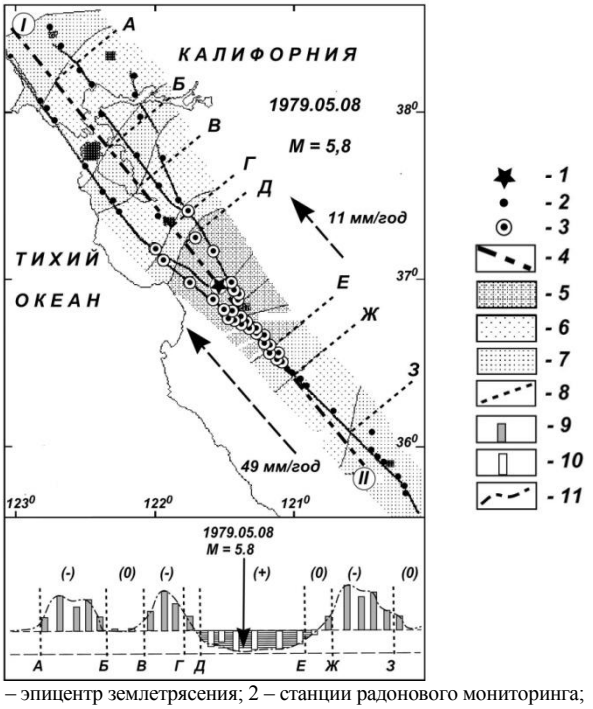
а – надвиг-взброс (типично для Тянь-Шаня, Аляски); б – зоны субдукции (Курильские острова, Камчатка, Чили и др.);
в – скольжение с трением (разломы Сан-Андреас, Северо-Анатолийский); г – сброс (зоны грабенов: Байкальский, Восточно-Африканский). Зоны: 1 – сжатия; 2 – нейтральная; 3 – растяжения;
4 – дилатансии. 5 – направление действующих сил

Рисунок 1. Схемы геодинамических деформационных процессов при подготовке тектонических землетрясений

Представленные модели охватывают практически все возможные варианты движений. Первые две модели (рисунок 1 а, б) являются наиболее распространенными и соответствуют зонам надвига и зонам субдукции: Тянь-Шань, Южная Америка, Индонезия, Япония, Камчатка и др. Третья модель (рисунок 1 в) характерна для сдвиговых движений: разломы Сан-Андреас (США) и Северо-Анатолийский (Турция). Четвертая модель (рисунок 1г) соотносится с вновь образующимися рифтовыми зонами: Африканская, Мертвое море, Афганская, Байкало-Алтайская, Чукотская и др. Общим для всех моделей является процесс межблокового торможения за счет

трения, что неминуемо вызывает деформацию блоков. При таких деформационных процессах блоки *не разрушаются*, поскольку прочностные свойства материалов блоков существенно выше, чем у зоны скольжения, но испытывают *изгибовые* деформации. Особенностью деформации такого вида является, во-первых, то, что он является *единственным, который может накопить упругую энергию без разрушения трещиновато-пористой среды*, какими являются литосферные блоки. Во-вторых, накопление упругой энергии будет происходить практически без видимых перемещений блока, накапливающего энергию. Это сразу же исключает из рассмотрения такой широко используемый предвестник, как измеряемое изменение расстояния между базовыми точками. Так, например, анализ данных GPS-мониторинга, проведенного на Северном Тянь-Шане, показал, что все крупнейшие землетрясения Северного Тянь-Шаня находятся в зоне наименьших «вековых» движений по данным GPS.

Геофизическими параметрами, регистрирующими деформацию изгиба, могут быть: электрическое сопротивление массива деформирующихся пород, изменение состояния подземных вод (изменение уровня, наличие аномальных перетоков по водоносным горизонтам и др.). Однако, как показали некоторые исследования [4, 22], наиболее чувствительным параметром к изменению напряженно-деформированного состояния массива является выход (эксхаляция) естественного радиоактивного газа радона из поверхностных частей массива горных пород. Сопоставление данных деформографа и радонового монитора, совмещенных в одном и том же месте наблюдения в Северном Тянь-Шане, показало, что при подготовке тектонического землетрясения относительная деформации массива составляет $n \cdot 10^{-8}$, а выход радона из массива может изменяться на 200 - 250% [17]. Наиболее полные данные по радоновому мониторингу даны в [18] по результатам уникального эксперимента, проведенного Геологической службой США. Регистрация радона осуществлялась в 60-ти точках вдоль известной системы разломов Сан-Андреас-Калаверас-Хайворд. Разница в горизонтальных скоростях движения литосферных плит в этом районе достигает 38 мм/год: Тихоокеанская плита двигается на северо-запад со скоростью 49 мм/год; Северо-американская - в том же направлении, но со скоростью 11 мм/год (рисунок 2). Эти движения соответствуют предложенной модели первого типа (рисунок 1в). Очевидно, что при торможении, за счет внутреннего трения, Тихоокеанская плита будет испытывать сильнейшие изгибовые деформации, которые неминуемо будут отражены в поле эксхаляции радона. На рисунке 2 показаны зоны с измененным выходом радона перед землетрясением. Вдоль интерпретационного профиля I - II вынесены относительные изменения выхода радона по отдельным станциям.



1 – эпицентр землетрясения; 2 – станции радонового мониторинга; 3 – станции, зарегистрировавшие землетрясение; 4 –интерпретационный профиль; 5, 6 – зоны понижения и повышения выхода радона перед землетрясением, соответственно; 7 – «нейтральные» зоны; 8 – границы зон; 9, 10 – относительное повышение и понижение выхода радона по отдельным станциям (проекция на профиль), соответственно; 11 – усредненная кривая изменения эксхаляции радона перед землетрясением

Рисунок 2. Результаты обработки данных [5] для события 5 августа 1979 г.

Из рисунка 2 видно, что наблюдаются явно выраженные зоны сжатия (уменьшение выхода радона) и растяжения (увеличение выхода радона), которые создаются изгибовой деформацией верхней части литосферной плиты. Всего было исследовано 25 событий, и во всех случаях наблюдалась аналогичная картина [17,18]. При этом эпицентры событий всегда находились в пределах зоны сжатия (уменьшение выхода радона). Характерные изменения выхода радона (кривая на рисунке 2) показывают достаточно сложную геометрию деформаций и позволяют объяснить многие неудачные попытки использовать радон как предвестник тектонического землетрясения. Неудачные прогнозы связаны, очевидно, с тем, помимо зон сжатия (уменьшение выхода радона), должны быть и зоны растяжения (увеличение выхода радона), а также «нейтральные» зоны (без изменения выхода радона). Следовательно, при подготовке землетрясения выход радона зависит от места расположения детектора радона относительно будущего эпицентра события. Действительно, как показал опыт проведения радонового мониторинга в Северном Тянь-Шане [17], увеличение выхода радона регистрируют детекторы радона, расположенные на взбросе (модель а, рисунок 1).

Из вышесказанного следует, что для успешного применения мониторинга радона необходимо предварительное построение геодинамической модели исследуемого региона, а также определение возможных движений блоков и их вероятной деформации.

ФОРШОКОВЫЕ И АФТЕРШОКОВЫЕ СОБЫТИЯ

Если принять модель двигающегося массива, что имеет место в большинстве случаев, то форшоковые и афтершоковые явления могут быть объяснены неустойчивым трением блоков [21]. Исследование процессов такого трения, выявило некоторые важные особенности. Во-первых, трение стимулирует деформационные процессы, которые могут привести к накоплению упругой энергии за счет изгибовых деформаций. Во-вторых, в реальных условиях может наблюдаться неустойчивость сил трения за счет различных внешних причин и возникновение достаточно сложных процессов замедления и ускорения движения литосферных плит (KRIP - процесс). Этим хорошо объясняется возникновение нескольких последовательных землетрясений, эпицентры которых расположены практически в одной точке. Согласно теории неустойчивого трения возможны три процесса: 1 - плавное скольжение по поверхности трения (SLIP – процесс); 2 - прерывистое скольжение (KRIP-процесс), порождающее форшоковые и афтершоковые явления; 3 - отсутствие скольжения, накопление упругой энергии с последующей разрядкой в виде сейсмического события

О КРАТКОВРЕМЕННЫХ ПРЕДВЕСТНИКАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Важной является проблема триггирования (принудительного сброса) упругой энергии, накопленной в процессе подготовки землетрясения. Если принять предложенную модель подготовки землетрясения, то можно утверждать, что на всех стадиях подготовки землетрясения, независимо от условий образования изгибовой деформации массива, сброс упругой энергии возможен под действием внешних сил.

Известно около 200 предвестников землетрясений различной природы - от геодезических до космических. Общим для всех предвестников является то, что, во-первых, они в принципе могут воздействовать на процесс разрядки упругого напряжения; во-вторых, они действуют сугубо избирательно - могут работать в одних ситуациях и не работать в других. Это позволяет сделать вывод о том, что *предвестников, как таковых, не существует, в*се они являются лишь источниками «спусковых механизмов» различного воздействия. Например, можно утверждать, что не существует так называемых «ионосферных» предвестников землетрясения, а существуют быстро перемещающиеся возмущения ионосферы, которые, в свою очередь, вызывают появление атмосферных циркуляций, энергия которых при прохождении фронта через сейсмогенную зону вполне достаточна для триггирования землетрясения. Необходимым условием возникновения землетрясения является тектоническая подготовка разломной зоны, то есть, накопление в регионе достаточно высоких тектонических напряжений. Сброс напряжений осуществляется быстро проходящим атмосферным фронтом, и это равносильно мощному удару по поверхности Земли. В данном примере в процессе подготовки и развития землетрясения работают два мощных энергетических механизма: 1 - движение литосферных плит, которое создает необходимые условия для накопления упругой энергии в системе блоков в трещиновато-пористой среде; 2 - солнечные вспышки, которые через возмущение ионосферы передают энергию в барические возмущения атмосферы. Главным условием «триггирования» землетрясения следует считать «подготовку» литосферы, то есть накопление в блоках значительной упругой энергии. Условия накопления и триггирования могут быть существенно различны, поэтому и сброс энергии при землетрясении может создать как форшоки (афтершоки), так и катастрофические землетрясения.

Рассмотренная модель позволяет объяснить и так называемые периоды затишья перед событием. «Окна» затишья наблюдаются в пределах отдельного блока, который остается неподвижным, в то время как вся система блоков продолжает движение. Выявление таких блоков возможно путем регистрации малоамплитудных сейсмических шумов, на что сейсмологи неоднократно обращали внимание [19]. Однако детальные исследования, для которых требуется достаточно большое количество сейсмических датчиков, регистрирующих события малой энергии, не проводились.

О ПРОГНОЗЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Подготовка и возникновение землетрясения представляет собой сложный многофакторный физический процесс. Тем не менее, может быть предложен следующий алгоритм подготовки землетрясения (рисунок 3).

Локальное движение литосферных плит (блоков) определяется глобальными движениями в литосфере. При неустойчивом торможении локальных блоков (массивов) возникает накопление упругой энергии за счет изгибовой деформации. Возникающая деформация приводит к изменению напряженного состояния среды, оптимальным детектором которого следует считать поток почвенных газов, в частности, радона как легко регистрируемого и не имеющего последствий ввиду малого периода жизни. Дальнейшее развитие процесса накопления упругой деформации может проходить тремя путями.

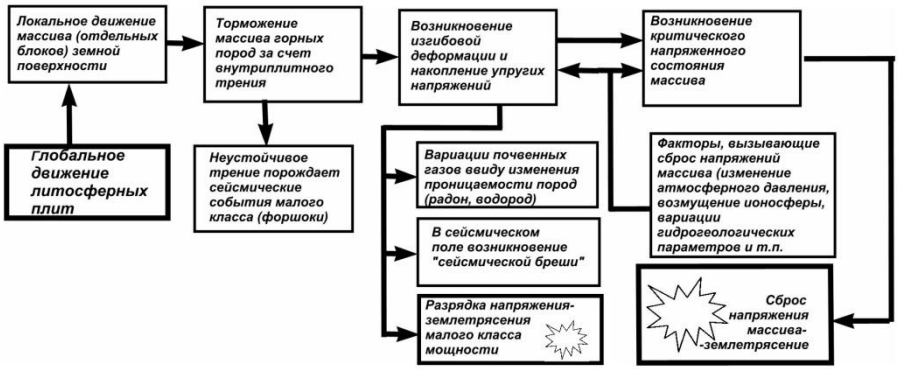


Рисунок 3. Схема процессов подготовки землетрясения и сброса упругой энергии

Подготовка землетрясений определяется внутриземными процессами, происходящими в земной коре. Высокие механические напряжения массива (сжатие или растяжение) фиксируются по выходу радона. При торможении локального литосферного блока может наблюдаться «сейсмическая брешь». В этих условиях существует вероятность разрядки напряжения, сброс относительно малой накопленной энергии и выделение ее в виде серии мелких землетрясений. Дальнейшая деформация массива приводит к возникновению критического состояния среды, которое может привести к сбросу как самостоятельно, так и под воздействием различных спусковых механизмов. Таким образом, процесс движения непрерывно порождает землетрясения различной энергии, в исключительных случаях происходят катастрофические землетрясения. Большую роль в данном процессе играет внешнее воздействие различного вида. Самым сильным воздействием следует считать прохождение через сейсмогенную зону аномальных атмосферных фронтом или аномальных атмосферных циркуляций [1, 2]. Последние, в свою очередь, часто являются следствием ионосферных возмущений, вызванных солнечной активностью [15]. В итоге получается, что землетрясения зарождаются в земной коре, но «повивальной бабкой» многих из них служит солнечная активность.

Таким образом, наиболее важной фазой в процессе подготовки землетрясения является накопление в массиве напряжения упругой деформации изгиба. Поэтому при прогнозе землетрясений, в первую очередь, необходимо изучать именно этот процесс. Первым шагом исследований должно быть выявление зон критического состояния среды, и затем необходимо анализировать возможные факторы триггирования. Только такой многофакторный алгоритм прогнозных исследований может привести к успеху в организации прогноза землетрясений.

Обращаясь к вопросу в заголовке статьи, можно сказать, что выход из существующего тупика в деле прогноза землетрясений существует, но он не является простым и требует более высокого уровня мониторинга, особенно, на поверхности Земли. Можно также сказать, что, вероятно, необходимо сокращать работы по детальному изучению предвестников землетрясений (тем более, что это - различные триггирующие факторы), а сосредоточить усилия на изучении процессов подготовки критического состояния среды, находящейся в напряжении.

Работа выполнена при поддержке Программы 16 Президиума РАН.

Литература

1. Боков, В.Н. Изменение атмосферной циркуляции – инициатор сильных землетрясений / В.Н. Боков// СПб. Известий РГО РАН. – 2003. – Т. 135, вып. 6. – С. 54 – 65.
2. Боков, В.Н. Сейсмо-синоптический метод краткосрочного прогноза землетрясений / В.Н. Боков // Кн. Ядерная геофизика. Геофизические исследования литосферы. Геотермия. Материалы IV чтений Булашевича. Екатеринбург, 2007. – С. 17 – 20.
3. Бондур, В.Г. Методы мониторинга сейсмоопасных территорий по ионосферным вариациям, регистрируемым спутиковыми навигационными системами / В.Г. Бондур, В.М. Смирнов // ДАН, 2005. – Т. 402. № 5. – С. 675 – 679.
4. Булашевич, Ю.П. Динамика выделения радона из массива горных пород как краткосрочный предвестник землетрясений / Ю.П. Булашевич, В.И. Уткин, А.К. Юрков // Доклады РАН – № 2, 1998 – Т. 358, № 5 – С. 675 – 680.
5. Дода, Л.Н. Геосейсмическое эхо солнечных бурь или землетрясения рождаются на Солнце / Л.Н. Дода // Новости космонавтики, 2003. – № 6. – С. 55 – 59.
6. Дода, Л.Н. Прогнозирование и космический мониторинг предвестников землетрясений: проблемы, реалии, надежды / Л.Н Дода [и др.] // Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций. V Научно-практическая конференция, 15 - 16 ноября 2005 г, Доклады и выступления, 2006. – С. 114 – 120.
7. Завьялов, А.Д. Средесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация / А.Д. Завьялов / Ин-т физики Земли им. О.Ю.Шмидта. – М.: Наука, 2006. – 254 с.

8. Кейлис-Борок, В.И. Комплекс долгосрочных предвестников сильнейших землетрясений мира / В.И. Кейлис-Борок, В.Г. Кособоков // XXVII Междунар. геол. конгр., Москва, 1 - 4 авг. 1984. – М.: Наука, 1984. – Т. 6. Землетрясения и предупреждение стихийных бедствий. – С. 56 – 66.
9. Певнев, А.К. Пути к практическому прогнозу землетрясений / А.К. Певнев. – М.: ГЕОС, 2003. – 153 с.
10. Мячкин, В.И. Процесс подготовки землетрясений / В.И. Мячкин. – М.: Наука, 1978. – 232 с.
11. Рикитаке, Т. Предсказание землетрясений / Т. Рикитаке. М.: Мир. – 390 с.
12. Рихтер, Ч.Ф. Элементарная сейсмология / Ч.Ф. Рихтер. – М.: Иностранная литература, 1963. – 670 с.
13. Соболев, Г.А. Основы прогноза землетрясений / Г.А. Соболев. – М.: Наука, 1993. – 314 с.
14. Соболев, Г.А. Физика землетрясений и предвестники / Г.А. Соболев, А.В. Пономарев. – М.: Наука, 2003. – 270 с.
15. Сытинский, А.Д. Связь сейсмичности Земли с солнечной активностью / А.Д. Сытинский. – Л.: Гидрометиздат, 1987. – 99 с.
16. Уломов, В.И. О предвестнике сильного тектонического землетрясения / В.И. Уломов, Б.З. Мавшанов // Докл. АН СССР, 1967. – Т. 176, № 2. – С. 35 – 37.
17. Уткин, В.И. Мониторинг радона при изучении процесса подготовки тектонического землетрясения на Северном Тянь-Шане / В.И. Уткин [и др.] // Физика Земли. – 2006. – № 9 – С. 145 – 155.
18. King, Chi-Yu Radon in soil gas along active faults in Central California. Field studies of radon in rocks, soil and water / Chi-Yu King, C. Walkingstick, D. Basler / Gunderson L.and Wanty R. editors / U.S.Geological survay bulletin. – 1991. – P. 77 – 133.
19. Korneev, V.A. Seismicity precursors of M6.0 2004 Parkfield and M7.0 1989 Loma Prieta earthquakes, Eos Trans. / V.A. Korneev // AGU, 86 (52), Fall Meet. Suppl., Abstract S53B-1097, 2005.
20. Reid, H.F. The elastic-rebound theory of earthquakes / H.F. Reid / Bull / Department Geol. Univ.Clif. Pabl. – 1911. – Vol. 6. N 19 – P. 413 – 444.
21. Scholz, Christopher H. Earthquakes and friction laws / Christopher H. Scholz. – Nature. 391. – 1998. – P. 37 – 42.
22. Woith, H. (1995): Soil radon and non-tectonic effects: a contribution to the joint German-Turkish project on earthquake prediction research / H Woith, A. Pekdeger // Gas Geochemistry, Science Reviews. – P. 135 – 146.

ЖЕРСІЛКІНУЛЕРДІ БОЛЖАУ. ТҰЙЫҚТАН ШЫҒУЫ БАР МА?

Уткин В.И., Юрков А.К.

РАН Орал бөлімшесінің Геофизика институты, Екатеринбург, Ресей

Радон мониторингі деректерімен сенімді анықталатын иіннің деформациясы жарықшақты-кеуекті ортасы үшін серпімді энергия жиналуының бір ғана мүмкінді процессі болып табылатыны көрсетілген. Тектоникалық жерсілкінулері дайындалу мен іске асырылуында пайда болатын ахуалдардың әр алуандығын негізінде блоктар арасындағы орнықсыз үйкелісі белгілейді. Радон мониторингі мен микрсейсмикалық зерттеулерін қисындастыруы тектоникалық жерсілкінуі дайындалуының сенімді индикаторы болып табылады.

EARTHQUAKE PREDICTION. IS THRE A WAY OUT?

V.I. Outkin, A.K. Yurkov

Institute of Geophysics of the Ural Branch of the Russian Academy of Science, Yekaterinburg, Russia

It was shown that the only possible process for elastic energy accumulation for fracture-porous medium was bend deformation, which was strongly distinctive based on radon monitoring data. Unstable interblock friction basically determines variety of cases occurring during tectonic earthquake preparation and eruption stages. Combination of radon monitoring and microseismic investigations is a secure indication of tectonic earthquake preparation. ,

УДК 550.34

КОЛЬЦЕВАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ В РАЗНЫХ ДИАПАЗОНАХ ГЛУБИН ПЕРЕД СИЛЬНЫМИ И СИЛЬНЕЙШИМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ В РАЙОНЕ СУМАТРЫ

[1,2)]Копничев Ю.Ф., [1)]Соколова И.Н.

[1)]Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан
[2)]Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Анализируются характеристики сейсмичности в районе Суматры в двух диапазонах глубин: 0 - 33 и 34 -70 км, перед сильными землетрясениями с Mw=7.0-9.0, произошедшими в 2001 - 2008 гг., а также в зонах сейсмических брешей. Выделены кольцевые структуры сейсмичности в обоих диапазонах глубин. Показано, что эпицентры главных событий, как правило, находятся вблизи областей пересечения или наибольшего сближения «мелких» и «глубоких» колец. Получены корреляционные зависимости размеров колец, а также пороговых значений магнитуд землетрясений в районах колец от энергии главных событий. Выделенные кольцевые структуры в зонах сейсмических брешей позволяют предполагать, что в районах центральной и южной Суматры происходят активные процессы подготовки сильных землетрясений.

ВВЕДЕНИЕ

В [1, 2] показано, что в зонах субдукции перед сильными и сильнейшими землетрясениями формируются кольцевые структуры сейсмичности в разных диапазонах глубин. Было установлено, что наблюдаются большие вариации размеров колец сейсмичности при близких магнитудах главных событий, что, возможно, в значительной степени связано с различиями сейсмотектонических условий в разных зонах субдукции. В статье проводится более детальный анализ характеристик кольцевой сейсмичности в районе Суматры, где за последние 8 лет произошло несколько сильнейших событий, включая Великое Суматринское землетрясение 26 декабря 2004 г. с Mw=9.0.

МЕТОДИКА И ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ

По аналогии с [1, 2] рассмотрены характеристики сейсмичности для разных участков зоны Беньофа в двух диапазонах глубин: 0 - 33 и 34 - 70 км. Использованы каталоги землетрясений ISC (International Seismological Center, Международный сейсмологический центр) до 1973 г. и NEIC (National Event Information Center, каталог Геологической службы США) с 01.01.1973. Анализировались данные о землетрясениях, произошедших в окрестностях будущих очаговых зон, с магнитудами M≥Mп1 и M≥Mп2, где Mп1 варьировалось от 4.5 до 5.5 (для первого), а Mп2 от 4.0 до 5.5 для второго диапазонов глубин. Временной интервал выбирался, как правило, с 01.01.1973 до дня, предшествовавшего главному сейсмическому событию. Исключение составляют данные для очаговой зоны Суматринского землетрясения 26 декабря 2004 г., для которой рассмотрены характеристики сейсмичности начиная с 01.01.1969. Обработаны данные о характере сейсмичности перед 10 сильными и сильнейшими землетрясениями с Mw=7.0-9.0 в районе Суматры (таблица 1).

Кроме того, изучены характеристики сейсмичности в двух зонах сейсмических брешей (в районах центральной и южной Суматры). Для этих зон рассмотрены события, произошедшие до 01.01.2009.

АНАЛИЗ ДАННЫХ

Данные по четырем сильнейшим землетрясениям (пп.1, 4, 5 и 6 из таблицы 1) приведены в [1, 2]. Ниже описываются характеристики колец сейсмичности, сформировавшихся перед остальными шестью землетрясениями с Mw=7.0-7.9.

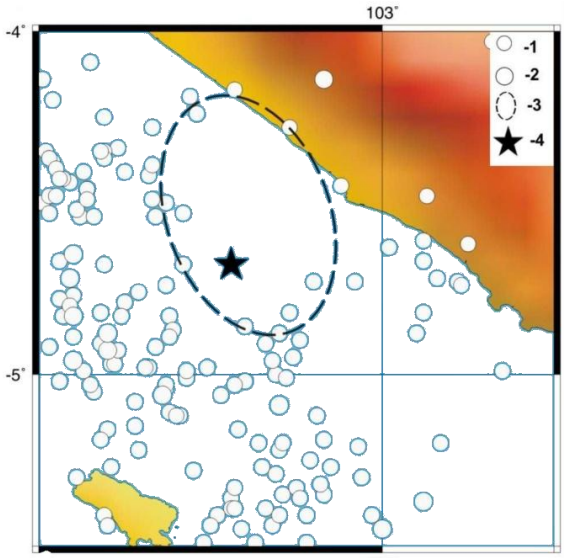
Таблица 1. Параметры кольцевых структур в районе Суматры

N	Дата	Широта, град	Долгота, град	H, км	Mw	Mп1	L, км	Mп2	l, км
1	04.06.2000	-4.72	102.09	33	7.9	5.5	150	5.5	60
2	13.02.2001	-4.68	102.56	36	7.4	4.8	80	4.5	60
3	02.11.2002	2.82	96.09	30	7.4	4.8	65	4.2	40
4	26.12.2004	3.30	95.98	30	9.0	5.5	700	5.5	200
5	28.03.2005	2.09	95.11	30	8.6	5.0	190	5.0	180
6	12.09.2007	-4.44	101.37	34	8.5	5.0	290	5.0	100
7	12.09.2007	-2.63	100.84	35	7.9	5.0	150	5.0	160
8	13.09.2007	-2.13	99.63	22	7.0	4.5	85	4.0	40
9	20.02.2008	2.77	95.96	26	7.3	4.8	35	4.5	30
10	25.02.2008	-2.49	99.97	25	7.2	4.5	60	4.5	60
Примечание: L и l – большие оси соответственно «мелкого» и «глубокого» колец сейсмичности									

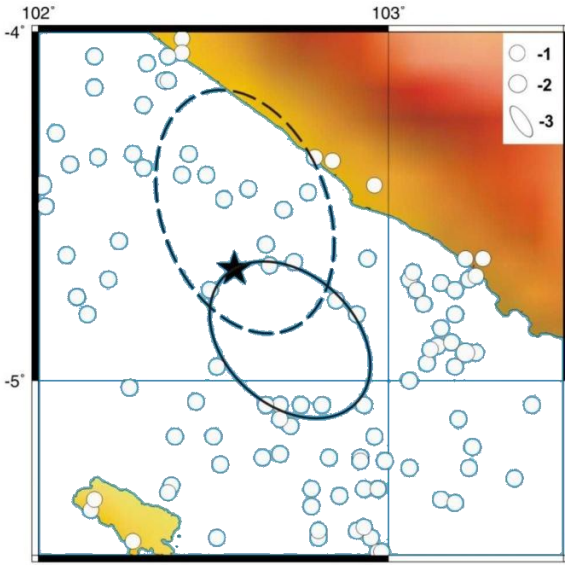
Землетрясение 13 февраля 2001 г. (п. 2 таблицы 1) имело магнитуду Mw=7.4; оно произошло в районе южной Суматры. На рисунке 1 приведены карты сейсмичности в окрестности очага этого события на глубинах 0 -33 км (Мп1=4.8) и 34 - 70 км (Мп2=4.5). Неглубокие события (на фоне афтершоков землетрясения 04.06.2000) сформировали кольцевую структуру с большой осью L~80 км, вытянутую в субмеридиональном направлении. Землетрясения с глубиной гипоцентров h=34 - 70 км образовали кольцо меньшего размера - с большой осью l~60 км, северо-западного направления, параллельного побережью. Для краткости, следуя [2], кольца первого диапазона глубин будем называть «мелкими», а второго – «глубокими».

Как следует из рисунка 1б, эпицентр главного события находится на расстоянии около 10 км от области пересечения мелкого и глубокого колец.

Землетрясение 2 ноября 2002 г. (п.3 таблицы 1) с Mw=7.4 наблюдалось в районе северной Суматры, на границе между очагами землетрясений, произошедших 26.11.2004 и 28.03.2005. На рисунке 2 представлена сейсмичность в окрестностях очаговой зоны этого события (Мп1=4.8, Мп2=4.2).

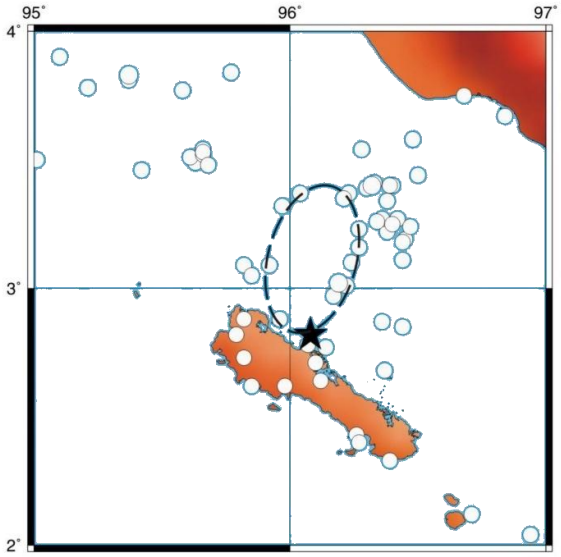


Эпицентры землетрясений: 1 – (4.8≤M<6.0), 2 - M≥6.0.
3 – мелкое кольцо; 4 – эпицентр главного событияа
а – (0 – 33) км

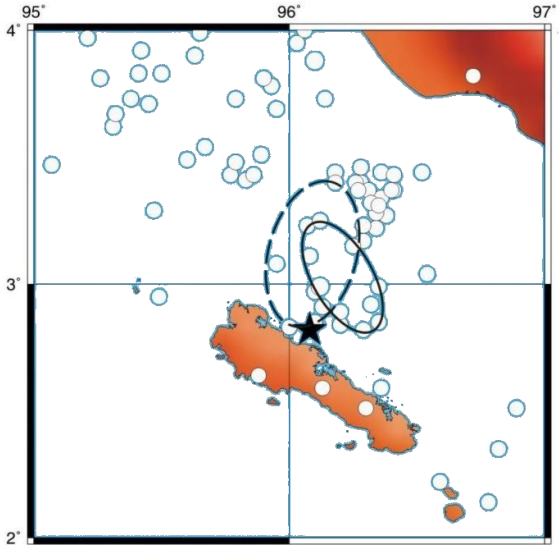


Эпицентры землетрясений: 1 – (4.5 ≤M<6.0);
2 - M≥6.0. 3 – глубокое кольцо
б – (34 – 70) км

Рисунок 1. Кольцевая сейсмичность перед Суматринским землетрясением 13.02.2001 на различных глубинах



малый кружок – (4.8≤M<6.0)
а – (0 – 33) км



малый кружок – (4.2≤M<6.0)
б – (34 – 70) км

Остальные обозначения – на рисунке 1

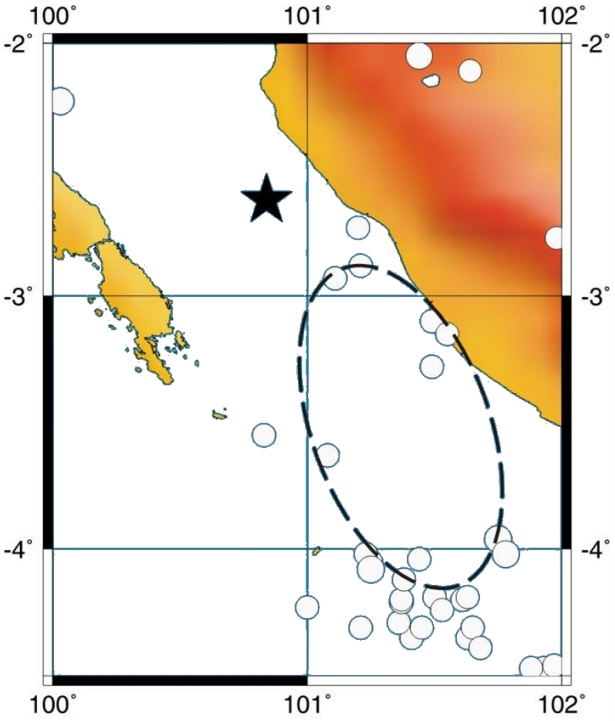
Рисунок 2. Кольцевая сейсмичность перед Суматринским землетрясением 02.11.2002 на различных глубинах

Перед данным землетрясением сформировались кольцевые структуры – мелкая, ориентированная в субмеридиональном направлении (L~65 км), и глубокая, вытянутая почти параллельно берегу (l~40 км). Существенно, что эпицентр главного события находился вблизи от области пересечения колец (на расстоянии) r~10 км).

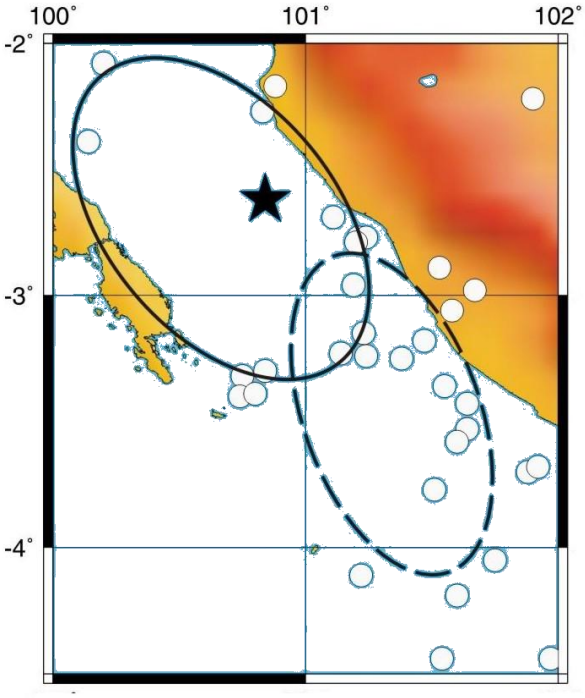
Землетрясение 12 сентября 2007 г. (п.7 таблицы 1) с Mw=7.9 произошло в районе центральной Суматры сразу после сильнейшего землетрясения с Mw=8.5 (п.6 таблицы 1), однако на сравнительно большом расстоянии (около 200 км) от эпицентра этого землетрясения, поэтому, скорее всего, не является его афтершоком. Из рисунка 3 следует, что в этом районе сформировались мелкое кольцо (Мп1=5.0) с большой осью размером L~150 км, ориентированное в субмеридиональном направлении, и глубокое (Мп2=5.0), вытянутое параллельно берегу с большой осью l~160 км.

Как следует из рисунка 3, эпицентр землетрясения 12.09.2007 находился внутри глубокого кольца, на сравнительно большом расстоянии от области пересечения мелкого и глубокого колец.()r~50 км).

Землетрясение 13 сентября 2007 г. (п.8 таблицы 1) с Mw=7.0 имеет эпицентр к западу от мелкого кольца рассмотренного выше события 12.09.2007. На рисунке 4 показано, что перед рассматриваемым землетрясением образовалось мелкое кольцо (Мп1=4.5) с большой осью размером L~85 км, ориентированное почти нормально к береговой линии, и глубокое кольцо (Мп2=4.0), с большой осью длиной l~40 км, вытянутое под углом ~45° к береговой линии. Эпицентр главного события находился вблизи границы мелкого кольца, на расстоянии ~5 км от области касания колец.



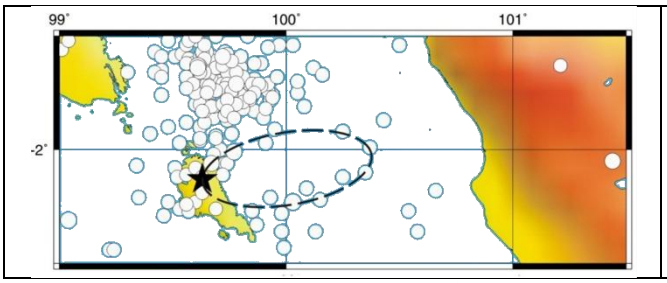
малый кружок – (5.0≤M<6.0)
а – (0 – 33) км



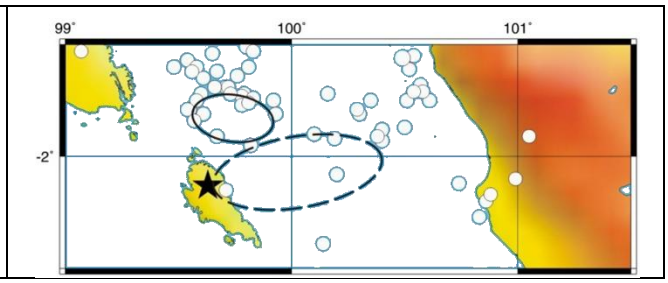
малый кружок – (5.0≤M<6.0)
б – (34 – 70) км

Остальные обозначения – на рисунке 1

Рисунок 3. Кольцевая сейсмичность перед Суматринским землетрясением 12.09.2007 на различных глубинах



малый кружок – (4.5≤M<6.0)
а – (0 – 33) км



малый кружок – (4.0≤M<6.0)
б – (34 – 70) км

Остальные обозначения – на рисунке 1.

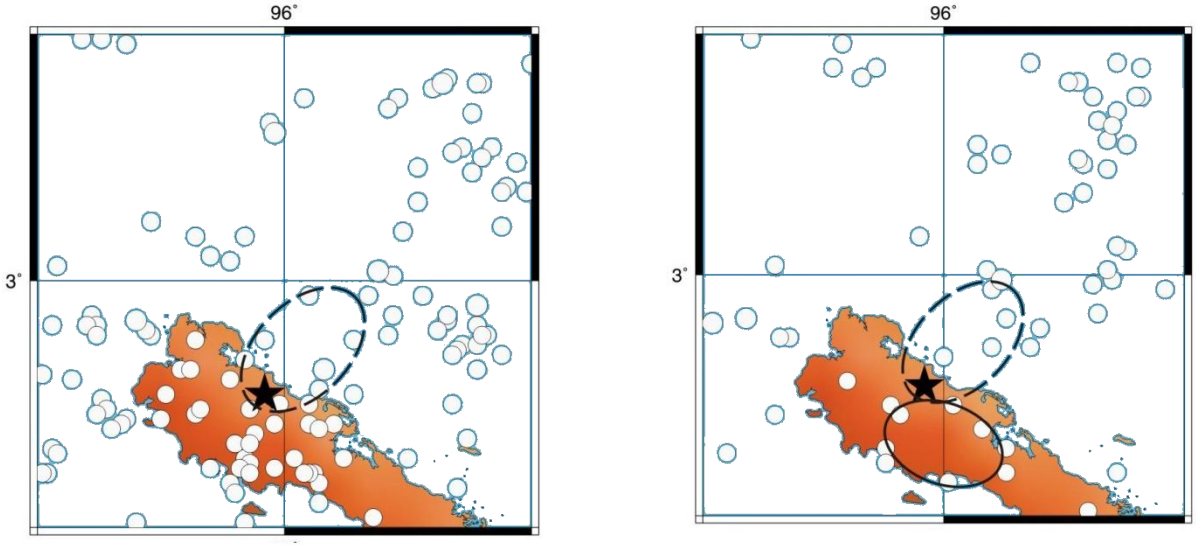
Рисунок 4. Кольцевая сейсмичность перед Суматринским землетрясением 13.09.2007 на различных глубинах

Мелкое и глубокое кольца почти касаются друг друга. Эпицентр главного события находился практически на границе мелкого кольца, на расстоянии около 30 км от области наибольшего сближения колец.

Землетрясение 20 февраля 2008 г. (п.9 таблицы 1) с Mw=7.3**,** как и событие 02.11.2007 г., произошло на границе между очаговыми зонами событий 26.12.2004 и 28.03.2005. На рисунке 5 показана сейсмическая ситуация перед землетрясением 20 февраля 2008 г.

Сформировались мелкое кольцо (Мп1=4.8), ориентированное почти нормально к береговой линии, с большой осью длиной L~35 км и глубокое кольцо (Мп2=4.5), вытянутое в субширотном направлении (l~30 км). Эпицентр главного события находился вблизи границы мелкого кольца, на расстоянии ~5 км от области касания мелкого и глубокого колец.

Землетрясение 25 февраля 2008 г. (п.10 таблицы 1) с Mw=7.2 произошло в очаговой зоне события 12.09.2007 (Mw=8.5), поэтому его можно считать отдаленным афтершоком этого землетрясения. Тем не менее, как это показано на рисунке 6, перед событием также сформировались кольцевые структуры: мелкое кольцо (Мп1=4.5), вытянутое в субмеридиональном направлении, и глубокое (Мп2=4.5), ориентированное параллельно желобу. Длина больших осей обоих колец ~60 км. В данном случае эпицентр землетрясения 25.02.2008 расположен непосредственно в области пересечения колец.

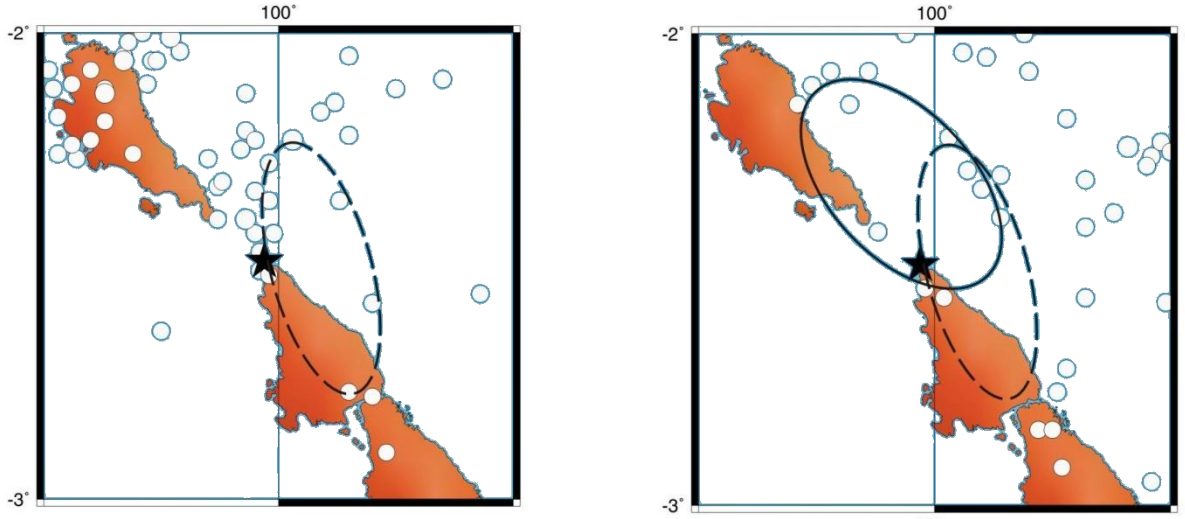


малый кружок – (4.8≤M<6.0)
а – (0 – 33) км

малый кружок – (4.5≤M<6.0)
б – (34 – 70) км

Остальные обозначения – на рисунке 1.

Рисунок 5. Кольцевая сейсмичность перед Суматринским землетрясением 20.02.2008 на различных глубинах



малый кружок – 4.5≤M<6.0
а – (0 – 33) км

малый кружок – 4.5≤M<6.0
б – (34 – 70) км

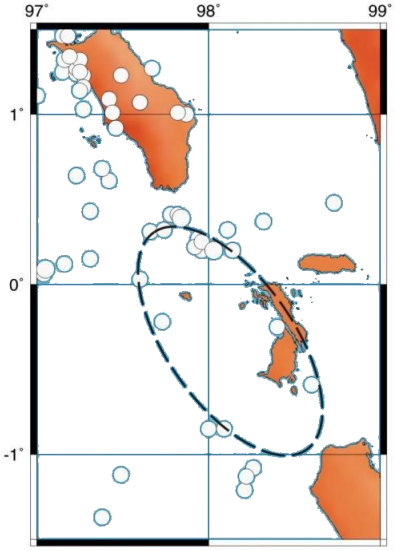
Остальные обозначения – на рисунке 1.

Рисунок 6. Кольцевая сейсмичность перед Суматринским землетрясением 25.02.2008 на различных глубинах

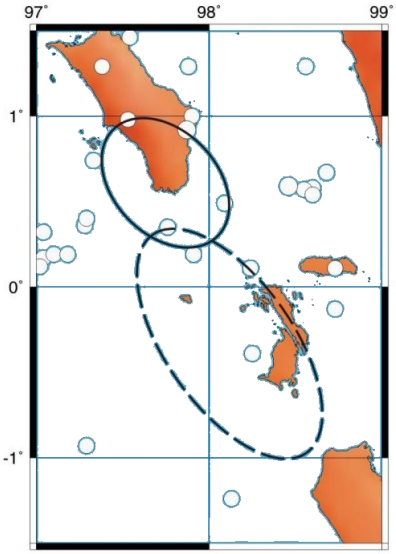
Зоны сейсмических брешей (seismic gaps). На рисунках 7 - 9 показаны характеристики сейсмичности в зонах сейсмических брешей (в районах центральной и южной Суматры).

Сейсмическая брешь в районе центральной Суматры. Последнее сильное землетрясение (M=7.7) произошло в районе центральной Суматры в 1935 г. [3]. На рисунке 7 представлены карты сейсмичности в этом районе за исследуемый период также для двух уровней глубин. Из рисунка видно, что кольцевые структуры сейсмичности сформировались к югу от колец, связанных с подготовкой очага землетрясения 28.03.2005. Мелкое кольцо (Мп1=5.3) с большой осью длиной L~170 км ориентировано параллельно побережью, а глубокое кольцо (Мп2=5.1), расположенное к северо-западу от мелкого, с l~95 км, ориентировано в направлении северо-запад – юго-восток.

Сейсмическая брешь в районе южной Суматры. Здесь, в зоне субдукции, к югу от очагов землетрясений 04.06.2000 (Mw=7.9) и 12.09.2007 (Mw=8.5) не было сильных событий с M≥7.5, по крайней мере, с 1900 г. [3]. Однако, начиная с 1973 г., в данном районе образовались две пары кольцевых структур. Одно мелкое кольцо (Мп1=5.5) с большой осью длиной L~130 км вытянуто параллельно береговой линии, а глубокое (Мп2=5.5, l~100 км) ориентировано практически субширотно (рисунок 8).



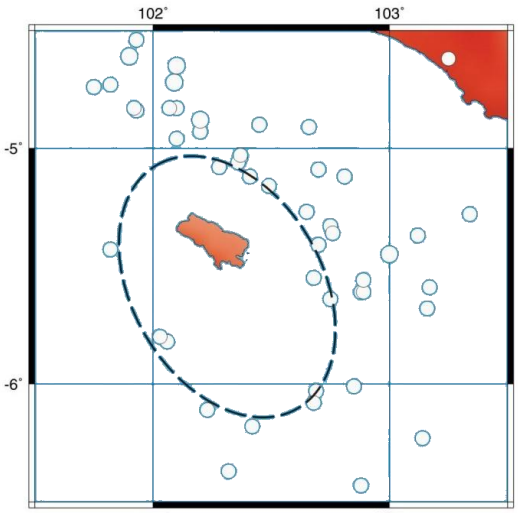
Кружки: малый – (5.3≤M<6.5), большой - M≥6.5
а – (0 – 33) км



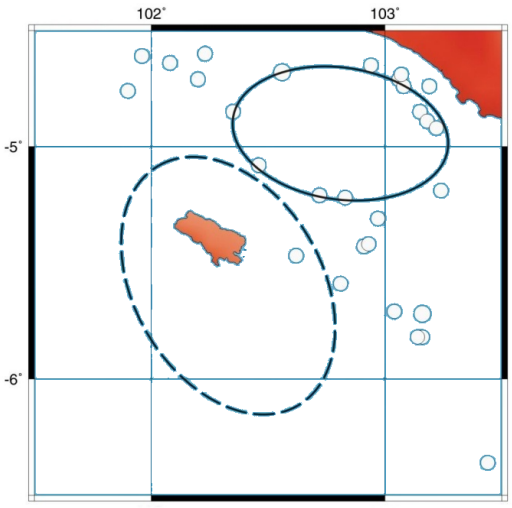
Кружки: малый – (5.1≤M<6.5), большой - M≥6.5б
б – (34 – 70) км

Остальные обозначения – на рисунке 1.

Рисунок 7. Сейсмическая брешь в районе центральной Суматры Кольцевая сейсмичность на различных глубинах



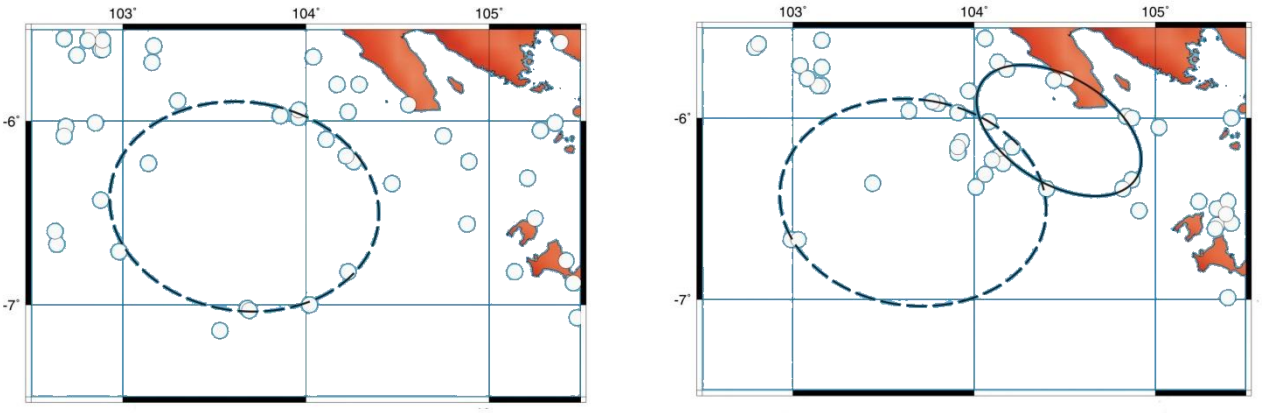
Кружки: малый – 5.5≤M<6.5, большой - M≥6.5
а – (0 – 33) км



Кружки: малый – 5.5≤M<6.5, большой - M≥6.5
б – (34 – 70) км

Остальные обозначения – на рисунке 1.

Рисунок 8. Сейсмическая брешь в районе южной Суматры Кольцевая сейсмичность на различных глубинах



Кружки: малый – (5.3≤M<6.5); большой – M≥6.5
а – (0 – 33) км

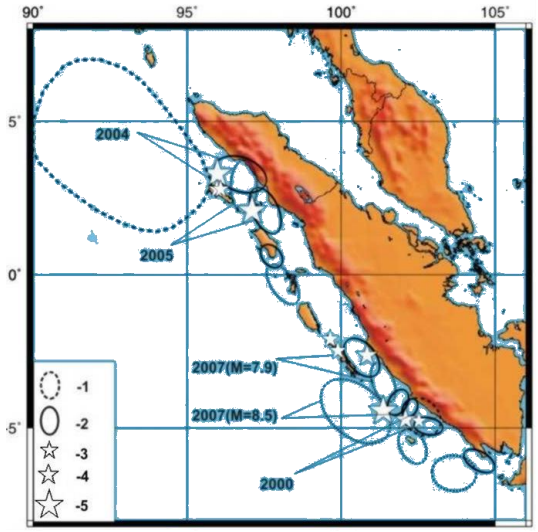
Кружки: малый – (5.3≤M<6.5), большой - M≥6.5
б – (34 – 70) км

Остальные обозначения – на рисунке 1.

Рисунок 9. Сейсмическая брешь в районе южной Суматры Кольцевая сейсмичность на различных глубинах

Вторая пара колец сформировалась южнее. На рисунке 9 показаны субширотное мелкое кольцо (Мп1=5.3, L~160 км), почти касающееся кольца, расположенного севернее, и вытянутое параллельно берегу глубокое (Мп2=5.3, l~110 км).

На рисунке 10 показано положение кольцевых структур, образовавшихся в исследуемом районе перед землетрясениями с Mw≥7.9, а также в зонах сейсмических брешей.

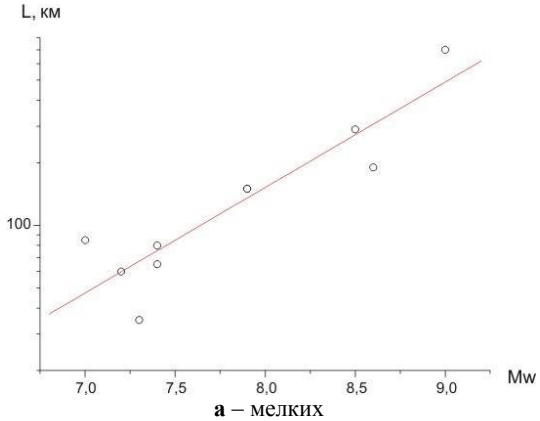


Кольца сейсмичности: 1 – мелкие, 2 – глубокие; со стрелкой – перед соответствующим землетрясением; без стрелки – в зоне сейсмической бреши. Эпицентры сильнейших землетрясений:
3 – M=(7.0 - 7.4); 4 - M=7.9, 5 – M=(8.5 - 9.0)

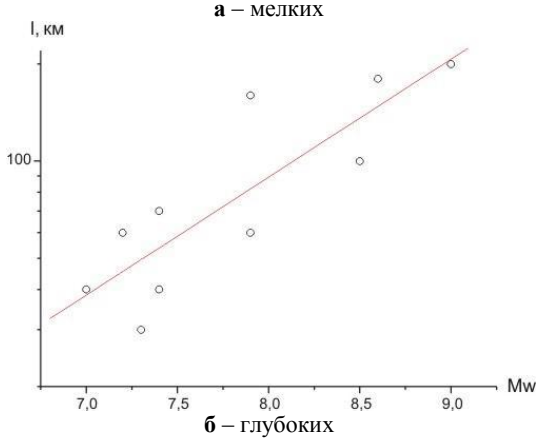
Рисунок 10. Характеристики кольцевой сейсмичности перед сильнейшими землетрясениями в районе Суматры, произошедшими в 2000 - 2007 гг.

Из рисунка 10 следует, что мелкие и глубокие кольца, образовавшиеся перед разными событиями, практически касаются друг друга или пересекаются между собой. Кольца, сформировавшиеся перед сильнейшими землетрясениями, а также в зонах сейсмических брешей, заполняют почти всю полосу между 7° N и 7° S. Единственное исключение составляет область между 1° S и 2° S, где пока не удалось выявить пары колец с Мп1, Мп2≥5.0.

Зависимости параметров кольцевых структур от магнитуды. На рисунке 11 представлены зависимости размеров установленных кольцевых структур (длины осей L и l) от магнитуды главных событий lgL(Mw) и lgl(Mw), полученные в целом для района Суматры.



а – мелких



б – глубоких

Рисунок 11. Зависимости от магнитуды землетрясения размеров колец сейсмичности

Из рисунка 11 следует, что зависимости размеров колец от магнитуды – линейные. Уравнения линейной регрессии имеют вид:

$$\lg L(км) = 0.51Mw - 1.88,\ r=0.91 \quad (1)$$

$$\lg l(км) = 0.37Mw - 1.04,\ r=0.86 \quad (2)$$

где r - коэффициент корреляции. Заметно, что величина L растет с увеличением магнитуды гораздо быстрее, чем параметр l. Значения отношения L/l варьируются в диапазоне 0.9 - 3.5, в среднем эта величина равна 1.8±0.9. Существует тенденция роста L/l в зависимости от Mw (на фоне большого разброса данных).

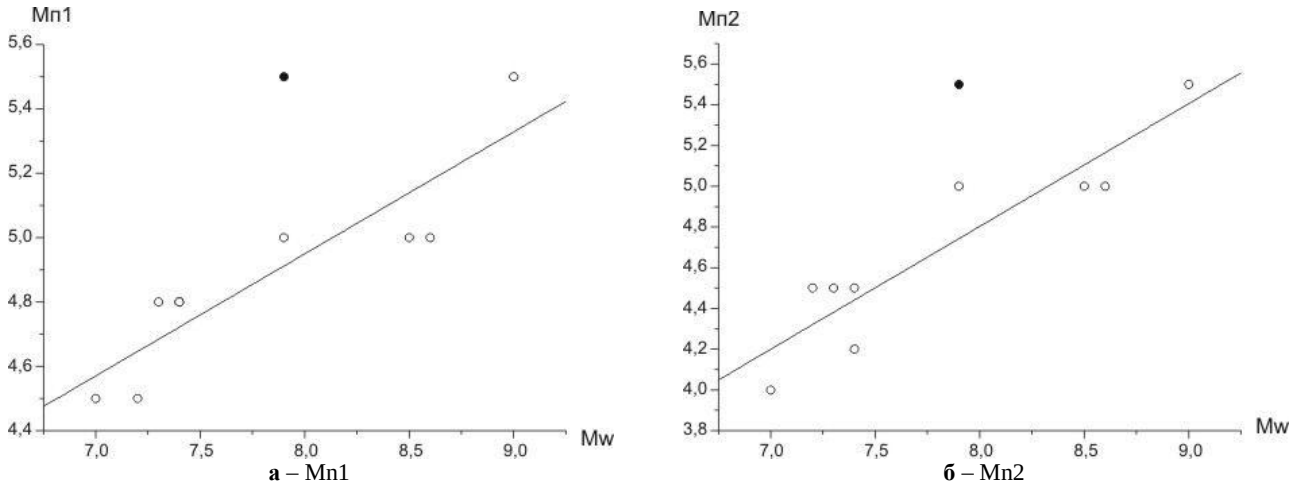
На рисунке 12 приведены зависимости пороговых значений магнитуд для мелких и глубоких колец Мп1 и Мп2 от магнитуды Mw.

Видно, что по 9 событиям (за исключением землетрясения 04.06.2000) наблюдаются линейные зависимости пороговых значений магнитуд для мелких и глубоких колец от магнитуды предстоящего землетрясения Mw. Уравнения линейной регрессии имеют вид:

$$Мп1 = 1.92 + 0.38Mw,\ r=0.90 \quad (3)$$

$$Мп2 = -0.02 + 0.60Mw,\ r=0.92 \quad (4)$$

Из полученных зависимостей явно выпадают данные для землетрясения 04.06.2000 – величины Мп1 и Мп2 для него выше средних значений для Mw=7.9 на 0.58 и 0.78, соответственно. Стандартные отклонения данных величин по 9 событиям равны соответственно 0.14 и 0.19. Отсюда следует, что данные для этого землетрясения выходят за пределы интервалов 4σ.



а – Mn1 **б** – Mn2

Залитый значок – данные по землетрясению 04.06.2000

Рисунок 12. Зависимости от магнитуды Mw пороговых значений Mn

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные данные свидетельствуют о том, что в районе Суматры кольцевые структуры выделяются перед землетрясениями, по крайней мере, начиная с магнитуды Mw=7.0. Предпринятые попытки выделить в этом районе пары колец перед событиями с Mw<7.0 пока не увенчались успехом. Возможно, причиной является то, что размеры колец в этом случае становятся сопоставимыми с точностью определения координат эпицентров. Кроме того, для землетрясений с M~4.0, которые могут формировать соответствующие кольца, глубина очагов также определяется гораздо менее точно, чем для событий с M~5.0.

Новые данные, полученные с использованием большого объема материалов, подтверждают сделанный в [1, 2] вывод о приуроченности эпицентров большинства сильных землетрясений в зонах субдукции к областям пересечения или наибольшего сближения мелких и глубоких колец. Максимальное удаление эпицентра главного события от области пересечения колец установлено для землетрясения 12.09.2007 (M=7.9), однако и в этом случае выполняются соотношения)r/L<<1,)r/l<<1. Как отмечено в [1, 2 и др.] установленный эффект, скорее всего, объясняется подъемом глубинных флюидов по границам колец, что приводит к большей мощности двухфазного слоя с сообщающимися порами в таких областях и к концентрации напряжений на его кровле [1, 2]. В последнее время получены данные, которые свидетельствуют о том, что флюиды в зонах субдукции поднимаются в основном по разрывам, формирующимся при землетрясениях [4].

В [1, 2] было отмечено, что при обобщении данных для различных зон субдукции не удалось выявить четкой зависимости размеров колец от магнитуды. Однако для района Суматры получены линейные зависимости размеров колец от магнитуды с достаточно высокими коэффициентами корреляции. Сопоставление с приведенными в [1, 2] данными показывает, что для других районов, скорее всего, должны наблюдаться иные зависимости.

Обращает на себя внимание выявленный случай резкого завышения пороговых значений магнитуд для мелких и глубоких колец Мп1 и Мп2 в случае землетрясения 04.06.2000. Это может быть связано со следующими обстоятельствами. Судя по полу-

ченным в последние годы данным [5, 6], в процессах подготовки сильных землетрясений одинаково важную роль играют поле напряжений в литосфере и содержание флюидов в будущей очаговой области, существенно уменьшающих трение на формирующемся разрыве. Как уже выше отмечено, последнее (ранее 2000 г) сильное землетрясение с магнитудой M>7.5 в районе Суматры произошло еще в 1935 г. (M=7.7). Отсюда следует, что землетрясение 04.06.2000 было независимым событием, для осуществления подвижки в очаге которого требовалось относительно высокое содержание флюидов на границе погружающейся литосферной плиты. Это требование и было выполнено благодаря достаточно высоким величинам пороговых магнитуд (можно полагать, что увеличение размеров очагов событий в районах кольцевых структур обеспечивает возрастание суммарного объема поднимающихся по ним флюидов). В то же время после землетрясения 04.06.2000 произошло перераспределение напряжений в окружающей среде, связанное с их увеличением в очаговых зонах сильных событий, произошедших в 2001 - 2008 гг. (таблица) [3]. В связи с этим для осуществления подвижек при этих землетрясениях потребовалось меньшее содержание флюидов и, следовательно, меньшие величины Мп1 и Мп2 в районах кольцевых структур.

Выделение колец в зонах сейсмических брешей (рисунки 7 - 9) позволяет выдвинуть гипотезу, что здесь готовятся очаги новых сильных землетрясений (по аналогии с данными, полученными ранее для района Камчатки [2]). Полученные зависимости (1, 2) позволяют оценить магнитуды ожидаемых событий. Для трех рассмотренных брешей (с севера на юг) Mw= 8.1; 7.9 - 8.1 и 8.1 - 8.3, соответственно. Судя по величинам Мп1 и Мп2, можно предполагать, что процесс подготовки новых событий зашел дальше всего во второй зоне (приблизительно между 4.5° S и 6° S).

Из рисунка 10 следует, что мелкие кольцевые структуры заполняют большую часть полосы вдоль побережья Суматры: между 7° N и 7° S, - практически касаясь друг друга, аналогично очаговым зонам сильнейших землетрясений с M≥8.0 [3]. И если очаги сильных событий соответствуют актам скольжения сегментов погружающихся океанических плит, то кольцевые структуры сейсмичности отражают процесс дегидратации материала этих плит, приводящих к подъему мантийных флюидов [5 - 7]. Кольца сейсмичности, формирующиеся перед сильными землетрясениями, есть одно из проявлений самоорганизации геодинамических процессов – образования так называемых диссипативных структур, которые, как известно [8], могут существовать вдали от равновесия только при наличии достаточно больших потоков вещества и энергии. Поднимающиеся из верхов мантии разогретые до нескольких сотен градусов Цельсия флюиды и обеспечивают существование этих потоков.

Полученные результаты могут быть использованы для целей сейсмического районирования и среднесрочного прогноза землетрясений в различных зонах субдукции, в первую очередь, в тех районах, где давно не было сильных землетрясений с M≥7.5.

Литература

1. Копничев, Ю.Ф. Кольцевая сейсмичность в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в зонах субдукции / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. АН. 2009. Т.421. № 4.
2. Копничев, Ю.Ф. Характеристики кольцевой сейсмичности в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в зонах субдукции / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК. 2009. Вып. 1.
3. Sorensen, M. Continued earthquake hazard in Northern Sumatra / M. Sorensen, K.Atakan // EOS, Transactions, AGU. 2008. V.89. N 1. P. 133-134.
4. Umeda, K. Helium isotopes as geochemical indicators of a serpentinized fore-arc wedge / K. Umeda, McCrank, A. Ninomiya // 2007. V.112. B.10206. doi: 10.1029/2007JB005031.
5. Копничев, Ю.Ф. Характеристики сейсмичности и поля поглощения S-волн в районе очага Суматринского землетрясения 26 декабря 2004 г. / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН, 2008. - Т. 422, № 5. – С. 672-676.
6. Копничев, Ю.Ф. О природе кольцевой сейсмичности перед сильными землетрясениями: связь с мантийными флюидами / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Геодинамика внутриконитинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Сб. докладов. Бишкек. 2008. С. 331-335.
7. Yamasaki, T. Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab / T.Yamasaki, T. Seno // J. geophys. Res. 2003. V. 108. N B4. doi: 10.1029/2002JB001918.
8. Николис, Г. Самоорганизация в неравновесных системах / Г. Николис, И. Пригожин // М.: Мир. 1979. – 512 с.

СУМАТРА АУДАНЫНДА ҚАТТЫ ЖӘНЕ ӨТЕ ҚАТТЫ ЖЕРСІЛКІНУЛЕР АЛДЫНДА ТЕРЕНДІГІНІҢ ӘР АУҚЫМДАРЫНДА САҚИНАЛЫ СЕСМИКАЛЫЛЫҒЫНЫҢ СИПАТТАМАЛАРЫ

[1,2)]Копничев Ю.Ф., [1)]Соколова И.Н.

[1)]ҚР ҰЯО Геофизикалық зерттеулер институты, Алматы, Қазақстан
[2)]РҒА О.Ю. Шмидт атындағы Жер физикасы институты, Мәскеу, Ресей

2001-2008 ж.ж. болған Mw=(7.0-9.0) қатты жерсілкінулер алдында Суматра ауданында 0-33 және 34-70 км. терендіктер ауқымында, сондай-ақ сейсмикалық қуыстар зоналарында сейсмикалығының сипаттамалары талдануда. Терендіктің екі ауқымына да сейсмикалылығының сақиналы құрылымдары айқындалған. Басты жерсідкінулердің эпиорталықтары, қағида бойынша, «таяз» және «терең» сақиналары қиылыстары немесе ең жақындалған аумақтары жанында болуы көрсетілген. Сақиналар мөлшерлерінің, сондай-ақ сақиналар аудандарында жерсілкінулер магнитудаларының табалдырық мәндері басты оқиғалар қуатына корреляциялық байланыстары алынған. Сейсмикалық қуыстар белдемдерінде бөлінген сақиналы құрылымдары (орталық және онт.стік Суматра аудандарында) осында қатты жерсілкінулер дайындалу белсенді процесстері жүруін жорамалдауына мүмкіндік береді.

RING-SHAPED SEISMICITY IN VARIOUS DEPTH RANGES PRIOR TO LARGE AND GREAT EARTHQUAKES IN THE SUMATRA REGION

[1,2)]Yu.F. Kopnichev, [2)]I.N. Sokolova

[1)]Institute of the Earth Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[2)]Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan

We have been analyzing seismicity characteristics in the Sumatra region in the depth ranges of 0-33 and 34-70 km prior to large and great earthquakes with Mw=(7.0-9.0), occurred in 2000-2008, and also in seismic gap zones. Ring-shaped seismicity structures were picked out in the both depth ranges. It was shown, that epicenters of the major events, as a rule, are situated near areas of crossing or closest rapprochement of “shallow” or “deep” rings. Correlation relations of ring sizes, and also threshold values of earthquake magnitudes in the ring zones from energy of the major events were obtained. An apportionment of ring-shaped structures in seismic gap zones allows us to suggest, that active processes of earthquake preparation are proceeding in the regions of central and southern Sumatra.

УДК 550.34

ХАРАКТЕРИСТИКИ КОЛЬЦЕВОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЗНЫХ ДИАПАЗОНАХ ГЛУБИН В РАЙОНАХ КУРИЛ И КАМЧАТКИ

[1,2)]Копничев Ю.Ф., [1)]Соколова И.Н.

[1)]Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан
[2)]Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Анализируются характеристики сейсмичности в районах центральных, северных Курил и Камчатки в диапазонах глубин 0 - 33 и 34 - 70 км перед сильными и сильнейшими землетрясениями с Mw=7.0 - 8.3, произошедшими в 1993 - 2007 гг., а также в зонах сейсмических брешей. Выделены кольцевые структуры сейсмичности для обоих диапазонов глубин. По аналогии с районом Суматры, на основании анализа данных о размерах колец сейсмичности сделаны прогнозные оценки магнитуд готовящихся землетрясений в зонах сейсмических брешей. Проведено сопоставление этих данных с долгосрочными прогнозами других авторов.

В [1 - 3] показано, что перед сильными и сильнейшими землетрясениями в зонах субдукции формируются кольцевые структуры сейсмичности в разных диапазонах глубин. Установлено, что размеры этих структур в целом растут в соответствии с магнитудой готовящегося землетрясения. Это позволяет использовать методику выделения кольцевых структур для выявления потенциальных мест следующих землетрясений и прогноза их энергии. В статье рассматриваются характеристики сейсмичности в районах Курил и Камчатки, где, согласно долгосрочному прогнозу С.А.Федотова и др. [4], достаточно высока вероятность землетрясений с M≥7.7 в ближайшие годы.

ИСТОРИЧЕСКАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ

Данные по исторической сейсмичности рассмотрены для района между 46° и 56.5° N. Здесь, начиная с 1900 г., произошел ряд сильных землетрясений с Mw≥7.8 (таблица1): 1923 г. (Mw=8.5), 1952 г. (Mw=9.0), 1959 г. (Mw=8.0), 2006 г. (Mw=8.3) и 2007 г. (Mw=8.1).

Таблица 1. Сильные землетрясения в районе Курило-Камчатской дуги с начала XX века

Дата	φ°, N	λ°, E	h, км	Mw
05.01.1915	47.50	154.50	35	7.9
03.02.1923	53.85	160.76	35	8.5
04.11.1952	52.75	159.50	--	9.0
04.05.1959	53.37	159.66	35	8.0
15.12.1971	56.02	163.17	22	7.8
05.12.1997	54.80	162.00	37	7.8
15.11.2006	46.59	153.27	10	8.3
13.01.2007	46.24	154.52	10	8.1

Великое Камчатское землетрясение 4 ноября 1952 г. было четвертым по силе сейсмическим событием XX-го века с очагом, имевшим размер ~600 км. Землетрясение вызвало цунами, распространившееся по всему Тихому океану. Великое землетрясение 1737 г., скорее всего, было предшественником события 1952 г., исходя из чего можно предполагать, что период повторяемости таких землетрясений ~200 лет [5]. По данным [4], средний период повторяемости событий с M≥7.7 в районе всей Курило-Камчатской дуги составляет 140±60 лет. В течение последних 50 лет в районах северных Курил и Камчатки событий с Mw >7.8 не было, тогда как в районах южных и центральных Курил в 1963 - 2007 гг. произошло 5 землетрясений с Mw>8.0.

МЕТОДИКА И ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ

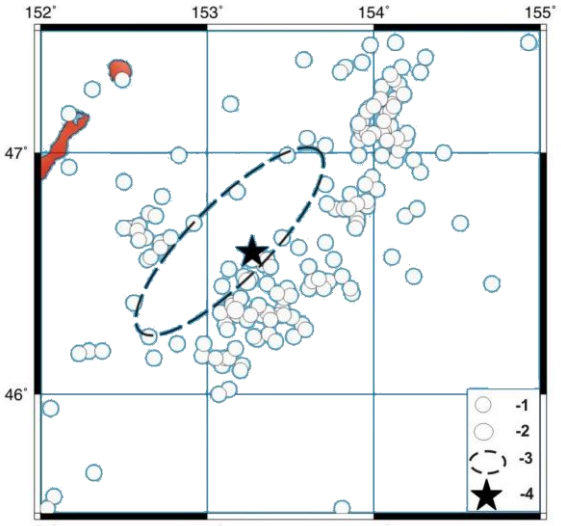
Характеристики сейсмичности рассмотрены для районов центральных, северных Курил и Камчатки между 45.5º и 56.5° N и для диапазонов глубин 0 - 33 и 34 - 70 км. Использованы данные с 01.01.1973 г. из каталогов землетрясений NEIC (National Event Information Center, каталог Геологической службы США). Анализировались данные о землетрясениях, произошедших в окрестностях будущих очаговых зон, с магнитудами M≥Mп1 и M≥Mп2, где пороговое значение магнитуды Mп1 - варьировалось от 4.5 до 5.5 для первого, а Mп2 от 4.2 до 5.3 для второго диапазона глубин (таблица 2). При этом выбирался временной интервал с 01.01.1973 до дня, предшествовавшего главному событию. Обработаны данные о сейсмичности перед 5 сильными и сильнейшими землетрясениями с Mw=7.0 - 8.3 (таблица 2). Кроме того, изучены характеристики сейсмичности в нескольких зонах сейсмических брешей, где в течение многих десятков лет не было землетрясений с Mw≥7.8 (для этих зон рассматривались события до 01.01.2009).

Таблица 2. Район Курило-Камчатской дуги. Перечень землетрясений, по которым исследованы характеристики сейсмичности

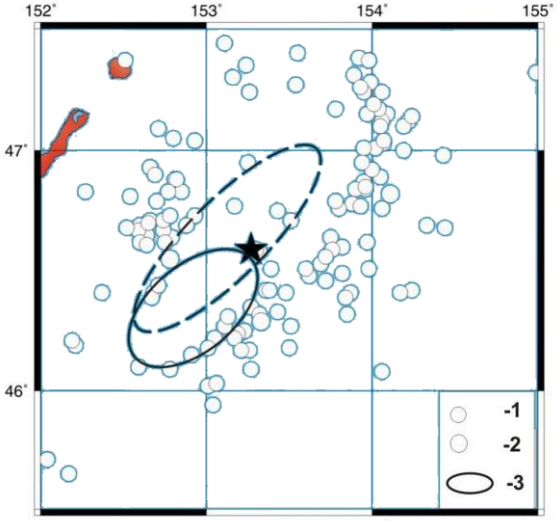
Дата	φ°, N	λ°, E	h, км	Mw
13.11.1993	51.93	158.65	34	7.0
05.12.1997	54.80	162.00	37	7.8
15.11.2006	46.59	153.27	10	8.3
13.01.2007	46.24	154.52	10	8.1
15.01.2009	46.86	155.15	36	7.4

АНАЛИЗ ДАННЫХ

Центральные Курилы. Здесь в 2006 - 2009 гг. произошло три сильных землетрясения с Mw=7.4 - 8.3. На рисунке 1 показаны характеристики сейсмичности за период 01.01.1973 - 14.11.2006 в районе очага сильнейшего землетрясения, произошедшего 15.11.2006 (Mw=8.3).



Эпицентры землетрясений с магнитудами: 1 – (5.0≤ M<6.0); 2 - M≥6.0. 3 – мелкое кольцо, 4 – эпицентр главного события
а – (0 – 33) км



Эпицентры землетрясений с магнитудами: 1 – (4.7≤ M<6.0); 2 - M≥6.0. 3 – глубокое кольцо.
б – (34 – 70) км

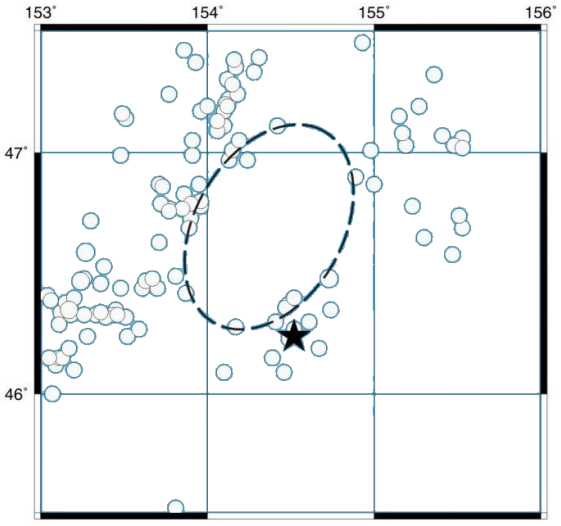
Рисунок 1. Кольцевая сейсмичность перед землетрясением 15.11.2006 в районе центральных Курил (Mw=8.3) на различных глубинах

Из рисунка 1 следует, что перед событием 15.11.2006 как в диапазоне глубин 0 - 33 км (Мп1=5.0), так и в диапазоне глубин 34 -70 км (Мп2=4.7) сформировались кольцевые структуры с осями северо-восточного направления и длиной больших осей L~120 км и l ~70 км, соответственно. Далее для краткости и по аналогии с [1-3], кольца, сформированные в первом диапазоне глубин, названы «мелкими», а во втором – «глубокими».

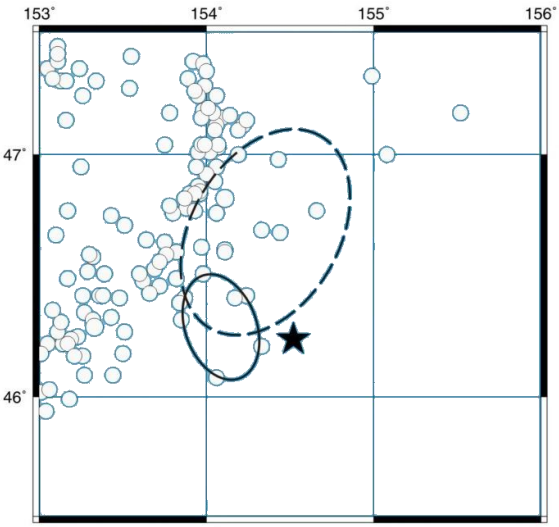
Как видно из рисунка 1, эпицентр главного землетрясения расположен вблизи северо-восточной области пересечения колец на удалении от нее)r~ 10 км.

На рисунке 2 представлены аналогичные данные для очаговой зоны сильного землетрясения 13.01.2007 (Mw=8.1), которое произошло к юго-востоку от очага 15.11.2006.

В данном случае ярко проявилась мелкая кольцевая структура (Мп1=5.2, L~100 км), ориентированная в северо-северо-восточном направлении. Глубокое кольцо, выраженное менее отчетливо, расположено на южной границе мелкого кольца (Мп2=4.5, l~50 км). Следует отметить, что эпицентр сильного землетрясения находился на расстоянии)r~ 15 км от восточной области пересечения колец.



Кружок: малый – (5.2≤ M<6.5); большой – M≥6.5
а – (0 – 33) км



Кружок малый – (4.5≤ M<6.0)
б – (34 – 70) км

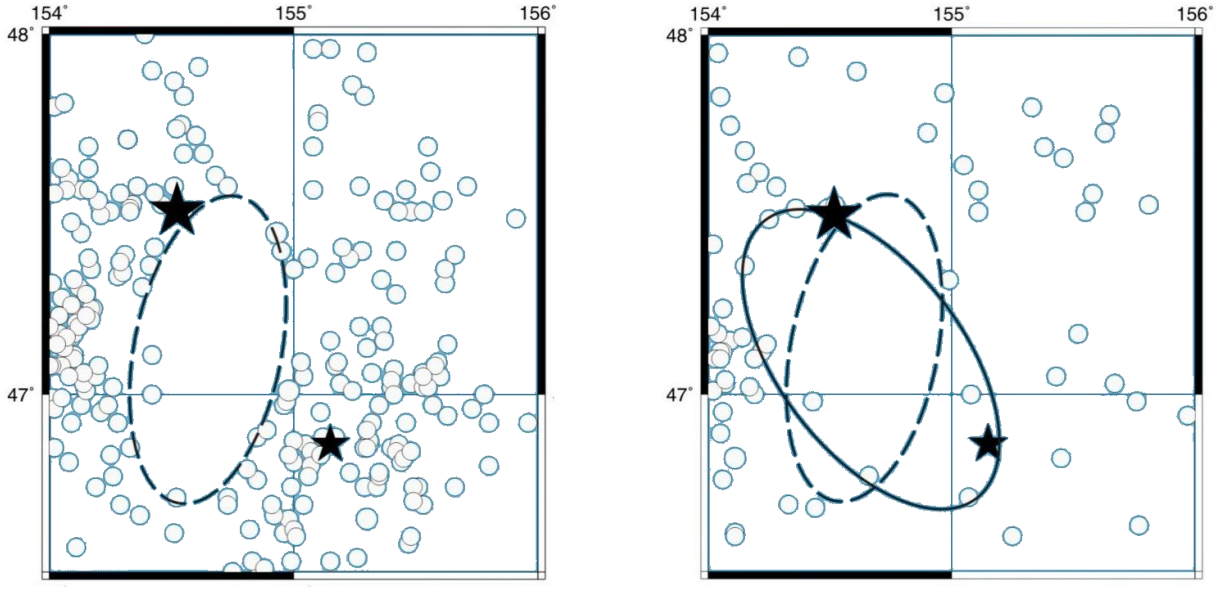
Остальные обозначения – на рисунке 1

Рисунок 2. Кольцевая сейсмичность перед землетрясением 13.01.2007 в районе центральных Курил (Mw=8.1) на различных глубинах

Рисунок 3 иллюстрирует данные о сейсмичности района очага перед землетрясением 15.01.2009 (Mw=7.4) за период до 14.01.2009.

Видно, что здесь также сформировались кольцевые структуры: мелкая (Мп1=4.8, L~95 км), ориентированная в субмеридиональном направлении, и глубокая (Мп2=4.2, l~110 км), вытянутая в северо-западном направлении. В данном случае эпицентр землетрясения с Mw=7.4 (h=34 км) располагался на границе глубокого кольца, на расстоянии ~20 км от мелкого кольца и относительно далеко от южной области пересечения колец ()r~40 км). Интересно, что эпицентр сильного землетрясения 05.01.1915 (Mw=7.9) находился вблизи северной области пересечения колец.

Северные Курилы. На рисунке 4 показана сейсмичность в районе к северу от очаговых зон двух землетрясений: 15.11.2006 и 13.01.2007.

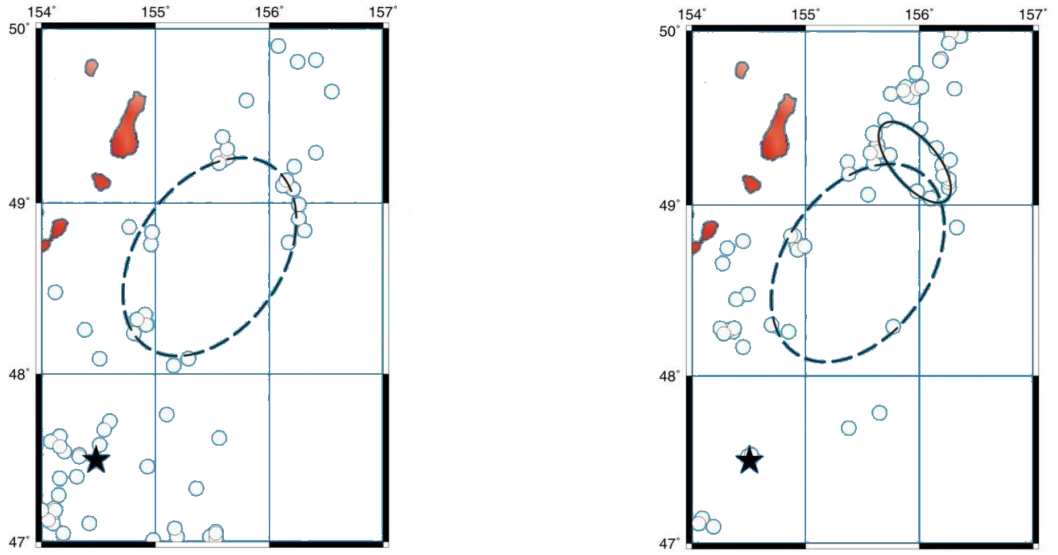


Кружок малый – (4.8≤ M<6.0) Кружок малый – (4.2≤ M<6.0)

а – (0 – 33) км **б** – (34 – 70) км

Малая и большая звездочки – эпицентры землетрясений 15.01.2009 и 05.01.1915, соответственно. Остальные обозначения – на рисунке 1

Рисунок 3. Кольцевая сейсмичность перед землетрясением 15.01.2009 в районе центральных Курил (Mw=7.4) на различных глубинах



Кружок: малый – (5.4≤ M<6.5); большой – M≥6.5 Кружок: малый – (5.3≤ M<6.5); большой – M≥6.5

а – (0 – 33) км **б** – (34 – 70) км

Звездочка – эпицентр землетрясения 05.01.1915. Остальные обозначения – на рисунке 1

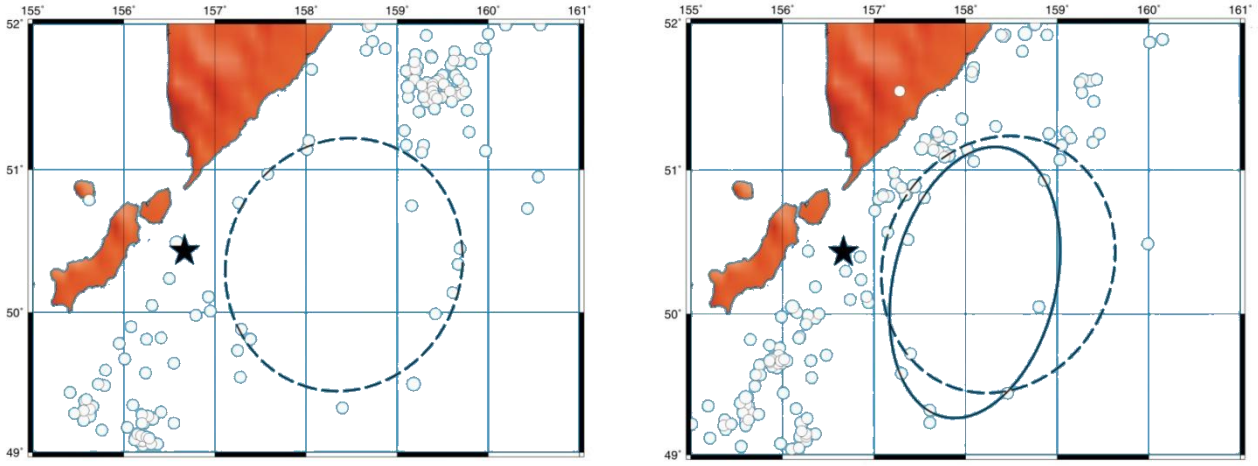
Рисунок 4. Кольцевая сейсмичность в районе северных Курил на различных глубинах

Здесь к 01.01.2009 сформировались мелкое кольцо (Мп1=5.4, L~140 км) и глубокое кольцо (Мп2=5.3, l~ 50 км), вытянутые соответственно в северо-северо-восточном (вдоль Курило-Камчатской дуги) и северо-западном направлениях. Глубокое кольцо пересекает северо-восточный край мелкого кольца.

На рисунке 5 представлен характер сейсмичности в южной части очаговой зоны сильнейшего Камчатского землетрясения 4 ноября 1952 г. (Mw=9.0). Афтершоковая область этого землетрясения располагалась примерно между 49º и 53º N.

Из рисунка 5 следует, что к 01.01.2009 в изучаемом районе сформировалось мелкое кольцо почти круговой формы (Мп1=5.0, L~200 км) с большой осью, вытянутой в северо-северо-восточном направлении, и глубокое кольцо (Мп2=5.0, l~ 210 км), ориентированное субмеридионально. Большая часть глубокого кольца находится внутри мелкого. Следует отметить, что вблизи западной границы мелкого кольца располагалась очаговая зона Парамуширского землетрясения 28.02.1973 г. (Mw=7.1, h=27 км).

Камчатка. Рисунок 6 иллюстрирует характеристики сейсмичности, проявившейся в районе Южной Камчатки, между 51º и 52.5º N в период 01.01.1973 – 12.11.1993 перед землетрясением 13.11.1993 (Mw=7.0).

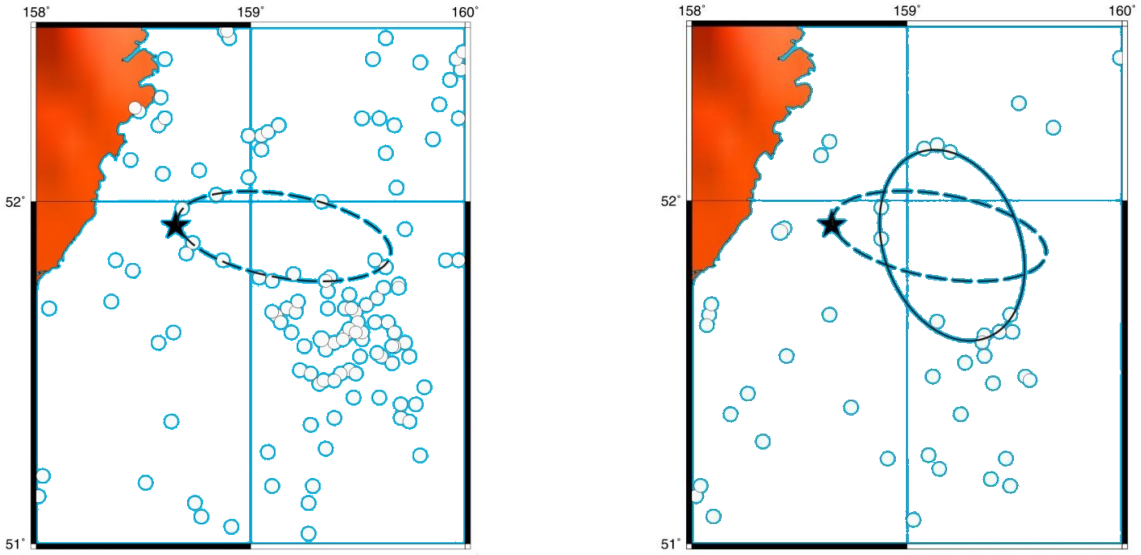


Кружок малый – (5.0≤ M<6.0)

а – (0 – 33) км **б** – (34 – 70) км

Звездочка – эпицентр землетрясения 28.02.1973. Остальные обозначения – на рисунке 1

Рисунок 5. Кольцевая сейсмичность в районе северных Курил и южной Камчатки на различных глубинах



Кружок малый – (4.5≤ M<6.0) Кружок малый – (4.6≤ M<6.0)

а – (0 – 33) км **б** – (34 – 70) км

Остальные обозначения – на рисунке 1

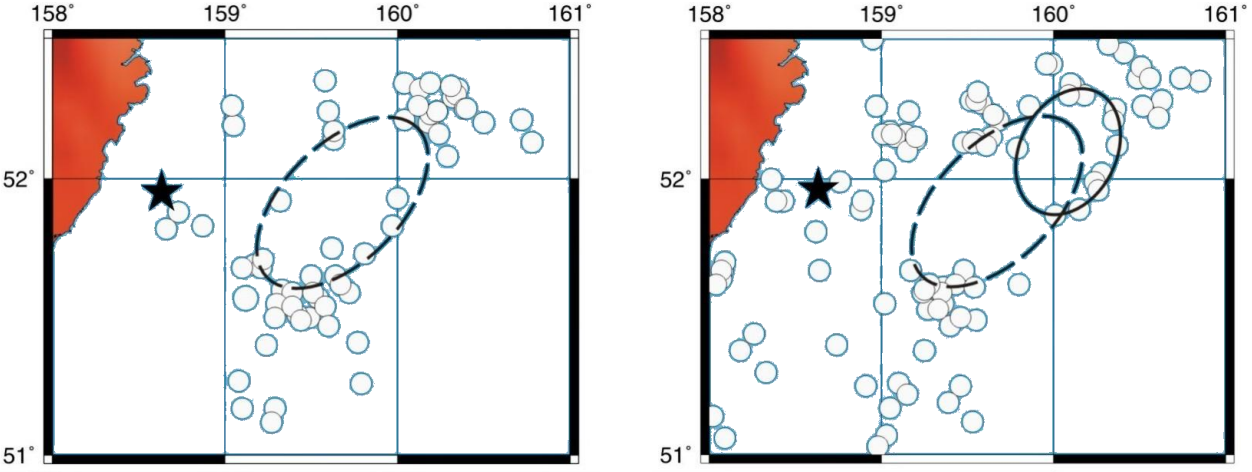
Рисунок 6. Кольцевая сейсмичность перед землетрясением 13.11.1993 в районе южной Камчатки (Mw=7.0) на различных глубинах

Перед землетрясением образовались мелкое кольцо (Мп1=4.5, L~70 км), вытянутое в субширотном направлении, и проявившееся менее четко глубокое кольцо (Мп2=4.6, l~ 65 км), большая ось которого ориентирована в северо-северо-западном направлении. Эпицентр землетрясения 13.11.1993 находился на границе мелкого кольца, на расстоянии около 20 км от северо-западной области пересечения колец. На рисунке 7 показана сейсмичность в районе к востоку от зоны, рассмотренной в предыдущем случае, в период 01.01.1973 – 01.01.2009.

Из рисунка 7 видно, что в этом районе южной Камчатки сформировалось мелкое кольцо (Мп1=5.3, L~85 км), ориентированное в направлении на северо-восток, и глубокое кольцо (Мп2=4.8, l~ 55 км), вытянутое в направлении на северо-северо-восток. Глубокое кольцо пересекает северо-восточный край мелкого.

На рисунке 8 показаны сейсмические структуры, расположенные дальше на север, в районе между 52º и 53.5º N.

Здесь к началу 2009 г. образовалось почти круговое мелкое кольцо (Мп1=5.5, L~95 км) и к северу от него небольшое глубокое (Мп2=5.2, l~ 45 км), ориентированное в направлении на северо-запад. Кольца касаются друг друга в районе ~52.9º N, к югу от Шипунского полуострова. Рисунок 9 иллюстрирует характеристики сейсмичности в еще более северном районе, ограниченном координатами 52-54º N, 159-163º E.

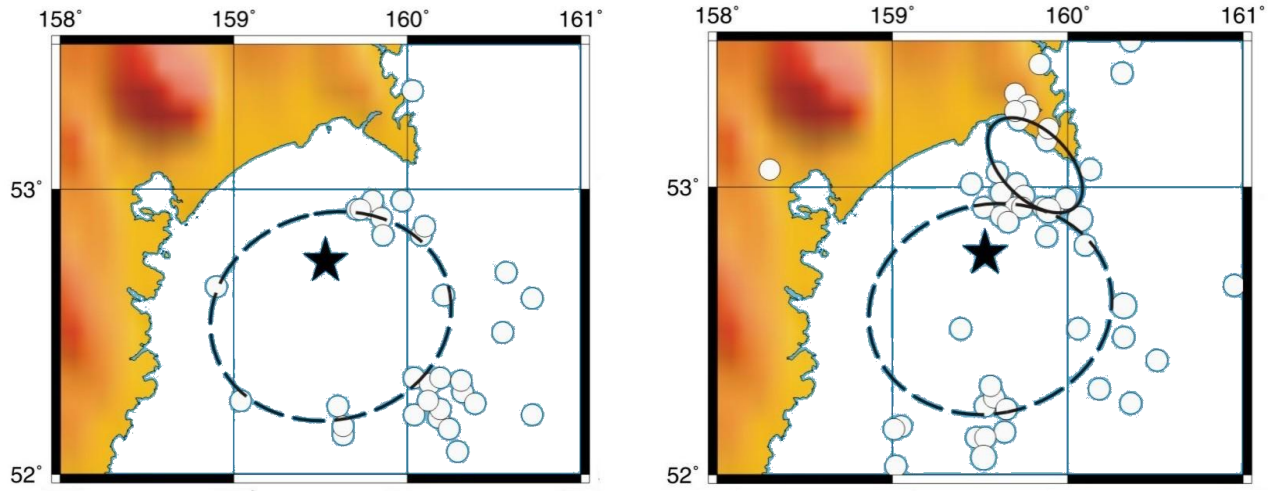


Кружок малый – (5.3≤ M<6.5); большой – M≥6.5 — Кружок малый – (4.8≤ M<6.0)

а – (0 – 33) км — **б** – (34 – 70) км

Звездочка – эпицентр землетрясения 13.11.1993. Остальные обозначения – на рисунке 1

Рисунок 7. Кольцевая сейсмичность в районе южной Камчатки на различных глубинах

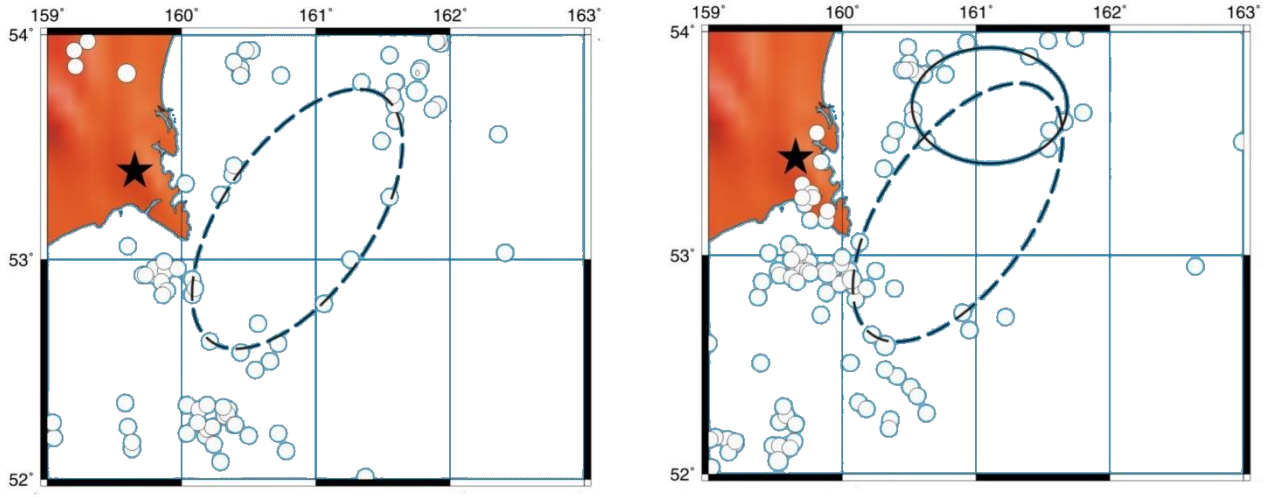


Кружок: малый – (5.5≤ M<6.5); большой – M≥6.5 — Кружок; малый – (5.2≤ M<6.5); большой - M≥6.5

а – (0 – 33) км — **б** – (34 – 70) км

Звездочка – эпицентр Камчатского землетрясения 04.11.1952. Остальные обозначения – на рисунке 1

Рисунок 8. Кольцевая сейсмичность в районе южной Камчатки на различных глубинах



Кружок: малый – (5.3≤ M<6.5); большой - M≥6.5

а – (0 – 33) км

Кружок малый – (5.0≤ M<6.0)

б – (34 – 70) км

Звездочка – эпицентр землетрясения 03.02.1923. Остальные обозначения – на рисунке 1

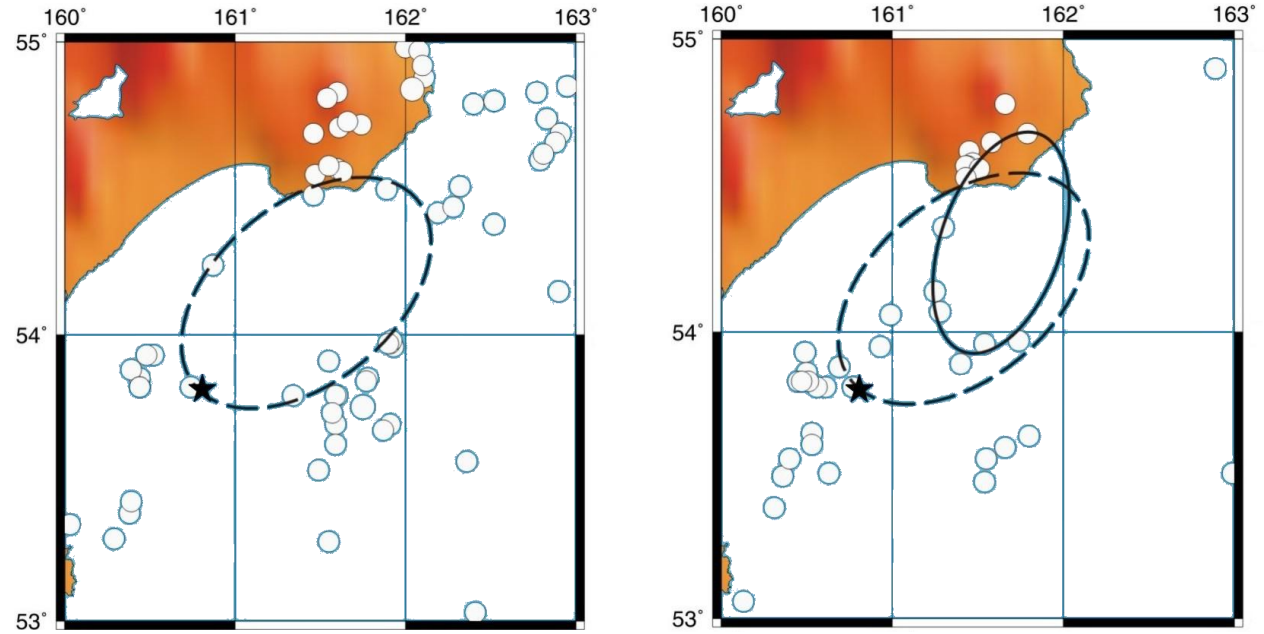
Рисунок 9. Кольцевая сейсмичность в районе южной Камчатки на различных глубинах

Здесь сформировались довольно протяженное мелкое кольцо (Мп1=5.3, L~150 км), вытянутое параллельно глубоководному желобу, и глубокое (Мп2=5.0, l~80 км), субширотной ориентации. Структуры пересекаются на северо-восточном краю мелкого кольца. Следует отметить, что на западе мелкое кольцо касается и другого глубокого кольца (рисунок 8).

На рисунке 10 показаны сейсмические структуры в районе центральной Камчатки, между 53º и 55º N.

Здесь выделяются мелкое кольцо (Мп1=5.3, L~110 км), ориентированное в северо-восточном направлении, и глубокое кольцо (Мп2=5.0, l~90 км), вытянутое субмеридионально. Следует отметить, что глубокое кольцо к 01.01.2009 проявилось менее четко, чем мелкое. Кольца пересекаются на севере в районе Кроноцкого полуострова.

На рисунке 11 представлена характеристика сейсмичности в районе между 54º и 55.5º N, сформировавшейся в период 01.01.1973 - 04.12.1997, перед Кроноцким землетрясением 05.12.1997 (Mw=7.8).



Кружок: малый – (5.3≤ M<6.5); большой - M≥6.5.

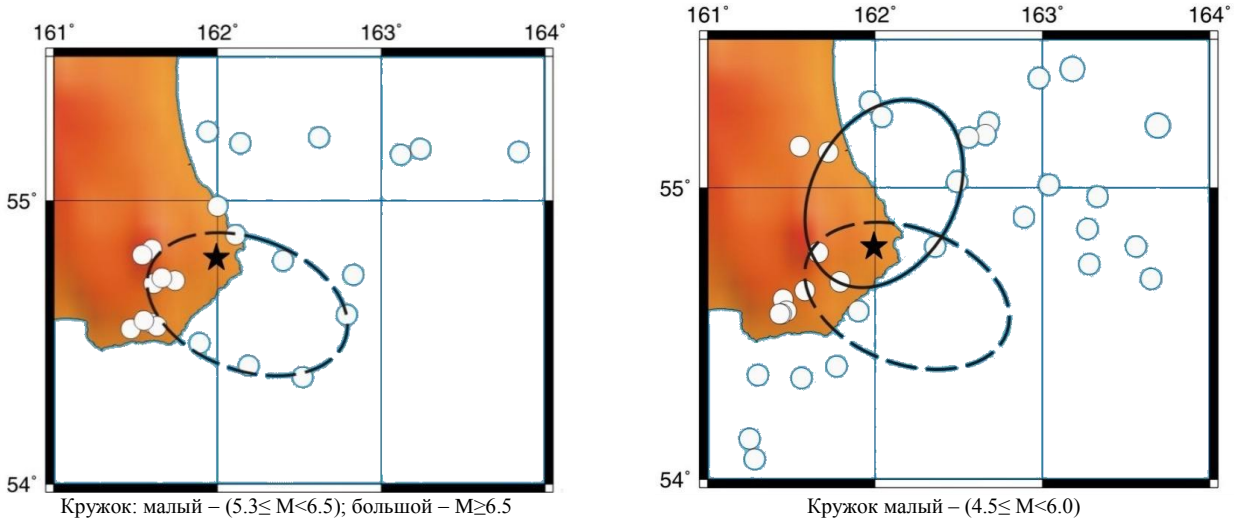
а – (0 – 33) км

Кружок малый – (5.0≤ M<6.0)

б – (34 – 70) км

Остальные обозначения – на рисунке 1

Рисунок 10. Кольцевая сейсмичность в районе центральной Камчатки на различных глубинах



Кружок: малый – (5.3≤ M<6.5); большой – M≥6.5 | Кружок малый – (4.5≤ M<6.0)

а – (0 – 33) км | **б** – (34 – 70) км

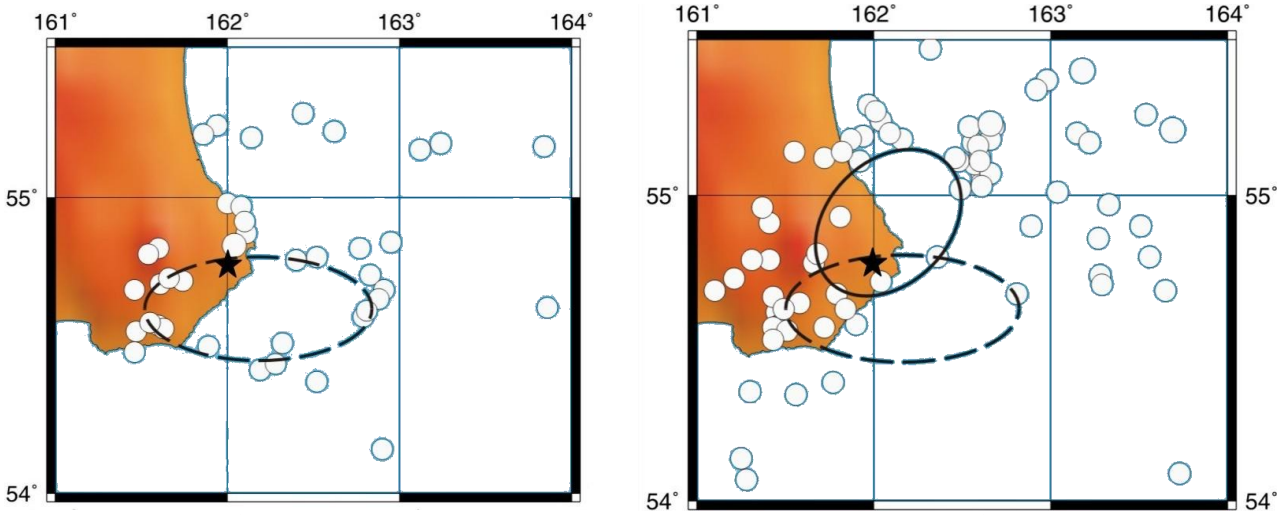
Остальные обозначения – на рисунке 1

Рисунок 11. Кольцевая сейсмичность перед Кроноцким землетрясением 05.12.1997 (Mw=7.8) в районе центральной Камчатки на различных глубинах

В данном случае хорошо проявилось мелкое кольцо (Мп1=5.3, L~ 85 км), вытянутое в запад-северо-западном направлении, и менее четко – глубокое кольцо (Мп1=4.5, l~75 км), ориентированное почти нормально к мелкому. Кольца пересекаются также в районе Кроноцкого полуострова. Следует отметить, что эпицентр Кроноцкого землетрясения находился на расстоянии ~25 км от обеих областей пересечения кольцевых структур. Через 11 лет, как это следует из рисунка 12, картина поля сейсмичности заметно изменилась.

Сформировалось более четко выраженное мелкое кольцо - практически той же длины, но относительно более узкое, ориентированное субширотно. На границу этого кольца как раз и приходится эпицентр Кроноцкого землетрясения. Более ярко оконтурено и глубокое кольцо (Мп2=4.5, l~ 60 км). Обращает на себя внимание, что области пересечения колец остались практически в тех же местах (рисунки 11, 12).

На рисунке 13 показаны структуры сейсмичности к югу от Камчатского полуострова, в районе между 55º и 56.5º N.

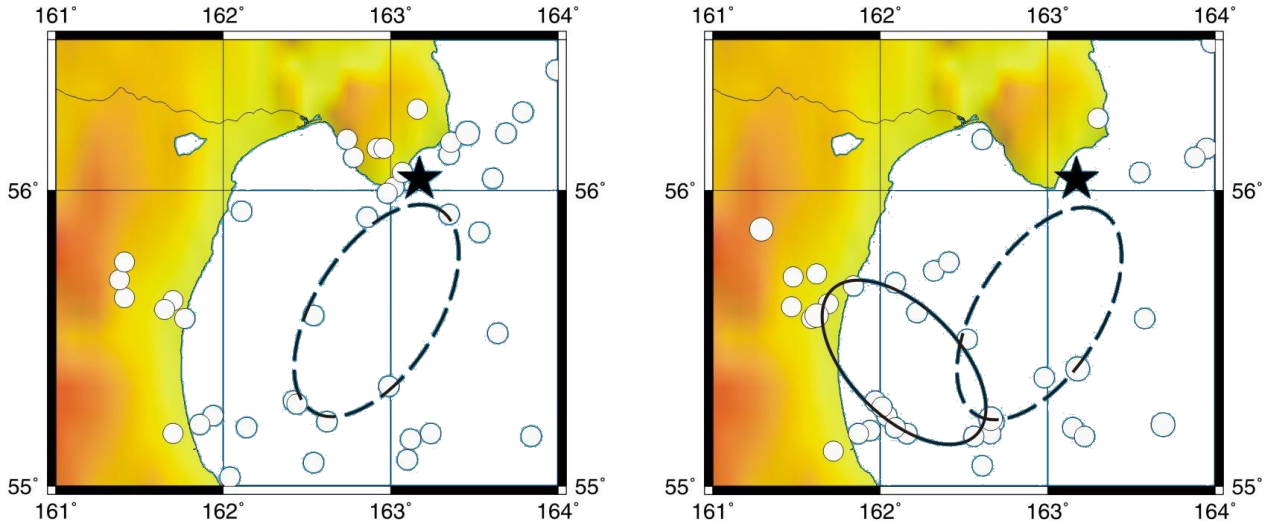


Кружок малый – (5.3≤ M<6.5); большой – M≥6.5 | Кружок малый – (4.5≤ M<6.0)

а – (0 – 33) км | **б** – (34 – 70) км

Остальные обозначения – на рисунке 1

Рисунок 12. Кольцевая сейсмичность в районе центральной Камчатки на глубинах



а – (0 – 33) км **б** – (34 – 70) км

Звездочка – эпицентр землетрясения 15.12.1971. Остальные обозначения – на рисунке 1

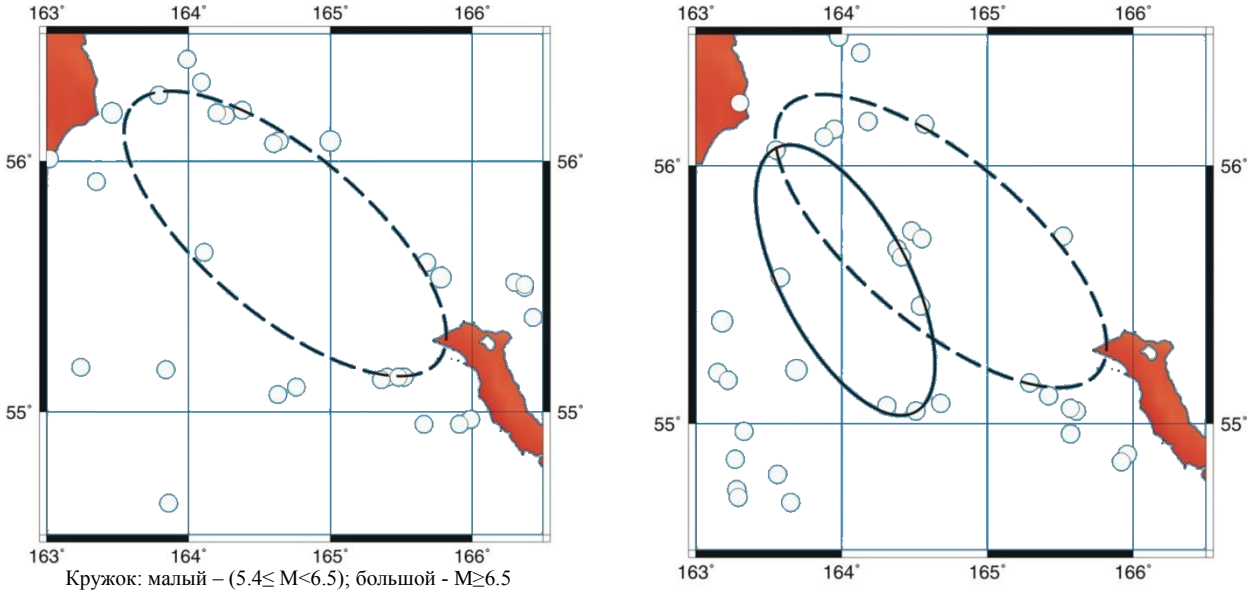
Рисунок 13. Кольцевая сейсмичность в районе центральной Камчатки на различных глубинах

Видно, что здесь проявилось мелкое кольцо (Мп1=5.0, L~85 км), ориентированное в северо-восточном направлении. На его границу приходится эпицентр Усть-Камчатского землетрясения 15.12.1971 (Mw=7.8). Глубокое кольцо выражено более четко (Мп2=4.7, l~75 км), оно вытянуто в направлении на северо-запад. Оба кольца пересекаются примерно в области 162.5º E.

Рисунок 14 иллюстрирует характеристики сейсмичности на стыке Курило-Камчатской и Алеутской дуг, в районе между Камчатским полуостровом и Командорскими островами.

Здесь выделяется длинное мелкое кольцо (Мп1=5.4, L~ 180 км), вытянутое в северо-западном направлении, а также глубокое кольцо (Мп2=4.7, l~ 130 км), ориентированное в направлении на северо-северо-запад. Координаты областей пересечения колец - ~55.3º и 56.1º N.

На рисунке 15 показаны выявленные кольцевые сейсмические структуры для всего района Курило-Камчатской дуги.

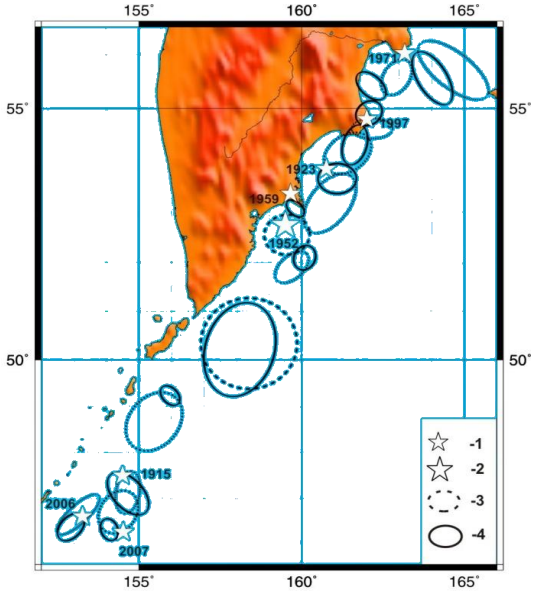


Кружок: малый – (5.4≤ M<6.5); большой - M≥6.5

а – (0 – 33) км **б** – (34 – 70) км

Остальные обозначения – на рисунке 1

Рисунок 14. Кольцевая сейсмичность на стыке Курило-Камчатской и Алеутской дуг на различных глубинах



Эпицентры сильных и сильнейших землетрясений:
1 - (7.8≤Mw≤8.5); 2 – Mw=9.0 (указаны годы этих событий).
3 – мелкие кольца, 4 – глубокие кольца

Рисунок 15. Район Курило-Камчатской дуги. Кольцевая сейсмичность на глубинах 0-33 км и 34-70 км

Из картины на рисунке 15 следует, что выделенные мелкие и глубокие кольца заполняют полосу от 46º до 56.5º N, пересекаясь, или касаясь друг друга. Пробелы между кольцами наблюдаются только в очаговой зоне землетрясения 1952 г. и к югу от нее, между 48º и 51.5º N.

Оценка магнитуд возможных землетрясений в районах Курил и Камчатки. Для оценки энергии землетрясений, которые могут произойти в районах кольцевых структур, использован специальный подход, основанный на сопоставлении между собой данных, полученных для исследуемого района и для района Суматры [3]. В [3] показано, что размеры мелких и глубоких колец, а также величины Mп1 и Mп2 существенно растут с увеличением магнитуды Mw. Для серии землетрясений 2000 - 2008 гг. в районе Суматры (Mw=7.0-9.0) получены следующие зависимости величин L, l, а также Mп1 и Mп2 от магнитуды главных событий Mw (с достаточно высокими коэффициентами корреляции):

$$\lg L\ (км) = 0.51\ Mw - 1.88 \quad (1)$$

$$\lg l\ (км) = 0.37\ Mw - 1.04 \quad (2)$$

$$Mп1 = 1.92 + 0.38\ Mw \quad (3)$$

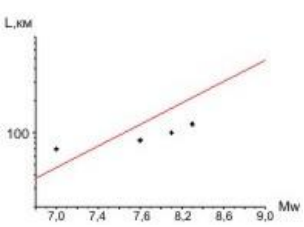
$$Mп2 = -0.02 + 0.60\ Mw \quad (4)$$

На рисунках 16 и 17 на фоне корреляционных зависимостей, полученных для района Суматры [3], приведены данные о величинах указанных параметров для 4 землетрясений из районов Курил и Камчатки, произошедших в 1993 - 2007 гг. (таблица 3).

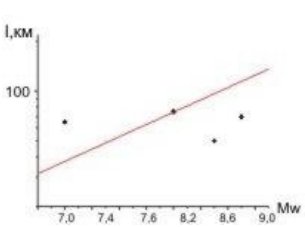
Из рисунков следует, что величины lgL и lgl для этих событий (в диапазоне Mw=7.0 - 8.3) в среднем незначительно отклоняются от корреляционных зависимостей для района Суматры (соответственно на 0.13±0.17 и -0.03±0.20). Величины Mп1 и Mп2 отклоняются от аналогичных зависимостей в среднем на 0.13±0.20 и -0.09±030, соответственно. Учитывая полученный результат, для оценок величин Mw в первом приближении можно использовать выражения (1) и (2), вводя полученные поправки. В таблице 3 указаны средние прогнозные величины Mw для всех рассмотренных зон, где выделены кольцевые структуры, которые варьируются от 7.7 до 8.9.

Таблица 3. Районы Курил и Камчатки. Прогноз величин Mw, Mп1 и Mп2 для зон сейсмических брешей

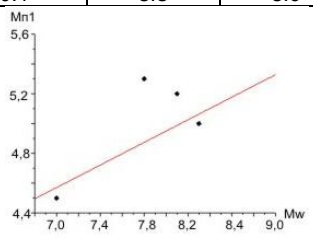
Зона	φº, N	λ, ºE	Mw	Mп1	Mп2	)Mп1	)Mп2
1	46.5-48.0	154-156	8.2±0.3	5.1	4.8	-0.3	-0.6
2	48-50	154-157	7.9±0.4	5.0	4.6	0.4	0.7
3	49-52	157-160	8.9±0.4	5.4	5.2	-0.4	-0.2
4	51.0-52.5	159-161	7.7±0.1	4.9	4.5	0.4	0.3
5	52.0-53.5	158-161	7.7±0.3	4.9	4.5	0.6	0.7
6	52-54	160-162	8.2±0.1	5.1	4.8	0.2	0.2
7	53-55	160-163	8.1±0.1	5.1	4.7	0.2	-0.2
8	54.0-55.5	161-163	7.8±0.1	5.0	4.6	0.3	0.1
9	55.0-56.5	161-164	7.9±0.1	5.0	4.6	0.0	0.1
10	55.0-56.5	163-166	8.5±0.1	5.3	5.0	0.1	-0.3



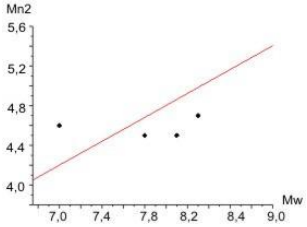
а



б



а – *Mп1*



б – *Mп2*

Прямые – корреляционные зависимости для района Суматры [3]

Рисунок 16. Район Курило-Камчатской дуги. Зависимости величин L (а) и l (б) от Mw

Рисунок 17. Район Курило-Камчатской дуги. Зависимости от магнитуды Mw пороговых величин Mп

Зная величины Mw, по формулам (3) и (4) можно оценить прогнозные значения Мп1 и Мп2, снова вводя в значения этих параметров поправки, указанные выше. В таблице 3 приведены прогнозные оценки величин Мп1 и Мп2, а также отклонения реальных значений от прогнозируемых ()Мп1 и)Мп2), которые показывают, что для двух зон (2 и 5, таблица 3) наблюдаются очень высокие величины)Мп1 и)Мп2 (соответственно: 0.4; 0.7 и 0.6; 0.7). Следует отметить, что обе зоны находятся на границах очага Камчатского землетрясения 1952 г. (прогнозные величины Mw для них равны соответственно 7.9±0.4 и 7.7±0.3). Кроме того, северная зона 5 примерно соответствует очагу землетрясения 1841 г. (M~8.4). Еще одна зона (4, таблица 3) с относительно высокими величинами)Мп1 и)Мп2 (соответственно 0.4 и 0.3) находится в северной части очага Камчатского землетрясения 1952 г. В то же время самой южной зоне (зона 1, таблица 3) на границе очагов 2006 и 2007 гг., соответствуют большие отрицательные значения)Мп1 (-0.3) и)Мп2 (-0.6). Значительные отрицательные величины пороговых значений магнитуд наблюдаются также для зоны 3, которая расположена в центральной части очага 1952 г. – (-0.4) и (-0.2), соответственно. Конечно, из-за малого количества данных для очаговых зон прошедших сильных землетрясений районов Курил и Камчатки указанные величины следует рассматривать в качестве первого приближения, особенно для двух зон, где получены оценки магнитуды Mw>8.3.

ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ полученных данных показывает, что в районах Курил и Камчатки, как и в других зонах субдукции [1 - 3], широко развиты кольцевые структуры сейсмичности в двух диапазонах глубин. Для ранее изученных зон субдукции было отмечено, что появление кольцевых структур, скорее всего, связано с миграцией мантийных флюидов, отражающей эффект самоорганизации геодинамических процессов и приводящей, в конечном счете, к уменьшению потенциальной энергии Земли. Опубликованные в последние годы данные разных авторов свидетельствуют о том, что флюиды в нижней коре и верхах мантии играют очень важную роль в подготовке сильных землетрясений [6 - 9].

Наибольший объем данных по кольцевой сейсмичности ранее был получен для района Суматры, где за последние 9 лет произошло 10 землетрясений с Mw =7.0-9.0 [3]. Перед этими событиями ярко проявились кольца сейсмичности, размеры которых варьировались от 35 до 700 км (для мелких колец) и от 30 до 200 км (для глубоких колец). Важно отметить, что эпицентры сильных землетрясений, как правило, располагались вблизи областей пересечения или касания колец. Кроме того, в районе Суматры выделены кольца сейсмичности в зонах сейсмических брешей, где более 100 лет не было сильных событий с M>7.7.

Данные, полученные для районов Центральных Курил и Камчатки показали, что перед четырьмя сильными землетрясениями, произошедшими в 1993 - 2007 гг., также образовались кольцевые структуры сейсмичности в двух диапазонах глубин. Интересно, что эпицентры сильных землетрясений во всех четырех случаях располагались вблизи от областей пересечения мелких и глубоких колец. Вместе с тем, перед землетрясением 15.01.2009 области пересечения колец располагались достаточно далеко от эпицентра этого события. Кроме того, в южной зоне (1) величины Мп1 и Мп2 резко занижены относительно прогнозного значения Mw (с учетом установленных поправок). Это позволяет предполагать, что землетрясение 15.01.2009 было форшоком более сильного события, которое готовится в этой зоне. Скорее всего, событие 15.01.2009 было инициировано ростом напряжений после двух сильных землетрясений с Mw>8.0 [10]. В связи с этим перед ним не успели сформироваться кольца сейсмичности, которые отражают процесс подъема флюидов [1 - 3].

Важно отметить, что кольца сейсмичности к началу 2009 г. сформировались в зонах сейсмических брешей в районах северных Курил и Камчатки. Полученные оценки величин)Мп1 и)Мп2 могут служить мерой интенсивности подъема мантийных флюидов в соответствующих зонах [3]. Поднявшись в кору, мантийные флюиды существенно снижают трение на формирующемся разрыве и, в конечном счете, приводят к подвижке при землетрясении [11]. Таким образом, благодаря данным о величинах)Мп1 и)Мп2 можно судить о степени подготовленности сильного землетрясения в данной зоне. (В связи с этим отметим, что первое сильное землетрясение 04.06.2000 (Mw=7.9) из серии событий 2000 - 2008 гг. в районе Суматры характеризовалось резко завышенными значениями)Мп1 и)Мп2 - соответственно ~0.6 и 0.8 [3]). Учитывая это, можно провести сопоставление данных, полученных при настоящих исследованиях, с долгосрочным прогнозом, сделанным С.А.Федотова и др. авторами для района Курило-Камчатской дуги [4].

Как отмечалось выше, наиболее высокие величины)Мп1 и)Мп2 получены для зон 2 и 5 (таблица 3) - прогнозные величины Mw для них равны 7.9±0.4 и 7.7±0.3, соответственно. Согласно [4], вероятность возникновения землетрясений с M≥7.7 в этих зонах до ноября 2011 г. довольно высока – 9.8 и 16.4%, соответственно. Полученные здесь и ранее [1 - 3] данные говорят о том, что эпицентры будущих сильных землетрясений, скорее всего, должны располагаться вблизи областей пересечения, или наибольшего сближения колец сейсмичности. В то же время наибольшая вероятность сильного землетрясения за указанный период, по данным [4], соответствует зоне 3 (19.2%), для которой получена максимальная прогнозная величина Mw

(8.9±0.4), и, вместе с тем, отрицательные величины)Мп1 и)Мп2. Данные, полученные в настоящих исследованиях, позволяют предполагать, что сильнейшее землетрясение в этой зоне в ближайшие годы менее вероятно, чем сильные события в зонах 2 и 5 (и, в меньшей степени, в зоне 4).

В [5] путем анализа данных GPS и гравиметрии выделены области наибольшего сцепления (coupling) погружающейся тихоокеанской плиты в районе Камчатки. По этим данным, максимальное сцепление, которое обычно соответствует областям подготовки сильных землетрясений, наблюдается непосредственно к югу от Шипунского полуострова. Этот район совпадает с зоной 5, для которой, по данным о кольцевых структурах, прогнозируется наибольшая вероятность сильного землетрясения в ближайшие годы. Следует отметить, что участок зоны субдукции шириной ~100 км к югу от 53° N соответствует области наибольшего выделения сейсмического момента при землетрясении 1952 г. [12]. В то же время, по данным [5], слабое сцепление наблюдается в районе северных Курил, между 48º и 49.5º N; однако этот вывод не согласуется с высокими величинами)Мп1 и)Мп2, свидетельствующими об активных процессах подготовки сильного сейсмического события в зоне 2.

ЛИТЕРАТУРА

1. Копничев, Ю.Ф. Кольцевая сейсмичность в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в зонах субдукции / Ю. Ф. Копничев, И. Н. Соколова // Докл. АН, 2009. – Т.421. – № 4.
2. Копничев, Ю.Ф. Характеристики кольцевой сейсмичности в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в зонах субдукции / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2009. – Вып. 1.
3. Копничев, Ю.Ф. Кольцевая сейсмичность в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в районе Суматры / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2009. – Вып.3.
4. Федотов, С.А. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на 2006 – 2011 гг. и успешный прогноз Средне-Курильского землетрясения 15.11.2006 г., Ms=8.2 / С.А. Федотов, А.В. Соломатин, С.Д. Чернышев // Вулканология и сейсмология. – 2007. – № 3, – С. 3 – 25.
5. Burgmann R., Kogan M., Steblov G., Hilley G., Levin V. et al. Interseismic coupling and asperity distribution along the Kamchatka subduction zone. J. Geophys. Res. 2005. V. 110. B07405. doi: 10.1029/2005JB003648.
6. Umeda, K. Helium isotopes as geochemical indicators of a serpentinized fore-arc wedge / K. Umeda, McCrank, A. Ninomiya // J. Geophys. Res. 2007. V.112. B10206. doi: 10.1029/2007JB005031.
7. Копничев, Ю.Ф. Характеристики сейсмичности и поля поглощения S-волн в районе очага Суматринского землетрясения 26 декабря 2004 г. / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН., 2008. – Т. 422. – № 5. – С. 672 – 676.
8. Копничев, Ю.Ф. О природе кольцевой сейсмичности перед сильными землетрясениями: связь с мантийными флюидами / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Сб. докладов. Бишкек, 2008. – С. 331 – 335.
9. Yamasaki, T. Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab / T.Yamasaki, T. Seno // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. N B4. doi: 10.1029/2002JB001918.
10. Sorensen, M. Continued earthquake hazard in Northern Sumatra / M. Sorensen, K. Atakan // EOS, Transactions, AGU. 2008. – V.89. N 1. – P. 133 – 134.
11. Gold, T. Fluid ascent through the solid lithosphere and its relation to earthquakes / T.Gold, S. Soter // Pageoph. 1984/1985. – V. 122. – P. 492 – 530.
12. Johnson, J. Asperity distribution of the 1952 great Kamchatka earthquake and its relation to future earthquake potential in Kamchatka / J. Johnson, K. Satake // Pure Appl. Geophys. 1999. – V. 154. – P. 541 – 553.

КУРИЛ АРАЛДАРЫ МЕН КАМЧАТКА АУДАНДАРЫНДА ТЕРЕНДІГІНІҢ ӘР АУҚЫМДАРЫНДА САҚИНАЛЫ СЕСМИКАЛЫЛЫҒЫНЫҢ СИПАТТАМАЛАРЫ

[1,2)]Копничев Ю.Ф., [1)]Соколова И.Н.

[1)]ҚР ҰЯО Геофизикалық зерттеулер институты, Алматы, Қазақстан
[2)]РҒА О. Ю. Шмидт атындағы Жер физикасы институты, Мәскеу, Ресей

1993 - 2007 ж.ж. болған Mw=(7.0-8.3) қатты және өте қатты жерсілкінулер алдында Курил аралдарының орталық, солтүстік және Камчатканың аудандарында 0 - 33 және 34 - 70 км. терендіктер ауқымында, сондай-ақ сейсмикалық қуыстар зоналарында сейсмикалығының сипаттамалары талдануда. Терендіктің екі ауқымына да сейсмикалылығының сақиналы құрылымдары айқындалған. Суматра ауданымен ұқсастығы бойынша, сейсмикалылықтың сақиналарының мөлшерлері туралы деректерін талдау негізінде, сейсмикалық қуыстар зоналарында дайындалудағы жерсілкінулердің магнитудаларын болжамды бағалауы жасалған. Осы деректерін басқа авторлардың ұзақ мерзімді болжамдарымен салыстыруы жүргізілген.

CHARACTERISTICS OF THE RING-SHAPED SEISMICITY IN DIFFERENT DEPTH RANGES IN THE REGIONS OF KURILS AND KAMCHATKA

[1,2)]Yu.F. Kopnichev, [2)]I.N. Sokolova

[1)]Institute of the Earth Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[2)]Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan

The paper presents analysis results of seismicity characteristics in the regions of central, northern Kurils and Kamchatka in depth ranges of 0 - 33 and 34 - 70 km prior to large and great earthquakes Mw=(7.0-8.3), occurred in 1993 - 2009, and also in seismic gap zones. Ring-shaped seismicity structures were picked out in both depth ranges. It was shown, that epicenters of major earthquakes usually were located near areas of crossing or maximum rapprochement of the ring-shaped structures. By analogy with Sumatra region prognostic estimates of preparing earthquake magnitudes in seismic gap zones, based on the data on sizes of the seismicity rings were obtained. Zones of seismicity gaps, in which large earthquakes are most probable in the nearest years, were picked out. A comparison of these data with long-term predictions of other authors was conducted.

УДК 550.34

ХАРАКТЕРИСТИКИ КОЛЬЦЕВОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЗНЫХ ДИАПАЗОНАХ ГЛУБИН В РАЙОНЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЯПОНИИ

[1,2)]Копничев Ю.Ф., [1)]Соколова И.Н.

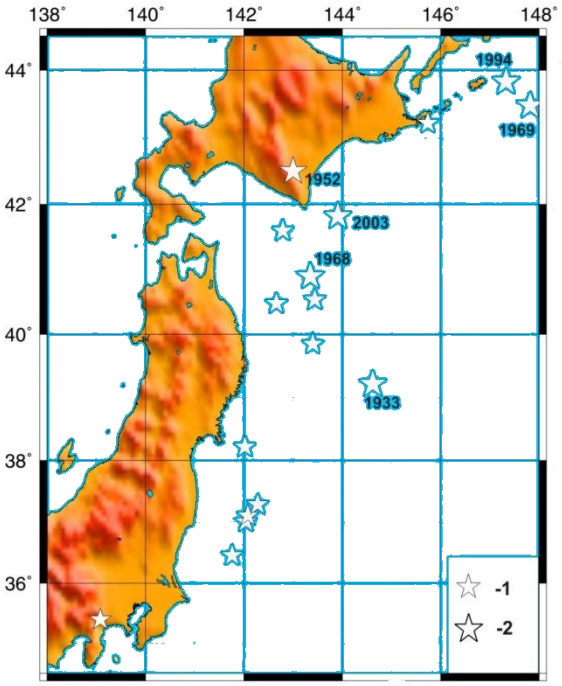
[1)]Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан
[2)]Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Приводятся результаты анализа сейсмичности в районе северо-восточной Японии для диапазонов глубин 0 - 33 и 34 - 70 км перед сильными и сильнейшими землетрясениями с Mw= (7.0 - 8.3), произошедшими в 1989 - 2008 гг., а также в зонах сейсмических брешей. Показано, что эпицентры главных землетрясений находились вблизи областей пересечения или наибольшего сближения выделенных кольцевых структур сейсмичности. По аналогии с районами Суматры и Камчатки и на основании анализа данных о пороговых значениях магнитуд в районах кольцевых структур сейсмичности получены прогнозные оценки магнитуд готовящихся землетрясений в зонах сейсмических брешей. Выделены зоны сейсмических брешей, в которых наиболее вероятны сильные землетрясения в ближайшие годы.

Ранее было показано, что в зонах субдукции перед сильными и сильнейшими землетрясениями формируются кольцевые структуры сейсмичности [1 - 4]. В статье рассматриваются характеристики сейсмичности в районе северо-восточной Японии с целью выделения областей подготовки новых сильных землетрясений и оценки их энергии. Для сравнения анализируются также некоторые данные о сейсмичности в районе южных Курил.

ИСТОРИЧЕСКАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ

В рассматриваемом районе (между 34.5° и 44.5° N) начиная с 1900 г. произошел ряд сильных землетрясений с Mw≥7.7: 01.09.1923 г. (Mw=7.9); 09.03.1931 г. (7.7); 04.03.1952 г.(8.1); 02.03.1933 г. (8.4); 23.05.1938 г. (7.7); 05.11.1938 г. (7.9 и 7.8); 06.11.1938 г. (7.7); 20.03.1960 г. (7.8); 16.05.1968 г. (8.3 и 7.8); 11.08.1969 г. (8.2); 12.06.1978 г. (7.7); 04.10.1994 г. (8.3); 29.12.1994 (7.8); 25.09.2003 г. (8.3) - (таблица 1, рисунок 1). В отличие от других районов - Суматры [1-3] и Камчатки [4], - здесь в течение 110 лет не было землетрясений с Mw>8.4. Интересно, что все землетрясения с Mw≥8.0 произошли к северу от параллели 39° N. Большинство землетрясений имели механизмы типа надвига, характерного для зон субдукции [5]. В то же время землетрясение Санрику-оки (1933 г.) было сильнейшим из сбросов, произошедших на земном шаре начиная с 1900 г. [5].



Эпицентры сильных землетрясений: 1 - Mw=(7.7 - 7.9); 2 – Mw=(8.1 - 8.4). Годы указаны для событий с Mw>8.0

Рисунок 1. Сильные землетрясения в районе северо-восточной Японии с 1900 г.

Таблица 1. Сильные землетрясения в районах северо-восточной Японии и южных Курил (зоны субдукции)

Дата	φ°, N	λ°, E	h,км	Mw	Дата	φ°, N	λ°, E	h,км	Mw
01.09.1923	35.4	139.08	35	7.9	16.05.1968	40.9	143.35	26	8.3
09.03.1931	40.48	142.66	35	7.7	16.05.1968	41.6	142.79	11	7.8
02.03.1933	39.22	144.62	35	8.4	11.08.1969	43.48	147.82	46	8.2
23.05.1938	36.46	141.76	35	7.7	17.06.1973	43.22	145.74	44	7.8
05.11.1938	37.01	142.04	35	7.9	12.06.1978	38.22	142.02	53	7.7
05.11.1938	37.11	142.08	35	7.8	04.10.1994	43.83	147.33	33	8.3
06.11.1938	37.29	142.28	35	7.7	28.12.1994	40.54	143.44	16	7.8
04.03.1952	42.5	143	43	8.1	29.09.2003	41.82	143.91	13	8.3
20.03.1960	39.85	143.4	35	7.8	--	--	--	--	--

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Изучение характеристик сейсмичности района северо-восточной Японии, расположенного между 34.5º и 44.5° N, проведено для двух диапазонов глубин: 0 - 33 и 34 - 70 км (рисунок 1, таблица 1). Использованы каталоги землетрясений NEIC (National Event Information Center, каталог Геологической службы США) с 01.01.1973. Проанализированы данные о землетрясениях, произошедших в окрестностях будущих очаговых зон, с магнитудами M≥Mп1 и M≥Mп2, где значения пороговых магнитуд Mп1, Mп2 – для первого и второго диапазона глубин землетрясений, соответственно, варьировались от 3.9 до 5.1 (таблица 2).

Изучены события во временном интервале с 01.01.1973 до дня, предшествовавшего главному событию. Отобраны и обработаны данные о сейсмичности района перед семью сильными и сильнейшими землетрясениями с Mw=7.0 - 8.3 (таблица 2). Кроме того, изучены характеристики сейсмичности в нескольких зонах сейсмических брешей, где в течение многих десятков лет не было землетрясений с Mw≥8.0 (для этих зон рассматривались события с 01.01.1973 до 01.07.2009).

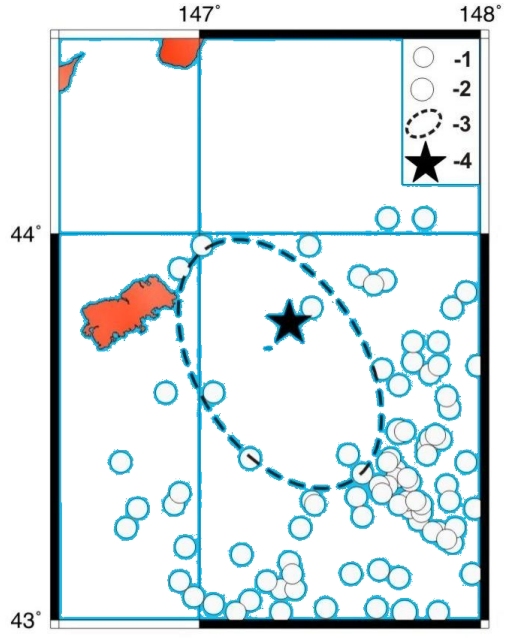
АНАЛИЗ ДАННЫХ

Остров Хоккайдо. Рисунок 2 иллюстрирует характеристики сейсмичности перед Шикотанским землетрясением 04.10.1994 г.

Из рисунка 1 и таблицы 2 видно, что перед Шикотанским землетрясением образовалась кольцевая структура сейсмичности на глубинах 0 – 33 км (Mп1=5.0, L~80 км) и почти совпадающая с ней кольцевая структура - на глубинах 34 – 70 км (Mп2=5.1, l~80 км). Обе они вытянуты в северо-западном направлении. Далее, для краткости, следуя [2], кольца, сформировавшиеся в первом диапазоне глубин, названы «мелкими», а во втором – «глубокими». Эпицентр Шикотанского землетрясения находился на расстоянии ~15 км от северо-восточной области пересечения колец.

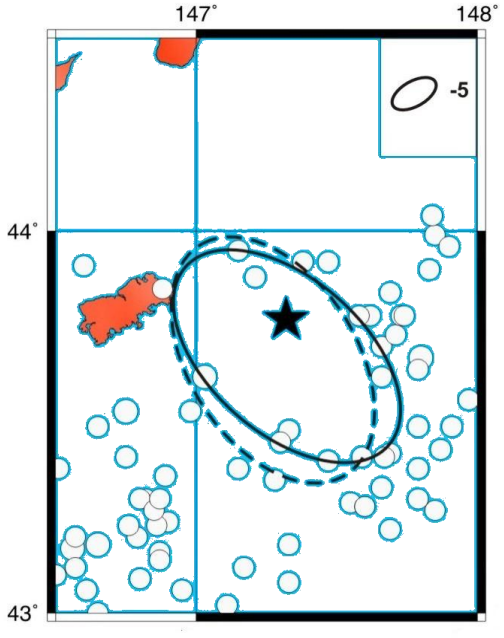
Таблица 2. Характеристики выявленных кольцевых структур перед сильными и сильнейшими землетрясениями в районах северо-восточной Японии и южных Курил

N	Дата	φ°, N	λ°, E	h, км	Mw	Mп1	L, км	Mп2	l, км
1	01.11.1989	39.92	142.79	29	7.4	4.0	100	4.0	95
2	04.10.1994	43.83	147.33	33	8.3	5.0	80	5.1	80
3	28.12.1994	40.54	143.44	16	7.8	4.4	130	4.4	85
4	25.09.2003	41.82	143.91	13	8.3	5.0	85	5.0	40
5	31.10.2003	37.81	142.62	10	7.0	4.0	30	4.0	40
6	28.11.2004	43.01	145.12	39	7.0	4.0	65	3.9	40
7	19.07.2008	37.55	142.21	22	7.0	4.0	55	4.0	40
Примечание: L, l – длины больших осей колец сейсмичности для 1 и 2 диапазона глубин соответственно									



Магнитуды землетрясений: 1 – (5.0≤M<6.5); 2 – M≥6.5; 3 - мелкое кольцо; 4 – эпицентр главного события

а – (0-33) км



1 – (5.1≤M<6.5), 5 – глубокое кольцо. Остальные обозначения – на рисунке 1

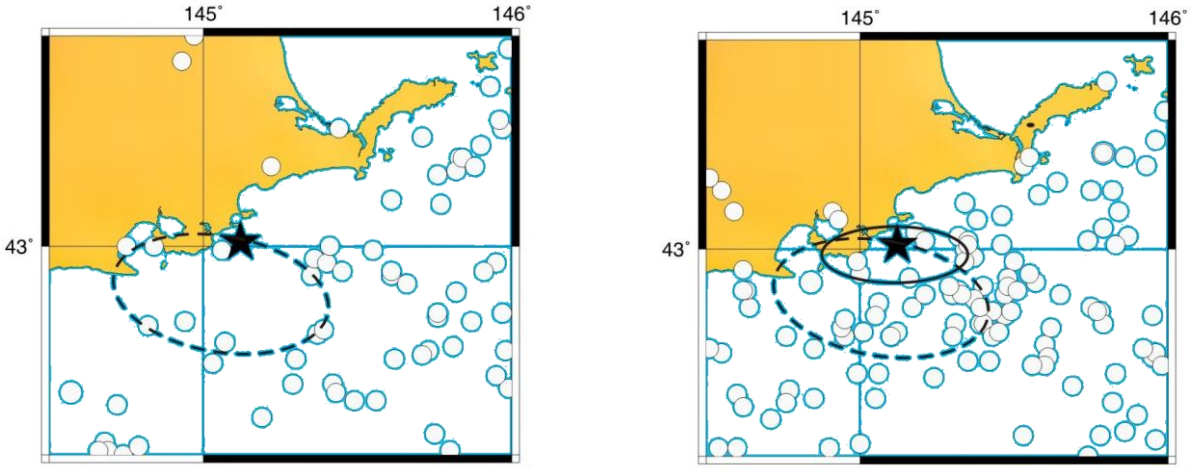
б – (34-70) км

Рисунок 2. Кольцевая сейсмичность перед Шикотанским землетрясением 04.10.1994 г. на различных глубинах

На рисунке 3 представлены данные о сейсмичности района у юго-восточной границы о. Хоккайдо перед землетрясением 28.11.2004 г. (Mw=7.0).

В данном случае сформировались пересекающиеся кольцевые структуры: мелкая (Мп1=4.0, L~65 км), вытянутая в субширотном направлении, и глубокая узкая (Мп2=3.9, l~40 км), ориентированная почти параллельно мелкой. Эпицентр землетрясения с Mw=7.0 находился на расстоянии ~15 км от северо-западной области пересечения колец. В [2] были проанализированы характеристики сейсмичности в районе очага сильного землетрясения 25.09.2003 г. (Mw=8.3), произошедшего к югу от о. Хоккайдо. Здесь образовались кольцевые структуры: мелкая, вытянутая в северо-восточном направлении (Мп1=5.0, L~85 км), и расположенная внутри нее глубокая (Мп2=5.0, l~40 км, таблица 2). Эпицентр сильного события находился на расстоянии ~20 км от области касания колец.

Остров Хонсю. На рисунке 4 показаны характеристики сейсмичности перед землетрясением 28.12.1994 г. (Mw=7.8) к востоку от о.Хонсю. Выделены кольцевые структуры: мелкая (Мп1=4.4, L~130 км) и внутри нее узкая глубокая (Мп2=4.4, l~85 км), ориентированные в северо-восточном направлении. Эпицентр сильного землетрясения находился практически в области касания колец.

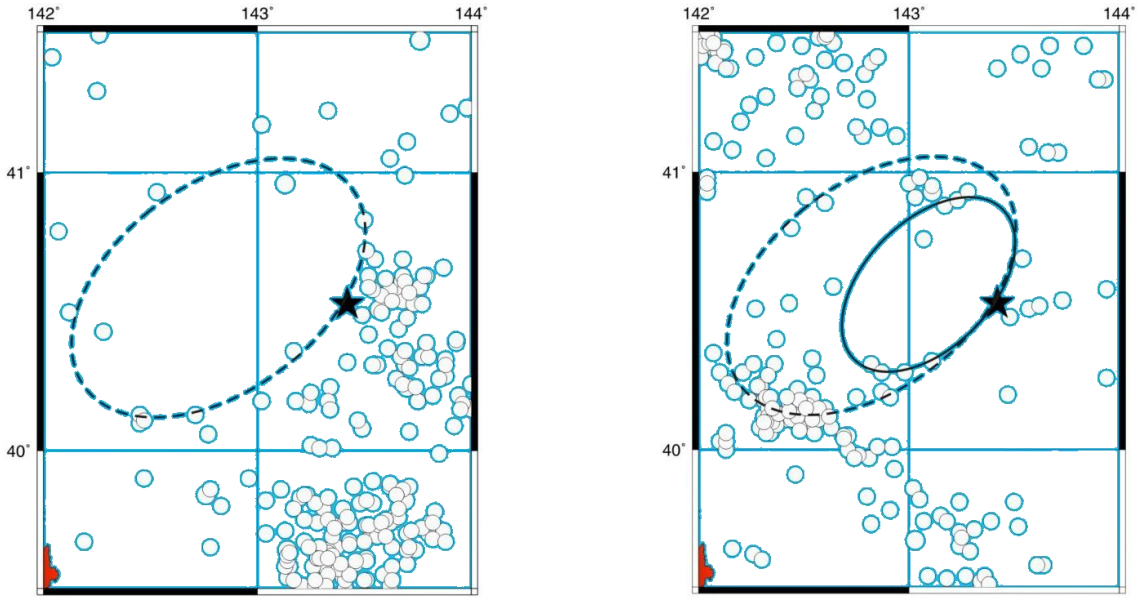


Кружок: малый – (4.0≤M<6.0); большой - M≥6.0
а – (0 – 33) км

Кружок: малый – (3.9≤M<6.0); большой – M≥6.0
б – (34 – 70) км

Остальные обозначения – на рисунке 2

Рисунок 3. Кольцевая сейсмичность перед землетрясением 28.11.2004 г. в районе о. Хоккайдо на различных глубинах



Кружок: малый – (4.4≤M<6.0); большой – M≥6.0
а – (0-33) км

Кружок: малый – (4.4≤M<6.0); большой – M≥6.0
б – (34-70) км

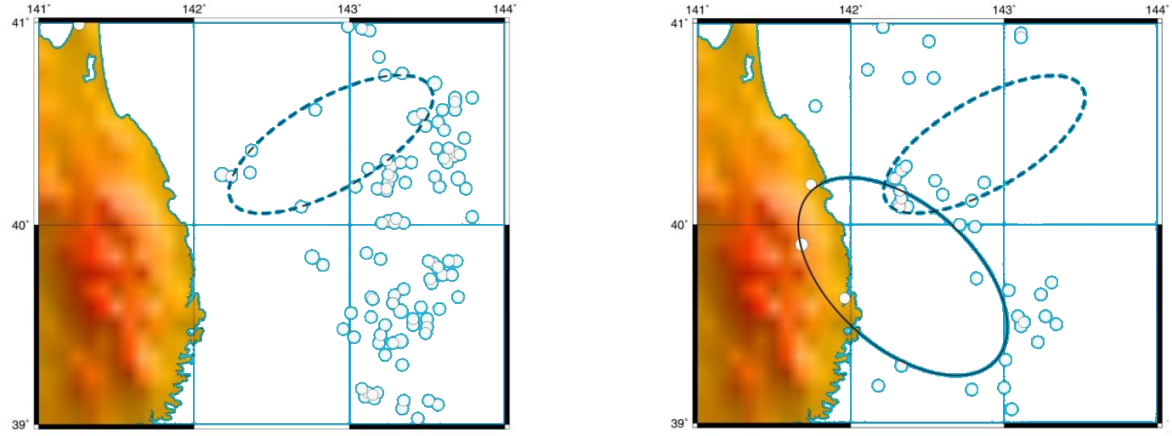
Остальные обозначения – на рисунке 2

Рисунок 4. Кольцевая сейсмичность перед землетрясением 28.12.1994 г. на различных глубинах

Рисунок 5 иллюстрирует данные о сейсмичности за период 01.01.1973-01.07.2009 в районе между 39° и 41° N, к западу от очага землетрясения Санрику-оки 1933г. Здесь сформировались ярко выраженные кольцевые структуры: мелкая (Мп1=5.3, L~130 км), вытянутая в направлении на восток-северо-восток, и относительно большая глубокая (Мп2=5.3, l~140 км), ориентированная в северо-западном направлении. Кольца пересекаются вблизи параллели 40° N, в области наибольшей плотности эпицентров событий с глубинами от 34 до 70 км. Следует отметить, что на границе мелкого кольца располагаются эпицентры достаточно сильных землетрясений, произошедших 28.12.1994 г. (Mw=7.8) и 06.01.1995 г. (Mw=7.0). Для сравнения укажем, что самые сильные события в районах мелких колец перед землетрясениями 04.10.1994 г. и 25.09.2005 г. имели магнитуды 6.4 и 6.3, соответственно.

На рисунке 6 показаны характеристики сейсмичности перед землетрясением 01.11.1989 г. (Mw=7.4). В течение 17 лет в районе сформировались кольцевые структуры: мелкая (Мп1=4.0, L~100 км), вытянутая в северо-восточном направлении, и глубокая (Мп2=4.0, l~95 км), ориентированная субширотно. При этом большая часть площади этих колец попадает внутрь глубокого кольца, описанного выше (рисунок 5). Эпицентр сильного землетрясения (Mw=7.4) находился на расстоянии ~15 км от северо-восточной области пересечения колец.

На рисунке 7 показаны характеристики сейсмичности в районе между 37.5° и 39º N. Здесь в период 01.01.1973-01.07.2009 образовались кольцевые структуры: узкая мелкая (Мп1=5.0, L~95 км) и более широкая глубокая (Мп2=5.0, l~100 км), ориентированные в субмеридиональных направлениях. Кольца пересекаются в районе 143º E. К западу от колец произошло землетрясение Мияги-оки 12.06.1978 г. (таблица 1).

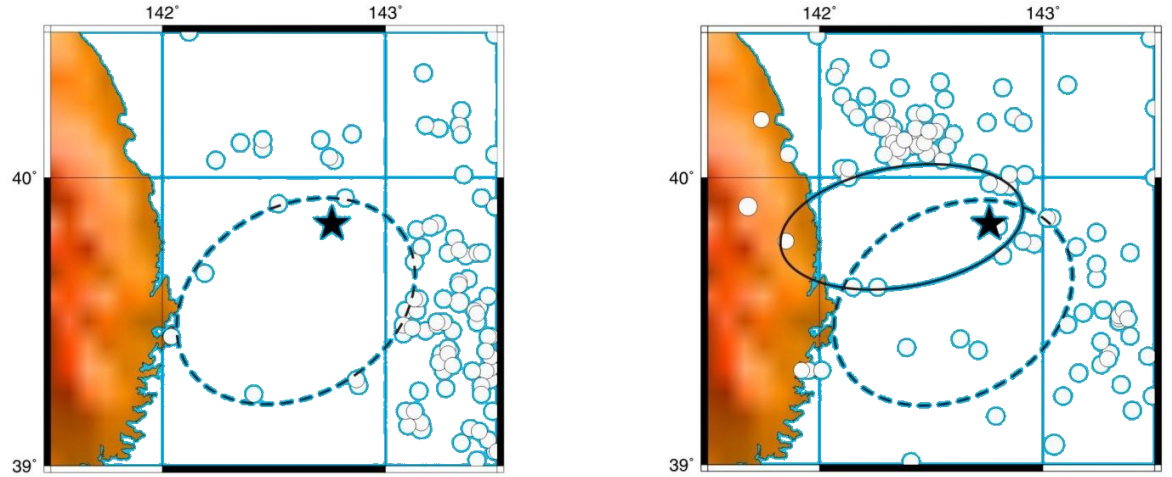


Кружок: малый – (5.3≤M<6.5); большой – M≥6.5
а – (0-33) км

Кружок: малый – (5.3≤M<6.5); большой – M≥6.5
б – (34-70) км

Остальные обозначения – на рисунке 2

Рисунок 5. Кольцевая сейсмичность в районе между 39° и 41° N на различных глубинах

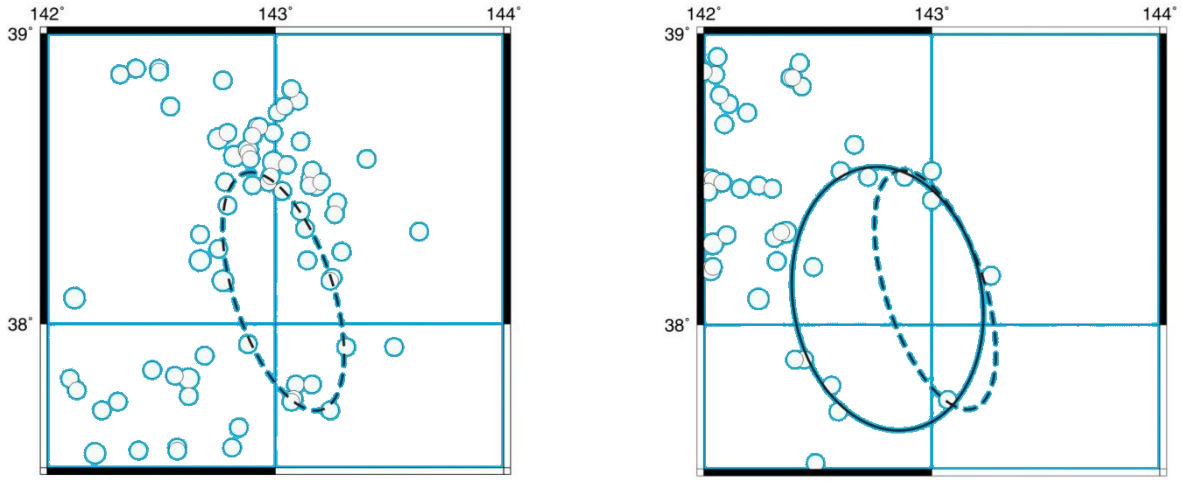


Кружок: малый – (4.0≤M<6.0); большой – M≥6.0
а – (0-33) км

Кружок: малый – (4.0≤M<6.0); большой – M≥6.0
б – (34-70) км

Остальные обозначения – на рисунке 2

Рисунок 6. Кольцевая сейсмичность перед землетрясением 01.11.1989 г. на различных глубинах



Кружок: малый – (5.0≤M<6.5); большой – M≥6.5
а – (0-33) км

Кружок: малый – (5.0≤M<6.5); большой – M≥6.5
б – (34-70) км

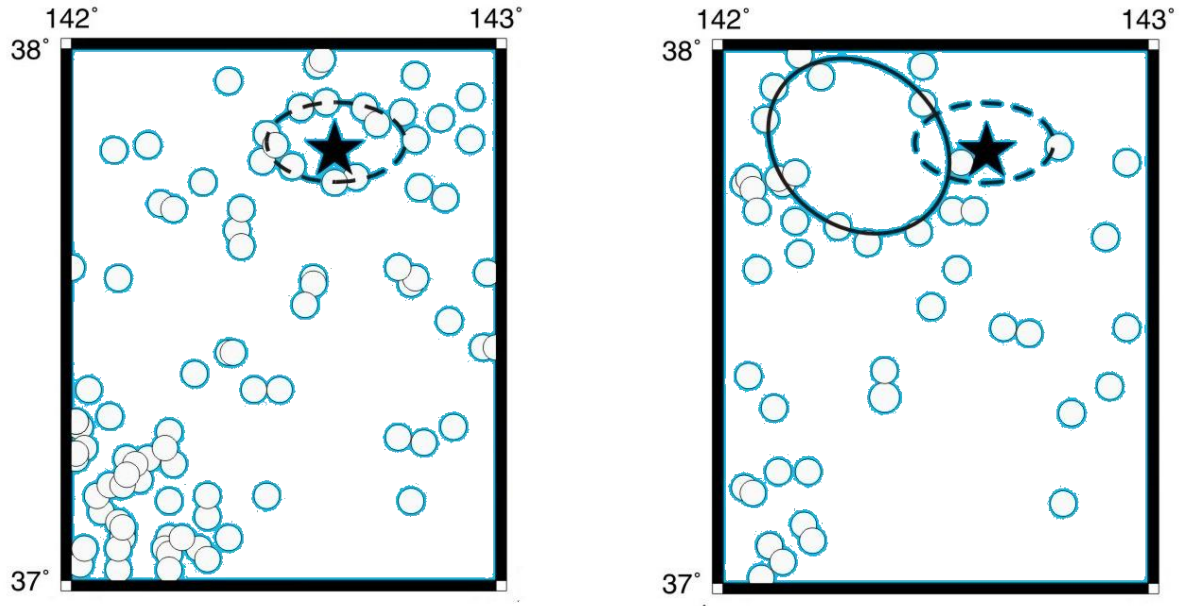
Остальные обозначения – на рисунке 2

Рисунок 7. Кольцевая сейсмичность в районе между 37.5° и 39° N на различных глубинах

Перед землетрясением 31.10.2003 г. (Mw=7.0) сформировались сравнительно малые кольца сейсмичности (рисунок 8). Узкое мелкое кольцо (Мп1=4.0, L~30 км) ориентировано субширотно, а более широкое глубокое кольцо (Мп2=4.0, l~40 км) вытянуто в северо-западном направлении. Эпицентр сильного землетрясения находился на расстоянии ~10 км от южной области пересечения колец.

Характеристики сейсмичности в районе между 37º и 38º N представлены на рисунке 9. Здесь перед землетрясением 19.07.2008 г. (Mw=7.0) образовались пересекающиеся кольцевые структуры: мелкая (Мп1=4.0, L~55 км) и глубокая (Мп2=4.0, l~40 км), вытянутые в северо-восточном направлении. Эпицентр землетрясения 19.07.2008 г. находился на расстоянии около 10 км от северо-западной области пересечения колец.

На рисунке 10 показаны данные о сейсмичности южнее, в районе между 36º и 37.5º N. В данном случае в период с 01.01.1973 по 01.07.2009 гг. также сформировались кольцевые структуры: мелкая (Мп1=5.0, L~95 км), ориентированная субширотно, и глубокая (Мп2=5.0, l~85 км), вытянутая в направлении на северо-восток. Кольца сейсмичности пересекаются в области между 141.5º и 142.1º E.

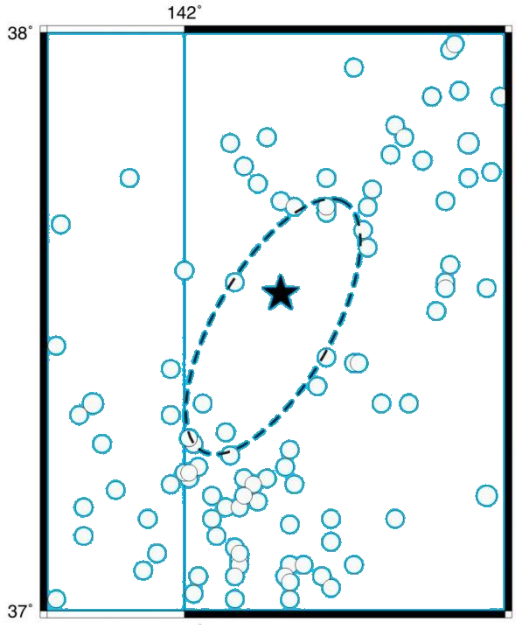


Кружок: малый – (4.0≤M<6.0); большой – M≥6.0
а – (0-33) км

Кружок: малый – (4.0≤M<6.0); большой – M≥6.0
б – (34-70) км

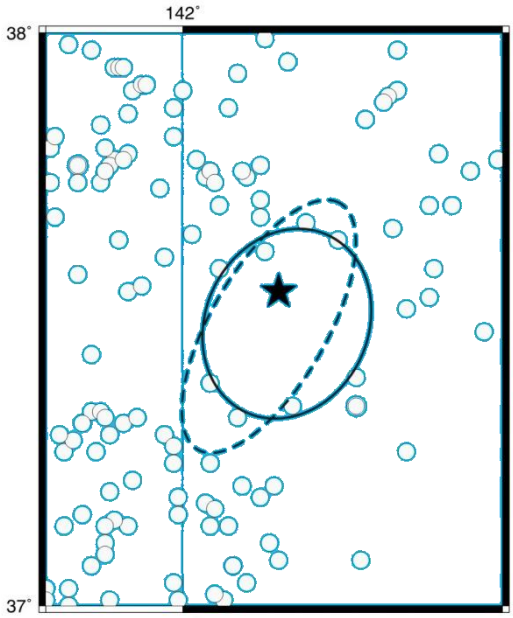
Остальные обозначения – на рисунке 2

Рисунок 8. Кольцевая сейсмичность перед землетрясением 31.10.2003 г. на различных глубинах



Кружок: малый – (4.0≤M<6.0); большой – M≥6.0

а – (0-33) км

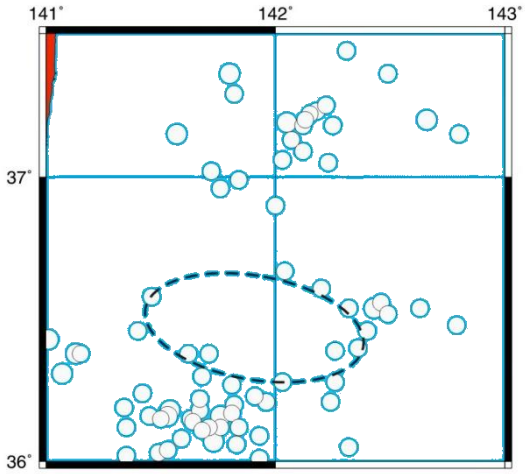


Кружок: малый – (4.0≤M<6.0); большой – M≥6.0

б – (34-70) км

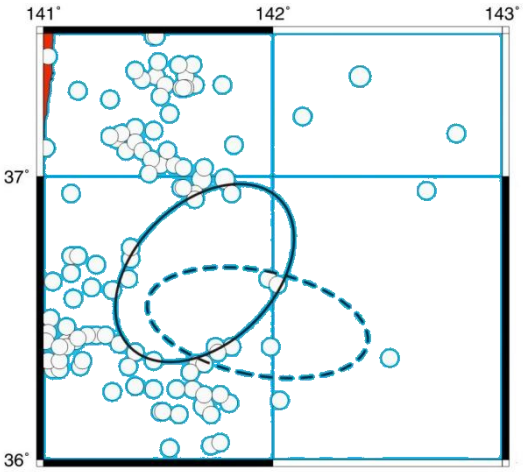
Остальные обозначения – на рисунке 2

Рисунок 9. Кольцевая сейсмичность перед землетрясением 19.07.2008 г. на различных глубинах



Кружок: малый – (5.0≤M<6.5); большой – M≥6.5

а – (0-33) км



Кружок: малый – (5.0≤M<6.5); большой – M≥6.5

б – (34-70) км

Остальные обозначения – на рисунке 2

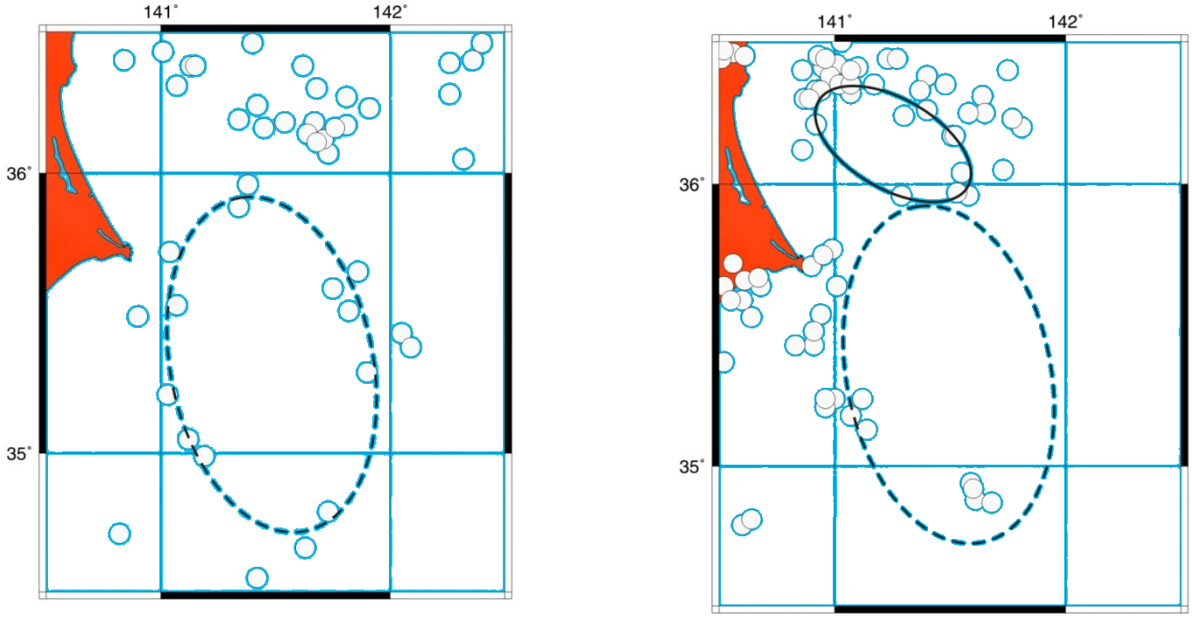
Рисунок 10. Кольцевая сейсмичность в районе между 36° и 37.5° N на различных глубинах

На рисунке 11 представлены характеристики сейсмичности в районе между 34.5º и 36.5º N. В период с 01.01.1973 по 01.07.2009. здесь проявились кольцевые структуры: мелкая (Мп1=5.2, L~130 км), ориентированная субмеридионально, и расположенная севернее глубокая (Мп2=5.0, l~70 км), вытянутая в направлении на запад-северо-запад. Кольца касаются друг друга в области ~35.9º N. Следует заметить, что в районе между 34.5º и 37.5º N не было сильных землетрясений (Mw≥7.5) после 1938 г. [5,6].

Зависимости параметров кольцевых структур от магнитуды. На рисунках 12 и 13 представлены графики lgL(Mw) и lgl(Mw), построенные по данным, полученным для района северо-восточной Японии. Из рисунка 12 следует, что наблюдается увеличение размеров мелких колец с магнитудой, уравнение линейной регрессии имеет вид:

$$lgL(км) = 0.33 + 0.20\ Mw,\ r=0.58, \qquad (1)$$

где r- коэффициент корреляции.



Кружок: малый – (5.2≤M<6.5); большой – M≥6.5
а – (0-33) км

Кружок: малый – (5.0≤M<6.5); большой – M≥6.5
б – (34-70) км

Остальные обозначения – на рисунке 2

Рисунок 11 - Кольцевая сейсмичность в районе между 34.5° и 36.5° N на различных глубинах

Аналогичная зависимость для глубоких колец имеет вид:

$$\lg l(\text{км}) = 1.50 + 0.04\ Mw,\ r=0.13. \qquad (2)$$

Из полученных закономерностей следует, что в диапазоне магнитуд Mw=7.0 - 8.3 наблюдается слабый рост параметра L с увеличением магнитуды при относительно высоком коэффициенте корреляции. Судя по полученным данным, зависимость величин l от Mw практически отсутствует. Следует отметить, что для района Хоккайдо и южных Курил величины L и l для землетрясений с Mw=8.3 очень низкие по сравнению с районом Суматры [3].

Кроме того, размеры кольцевых сейсмических структур растут с увеличением магнитуды Mw гораздо медленнее, чем для района Суматры [3].

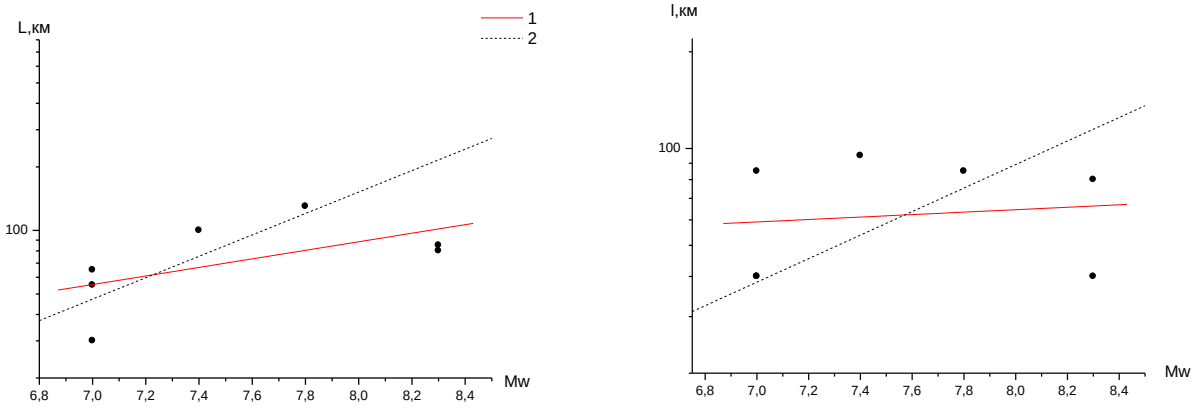
На рисунке 13 показаны зависимости пороговых значений магнитуд (параметров Мп1 и Мп2) от Mw. Пороговые значения магнитуд растут с увеличением Mw. Зависимости описываются следующими формулами:

$$Мп1 = 0.76\ Mw - 1.42, \qquad (3)$$

коэффициент корреляции r=0.96,

$$Мп2 = 0.83\ Mw - 1.88, \qquad (4)$$

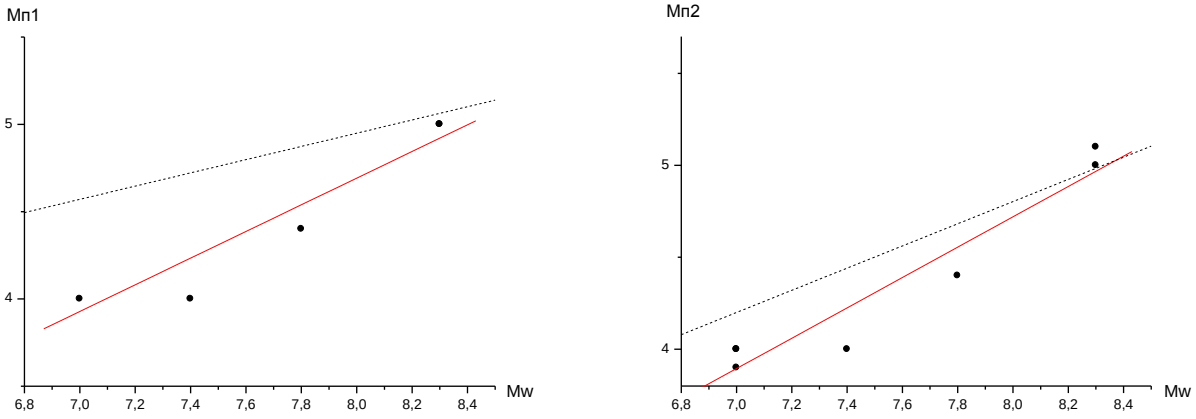
коэффициент корреляции r=0.96.



а – мелких
б – глубоких

Корреляционные зависимости для районов: 1 - северо-восточной Японии; 2 - Суматры

Рисунок 12. Зависимости размеров колец сейсмичности от магнитуды Mw



а – Мп1 **б** – Мп2

Обозначения – на рисунке 12

Рисунок 13. Зависимости от магнитуды Mw пороговых величин Mп

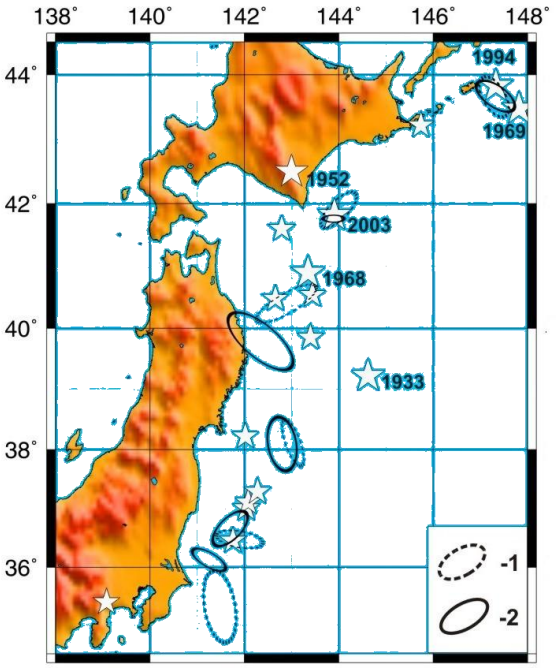
В рассматриваемом диапазоне магнитуд величины Мп1 и Мп2 заметно ниже, чем для района Суматры, однако они растут с увеличением Mw значительно быстрее (особенно параметр Мп1).

На рисунке 14 показаны кольцевые структуры для всего рассматриваемого района.

Здесь представлены данные для очагов двух землетрясений с Mw=8.3 (1994 и 2003 гг.), а также для четырех зон сейсмических брешей, для которых выполнялись условия Мп1, Мп2≥5.0. Видно, что мелкие и глубокие кольца заполняют полосу от 34.5º до 44º N, однако между парами колец существует довольно много пробелов, в отличие, например, от района Камчатки [4].

Оценка магнитуд возможных землетрясений в районе северо-восточной Японии. Для оценки энергии землетрясений, которые могут произойти в районах выявленных кольцевых структур, приведенных на рисунках 5, 7, 10 и 11, в качестве первого приближения использованы формулы 3 и 4 (применение формул 1 и 2 нецелесообразно из-за большого разброса данных). В таблице 3 указаны величины Mw, которые соответствуют пороговым значениям магнитуд в зонах сейсмических брешей.

Как видно из таблицы 3, прогнозные значения Mw для событий, возможных в этих зонах, варьируются от 8.4 до 8.8.



1 – мелкие кольца, 2 – глубокие. Остальные обозначения – на рисунке 1

Рисунок 14. Кольцевые структуры сейсмичности в районах северо-восточной Японии и южных Курил (перед землетрясениями 04.10.1994 и 25.09.2003 гг., а также в зонах сейсмических брешей)

Таблица 3. Параметры кольцевых структур в зонах сейсмических брешей

φ°, N	λ°, E	Mw	Мп1	L, км	Мп2	l, км
39 - 41	141 - 144	8.8±0.1	5.3	130	5.3	140
37.5 - 39.0	142 - 144	8.4±0.1	5.0	95	5.0	100
36.0 - 37.5	141 - 143	8.4±0.1	5.0	95	5.0	85
34.5 - 36.5	140.5 - 142.5	8.5±0.2	5.2	130	5.0	70

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные данные свидетельствуют о том, что в районе северо-западной Японии перед сильными землетрясениями формируются кольцевые структуры сейсмичности в двух диапазонах глубин, аналогично другим зонам субдукции [1-4]. Существенно, что эпицентры сильных событий здесь также располагались вблизи областей пересечения или наибольшего сближения колец сейсмичности, как это выявлено для других районов земного шара [1-4]. В [7-9] отмечалось, что появление кольцевых структур, скорее всего, связано с миграцией мантийных флюидов, играющих важную роль в процессах подготовки сильных землетрясений.

Зависимости размеров колец от магнитуды в рассматриваемом районе резко отличаются от полученных для района Суматры [3]. Из рисунка 12 следует, что в диапазоне Mw=7.0 - 8.3 величины L для района северо-восточной Японии растут с увеличением магнитуды события гораздо слабее, чем для района Суматры. Большой разброс данных для величин l не позволяет сравнивать их с данными для других районов.

Существенно, что кольцевые структуры выделены в четырех зонах сейсмических брешей, где, начиная с 1900 г. не было землетрясений с Mw≥8.0 [6]. Из таблицы 3 следует, что наибольшие прогнозные величины Mw (8.8±0.1) соответствуют самой северной зоне, расположенной между 39° и 41° N. Для этой зоны наблюдаются максимальные значения L и l , а также Мп1 и Мп2. Кроме того, на границах мелкого и глубокого колец здесь зарегистрированы достаточно сильные землетрясения (с магнитудами 7.8 и 7.4, соответственно). Следует заметить, что в мелкое кольцо частично входят зоны «зацепов» (asperities), на которых выделилась значительная часть сейсмических моментов землетрясений 1968 и 1994 гг. [10]. В то же время глубокое кольцо попадает в район высокой скорости скольжения погружающейся тихоокеанской плиты [11]. В таких районах, как правило, не бывает сильных тектонических землетрясений, поскольку напряжения разряжаются в результате крипа [10, 11]. В связи с этим можно ожидать, что готовящийся очаг, скорее всего, должен распространяться к северу от одной из областей пересечения колец, вблизи которых обычно располагаются эпицентры сильных землетрясений на активных континентальных окраинах [1 - 4]. Прогнозная величина Mw для этой зоны, возможно, завышена, поскольку в материале обучения (рисунок 13) отсутствуют величины Мп1, Мп2>5.1.

Еще одна зона, где, вероятно, идут процессы подготовки достаточно сильного землетрясения, расположена в районе между 34.5° и 36.5° N (рисунок 11, таблица 3). Здесь выделяется мелкое кольцо довольно большого размера с высоким пороговым значением Мп1. Однако в этом районе кольцо проявилось пока гораздо менее четко, чем к северу от 40° N. Кроме того, глубокое кольцо в этом районе имеет сравнительно небольшие размеры и более низкое значение Мп2. В связи с этим можно полагать, что здесь готовится менее сильное землетрясение, чем в районе между 39° и 41° N. Аналогичный вывод можно сделать и для двух других районов, где кольцевые структуры характеризуются относительно низкими величинами L, l и Мп1, Мп2 (рисунки 7 и 10, таблица 3). Интересно, что это заключение согласуется с имеющимися данными об инструментально зарегистрированных событиях – наиболее сильное межплитовое землетрясение к востоку от о. Хонсю (Токачи-оки 16.05.1968 г.) произошло в районе самой северной зоны подготовки сильного сейсмического события. Необходимо подчеркнуть, что приведенные в таблице 3 оценки магнитуд возможных землетрясений следует рассматривать лишь в качестве первого приближения, поскольку, во-первых, корреляционные зависимости 3 и 4 получены по небольшому числу данных и, во-вторых, как следует из рисунка 14, не исключено, что для района о. Хонсю должны наблюдаться иные зависимости, чем для района о. Хоккайдо и южных Курил.

Интересно, что наибольшие размеры колец сейсмичности, а также максимальные величины Мп1 и Мп2 в районе северо-восточной Японии существенно ниже, чем в районах Суматры [3] и Камчатки [4]. Это позволяет объяснить, почему самые сильные зарегистрированные землетрясения в районе северо-восточной Японии (Mw=8.3-8.4) значительно слабее, чем в двух других зонах субдукции (Mw=9.0). Как было отмечено ранее, мелкие кольца оконтуривают сравнительно жесткие блоки, в которых накапливается энергия упругой деформации [8, 9]. В этом случае рост размеров колец и величин Мп1 и Мп2 соответствует увеличению накопленной упругой энергии, а, следовательно, и энергии, выделенной при разрядке напряжений во время землетрясения.

Данные, приведенные в статье, а также в других аналогичных работах [1 - 4] могут быть использованы для выделения зон подготовки сильных землетрясений, а также прогноза их энергии в других зонах субдукции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Копничев, Ю.Ф. Кольцевая сейсмичность в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в зонах субдукции / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. АН. – 2009. – Т. 425. № 4.
2. Копничев, Ю.Ф. Характеристики кольцевой сейсмичности в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в зонах субдукции / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК. – 2009. – Вып. 1.
3. Копничев, Ю.Ф. Кольцевая сейсмичность в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в районе Суматры / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК. – 2009. – Вып. 3.

4. Копничев, Ю.Ф. Характеристики кольцевой сейсмичности в разных диапазонах глубин в районах Курил и Камчатки / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК. – 2009. – Вып. 3.
5. Pacheko, J. Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989 / J. Pacheko L. Sykes // Bull. Seismol. Soc. Amer. – 1992. – V.82. N 3. – P. 1306 – 1349.
6. Engdahl, E. Global seismicity: 1900-1999. In: Earthquake & engineering seismology. Part A. / E. Engdahl, A.Villasenor // Academic Press. An imprint of Elsevier Science – 2002. – P.665 – 690.
7. Yamasaki, T. Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab / T.Yamasaki, T. Seno // J. geophys. Res. – 2003. – V. 108. N B4. doi: 10.1029/2002JB001918.
8. Копничев, Ю.Ф. Характеристики сейсмичности и поля поглощения S-волн в районе очага Суматринского землетрясения 26 декабря 2004 г. / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН. – 2008. – Т. 422. № 5. – С. 672 – 676.
9. Копничев, Ю.Ф. О природе кольцевой сейсмичности перед сильными землетрясениями: связь с мантийными флюидами / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Сб. докладов. Бишкек. – 2008. – С. 331 – 335.
10. Yamanaka, Y. Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data / Y. Yamanaka, M. Kikuchi // J. Geophys. Res. – 2004. – V.109. B 07 (doi: 10.1029/2003JB002683).
11. Suwa, Y. Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three-dimensional displacement field / Y.Suwa, S. Miura, A.Hasegawa, T. Sato, K. Tachibana // J. . Geophys. Res. – 2006. – V.111. B 04402 (doi: 10.1029/2004JB003203).

СОЛТҮСТІК ШЫҒЫС ЖАПОНИЯ АУДАНЫНДА ТЕРЕНДІГІНІҢ ӘР АУҚЫМДАРЫНДА САҚИНАЛЫ СЕСМИКАЛЫЛЫҒЫНЫҢ СИПАТТАМАЛАРЫ

[1,2)]Копничев Ю.Ф., [1)]Соколова И.Н.

[1)]ҚР ҰЯО Геофизикалық зерттеулер институты, Алматы, Қазақстан
[2)]РҒА О.Ю. Шмидт атындағы Жер физикасы институты, Мәскеу, Ресей

1993 - 2007 ж.ж. болған Mw=(7.0-8.3) қатты және өте қатты жерсілкінулер алдында солтүстік Жапония ауданданында 0 - 33 және 34 - 70 км. терендіктер ауқымында, сондай-ақ сейсмикалық қуыстар зоналарында сейсмикалығының сипаттамалары талдануда. Басты жерсідкінулердің эпиорталықтары айқындалған сақиналы құрылымдар қиылысы немесе олар жақындалған белдемдерінде бар болғандары көрсетілген. Суматра және Камчатка аудандарымен ұқсастығы бойынша, магнитудаларының табалдырықтық мәндері туралы деректерін талдау негізінде, сейсмикалық қуыстар зоналарында дайындалудағы жерсілкінулердің магнитудаларын болжамды бағалауы жасалған. Жақын жылдарда онда қатты жерсілкінулер болуы ықтимал сейсмикалық қуыстар зоналары бөлінген

PECULIARITIES OF RING-SHAPED SEISMICITY IN VARIOUS DEPTH RANGES IN THE REGION OF NORTH-EASTERN JAPAN

[1,2)] Yu.F. Kopnichev, [1)] I.N. Sokolova

[1)]Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan
[2)]O.Yu. Shmidt Institute of the Earth's Physics RAS, Moscow, Russia

Results of seismicity analysis in the region of north-eastern Japan at the depth ranges of 0 - 33 and 34 - 70 km prior to large and great earthquakes with Mw=(7.0-8.3) which occurred in 1989 - 2008 and also in the areas of seismic gaps are given. It was shown that the epicenters of main earthquakes were located close to intersection areas or to the most rapprochement of the distinguished ring structures. Estimates of magnitudes of the prepared earthquakes in the areas of seismic gaps were made according to analogy with Sumatra and Kamchatka regions and based on data analysis of magnitude threshold values within ring structure areas. Seismic gap area was distinguished where large earthquake is most probable in the near future.

УДК 550.37:38.504

СТРОЕНИЕ ЗОНЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ГОРНОМ АЛТАЕ ПО ДАННЫМ ГЕОЭЛЕКТРИКИ С АКТИВНЫМ ИСТОЧНИКОМ

[1)]Неведрова Н.Н., [1)]Санчаа А.М., [1)]Васильев Д.В., [2)]Суродина И.В.

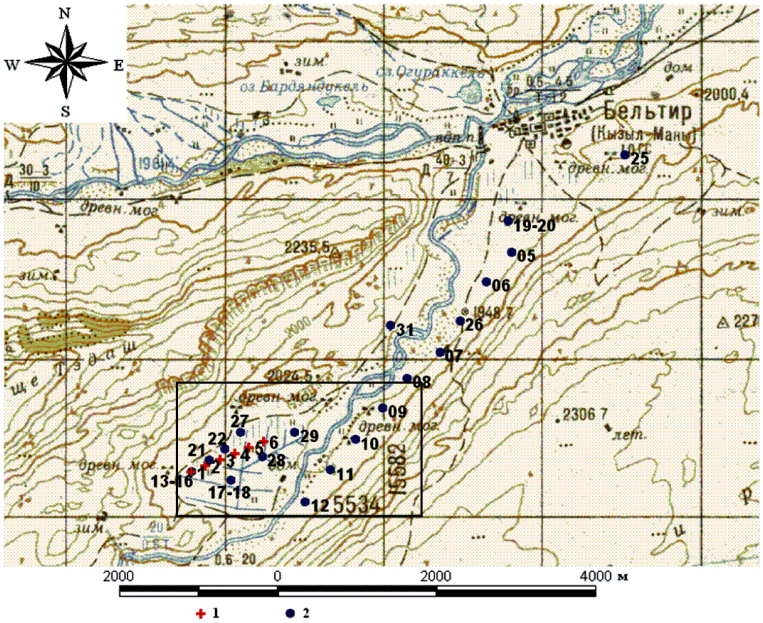
[1)]Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия
[2)]Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

На основе регулярных наблюдений, начатых в 2004 г., и с применением нескольких модификаций электромагнитных и электрических зондирований ведется уточнение геоэлектрического строения и динамики состояния геологической среды, находящейся под воздействием тектонических процессов. При обработке полевых данных электромагнитного комплекса использовано решение обратной задачи с привлечением программ для двумерного и трехмерного моделирования и инверсии как для слоисто однородных, так и сложно построенных сред. В статье приведены результаты, полученные с использованием полевых данных электрических зондирований.

Введение

Активные методы электрометрии широко используются при проведении мониторинга природных и техногенных геодинамических процессов. После разрушительного Чуйского землетрясения в эпицентральной зоне проводятся комплексные геофизического исследования с целью изучения строения, а также процесса консолидации геологической среды, нарушенной сильным сейсмическим воздействием. В результате землетрясения в верховьях р. Чаган на поверхности долины образовалась система локальных трещин, простирающихся от русла реки на северо-запад. В этом же направлении в ближнем горном хребте обнаружены оползни. В долине р. Чаган была развернута сеть наблюдений с использованием вертикальных электрических зондирования (ВЭЗ) и зондирований становлением электромагнитного поля (ЗС). На рисунке 1 приведена карта участка, на которой показаны пункты ВЭЗ и ЗС, размещенные в местах, доступных для измерений.

Полевые данные ВЭЗ обработаны с применением программных комплексов моделирования и инверсии. На первом этапе применена методика, основанная на использовании горизонтально слоистой модели, что позволило определить в первом приближении геоэлектрические параметры. На втором этапе проведено двумерное моделирование и инверсия, что позволило уточнить параметры модели. И в заключении применены программы трехмерного моделирования, результаты которого позволили учесть существенную геоэлектрическую неоднородность реальных природных объектов.



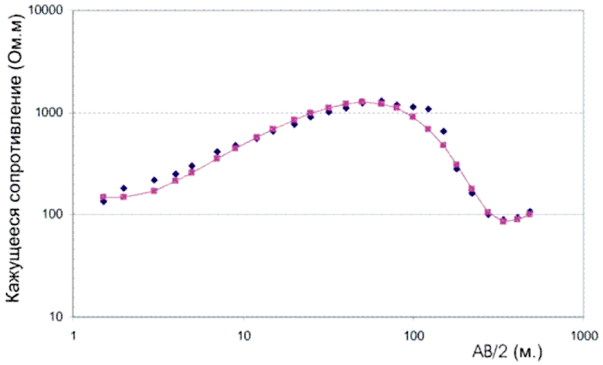
1 – пункты ЗС, 2 – пункты ВЭЗ

Рисунок 1. Район исследования - западная часть Чуйской впадины, участок Бельтир, - с пунктами геоэлектрических наблюдений

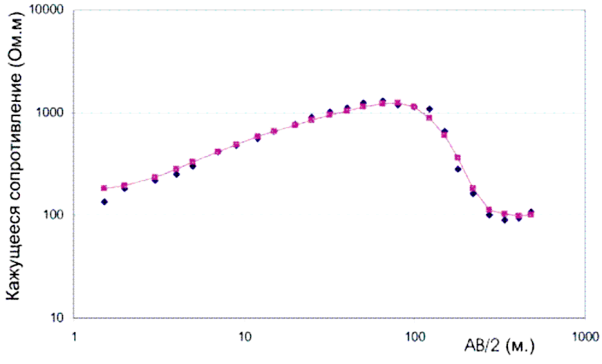
Предложенный подход обусловлен тем, что для областей, подверженных влиянию геодинамических процессов (природных либо техногенных), всегда имеется значительный объем полевого материала, интерпретация которого с использованием горизонтально слоистой модели не вполне корректна. Результаты интерпретации по предложенной схеме показаны на примере обработки полевых данных ВЭЗ участка «Бельтир».

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛЕВЫХ ДАННЫХ ВЭЗ

В долине р. Чаган в течение четырех полевых сезонов выполнялись наблюдения методом ВЭЗ с симметричной установкой Шлюмберже. Величина минимального полуразноса составляла 1,5 м, максимального – 1000 м. Для измерений использовалась стандартная низкочастотная электроразведочная аппаратура АНЧ–3. На правом берегу измерения проведены вдоль линейного профиля с шагом 500 м (профиль 1), на левом берегу – вдоль двух, более коротких, профилей (профили 2, 3). Первый этап обработки полевых данных ВЭЗ выполнен с применением программных комплексов моделирования и инверсии «СОНЕТ» и IPI [1, 2]. Основная модель - горизонтально слоистая. На рисунке 2, в качестве примера приведена характерная полевая кривая ВЭЗ, а в таблице 2 - геоэлектрическая модель, полученная в результате одномерной инверсии полевых данных, измеренных в пункте 12 профиля 1 (рисунок 1).



а – поодномерным программам



б – по двумерным программам

Рисунок. 2. Примеры интерпретации полевых данных ВЭЗ

Полевые данные показаны на рисунке 2 точками, а синтетическая кривая – сплошной линией. Погрешность подбора составила 11 %. Эта, достаточно высокая, погрешность обусловлено тем, что теоретическая кривая плохо описывает область максимума, формируемого присутствием в разрезе высокоомных неоднородных отложений. Априорные данные позволяют отнести эти отложения к многолетнемерзлым, удельное электрическое сопротивление которых обычно превышает 3000 Ом·м. При решении обратной задачи, в процессе подбора параметров слоев, выявлена высокая неоднозначность оценки значений мощности и удельного электрического сопротивления (УЭС) этих пород. В связи с большой Т–эквивалентностью высокоомных слоев обычно затруднено достоверное раздельное определение их мощности и значений УЭС.

Таблица 1. Пункт ВЭЗ 12. Геоэлектрическая модель, полученная при использовании одномерных программ

№ слоя	Сопротивление, Ом.м	Мощность, м
1	160	1
2	50	0,6
3	4800	16
4	35	150
5	900	

Для выяснения степени соответствия разреза горизонтально-слоистой модели, а также для решения проблем модельной эквивалентности, на втором этапе интерпретации использованы двумерные программы, а для двумерной инверсии - программа Res2DInv [3]. Алгоритм моделирования по этой программе предусматривает разбиение полупространства на ряд прямоугольных блоков и определение для них значений параметров, дающих псевдоразрез кажущихся удельных сопротивлений, совпадающий с практическими измерениями. Различие значений кажущегося удельного сопротивления - рассчитанного и измеренного, - уменьшается методом оптимизации, при котором варьируются сопротивления блоков модели. Мерой различия является среднеквадратическая ошибка. Программа Res2Dinv реализует полуколичественный метод определения параметров и представляет геоэлектрический разрез в виде изолиний сопротивлений и позволяет оценить латеральное распределение геоэлектрических неоднородностей. Пример двумерной инверсии полевых данных ВЭЗ по профилю 1 в правобережье р. Чаган показан на рисунке 3.

Среднеквадратичная невязка в данном подборе составила 8.5 %. На рисунке 3 оттенками красного цвета показаны высокоомные породы верхней части разреза (предположительно многолетнемерзлые), которые в Чуйской впадине не образуют сплошных покровов и представлены, скорее всего, отдельными линзами неправильной геометрической формы. Количественные оценки геоэлектрического разреза были уточнены с использованием программного комплекса IE2DP1 [3], предназначенного для двумерного моделирования электрических полей методом сопротивлений. Данная программа реализует решение прямой задачи с использованием интегральных уравнений. В качестве начального приближения двумерной модели для этого профиля приняты результаты одномерной и двумерной инверсии. На рисунке 4 приведены результаты двумерного моделирования с применением программы IE2DP1.

Как видно из рисунка 4, в построенной модели присутствуют наклонные границы для неоднородных приповерхностных отложений. На настоящем этапе исследования двумерное моделирование выполнено для уточнения строения самой верхней части разреза до глубин порядка 100 м, геоэлектрические параметры более глубоких горизонтов не менялись. При расчетах общее количество параметров, которые необходимо варьировать, чтобы добиться наилучшего совпадения синтетической и полевой кривой ВЭЗ увеличивается (по сравнению с 1D моделированием). В среднем для построения каждой окончательной 2D модели количество итераций составляет около 50.

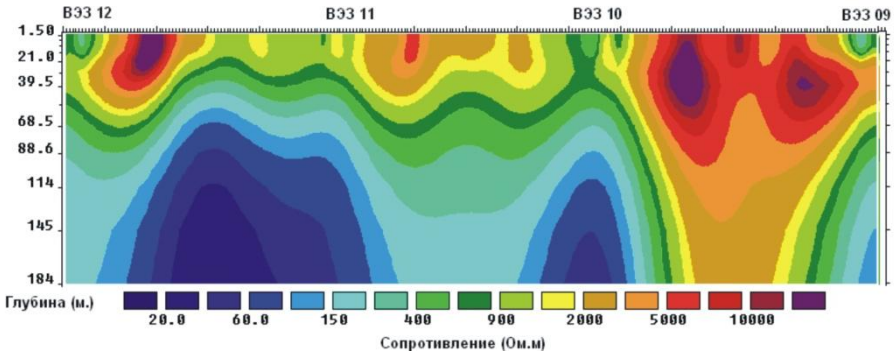


Рисунок 3. Геоэлектрический разрез по профилю 1 в правобережье р. Чаган. (двумерная инверсия)

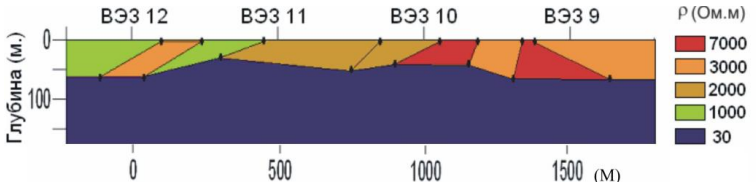


Рисунок 4. Двумерная модель геоэлектрического строения по профилю в правобережье р. Чаган

В подтверждение эффективности программ двумерного моделирования для построения оптимальной геоэлектрической модели еще раз рассмотрим данные для пункта ВЭЗ 12. При построении двумерной модели третий слой (таблица 1) был разделен на два пропластка, расположенных наклонно (угол с горизонталью ~ 45 градусов). Геоэлектрические параметры остальных слоев не менялись. На рисунке 2 б показаны полевые данные и синтетическая кривая, рассчитанная по двумерной программе для описанной модели. Отмечено гораздо лучшее соответствие полевых и теоретических данных в области максимума, средняя погрешность подбора при этом составила 6.5 %. Таким образом, двумерное моделирование позволило существенно уточнить геоэлектрическую модель (рисунок 4). Получено представление о крайне неоднородном блоковом строении верхней части разреза. Установлены резко наклонные, зачастую субвертикальные границы блоков. Удельное электрическое сопротивление блоков, предположительно отнесенных к многолетнемерзлым породам, превышает 3000 Ом·м, а в северо-восточной части профиля достигает 7000 Ом·м. Нижняя часть разреза, на глубинах, превышающих 100 м, по электрическому сопротивлению более выдержана, при построении двумерной модели она представлена двумя однородными слоями, один из которых - проводящий, характеризуется удельным электрическим сопротивлением 30 Ом·м, а второй слой, рассматриваемый как опорный горизонт, характеризуется электрическим сопротивлением 900 Ом·м.

На заключительном этапе интерпретации применены различные трехмерные программы. Для трехмерной инверсии использована программа RES3DINV (Geotomo software), которая позволяет построить трехмерную (3D) модель с разбиением полупространства на ряд прямоугольных призм. Процедура инверсии направлена на определение значений удельного сопротивления призм таким образом, чтобы минимизировать различие между расчетными и наблюдаемыми

значениями удельного сопротивления. Подпрограмма прямой задачи используется для расчета значений кажущегося сопротивления, а метод нелинейной оптимизации на основе наименьших квадратов для осуществления инверсии. При решении прямой задачи расчеты выполняются с использованием методов конечных разностей и конечных элементов. При выполнении инверсии могут быть учтены топографические данные. Результаты моделирования представляются либо в виде срезов: либо по глубине z, либо в одном из направлений - x, y. Кроме того, эти результаты могут быть сохранены в XYZ – формате, поддерживаемом многими программами визуализации. На рисунке 5 приведен результат 3D инверсии, полученный для участка, отмеченного на рисунке 1 прямоугольником.

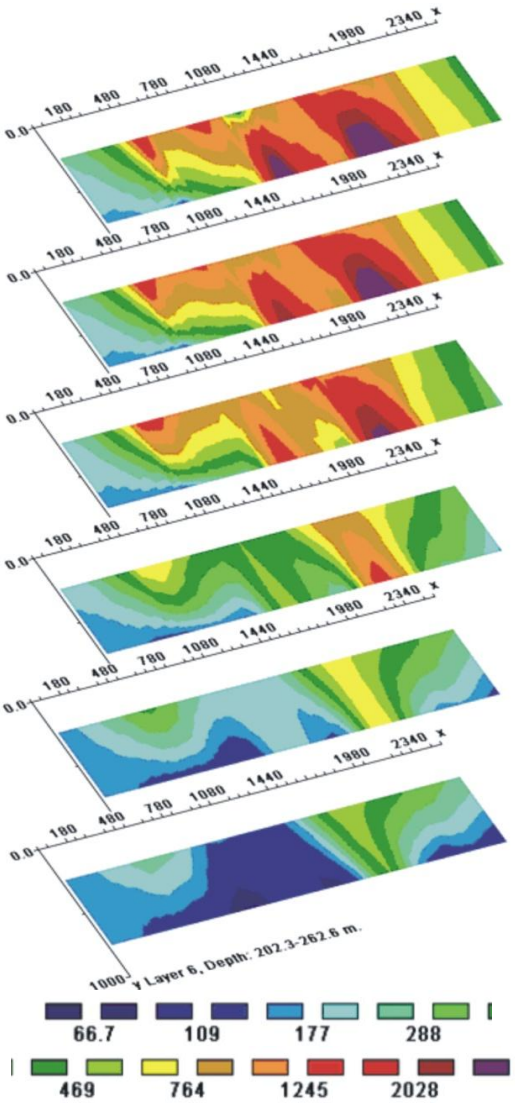


Рисунок 5. Трехмерная модель участка в верховьях р. Чаган (трехмерная инверсия)

Представлены геоэлектрические срезы по глубине через 50 м. Площадное распределение геоэлектрических параметров на разных глубинах наглядно отражает общую геоэлектрическую структуру участка. Также как на рисунке 3, оттенками красного цвета отражены области аномально высокого удельного сопротивления, скорее всего, соответствующим многолетнемерзлым породам. Таким образом, 3D инверсия позволяет представить трехмерное распределение электропроводности изучаемого участка.

Опробована также одна из программ трехмерного моделирования EMF_DC3Dmod, разработанная совместно лабораторией электромагнитных полей ИНГГ и ИВМиМГ СО РА. Программа позволяет решать прямую задачу ВЭЗ с установкой Шлюмберже [4], реализуя конечно-разностный метод решения для аномальных полей с применением консервативной схемы для случая разрывных коэффициентов [5]. Стартовая модель для 3D моделирования составляется набором усеченных треугольных призм, из которых формируются блоки с однородными электрическими параметрами. Такая конфигурация позволяет уменьшать или увеличивать при необходимости размеры единичных блоков. Программа практически не имеет ограничения на количество блоков, что позволяет моделировать реальные геоэлектрические обстановки в сейсмоактивных регионах с неоднородностями и разломными структурами. Программа предварительно успешно опробована на теоретических моделях, а затем на сложном полевом материале байкальских тектонических впадин [6]. При выполнении расчетов использован параллельный вариант, позволяющий одновременно на 10 процессорах рассчитать пять разносов установки Шлюмберже. Все расчеты проведены на многопроцессорных ЭВМ ССКЦ СОРАН МВС-128 и Itanium-2. В данном случае трехмерное моделирования и инверсия выполнены для одной и той же изучаемой области в верховьях р. Чаган. И если результаты 3D инверсии являются полуколичественными, т.е. мощность и электрическое сопротивление изучаемых структур оцениваются приближенно, то результатом 3D моделирования являются достаточно точные количественные оценки параметров геоэлектрической модели с известными относительными погрешностями. На рисунке 6, в его верхней части, показано разбиение указанной области на сеть блоков.

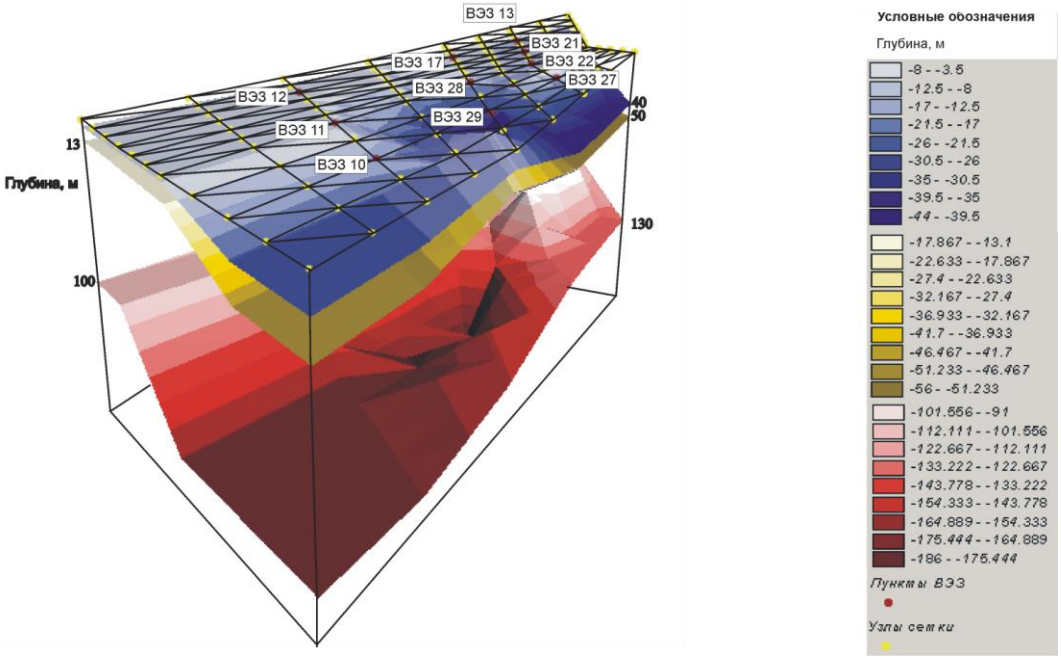


Рисунок 6. Результат трехмерного моделирования участка в верховьях р. Чаган.

Следует отметить, что, если основная задача двумерного моделирования заключалась в уточнении строения верхней неоднородной части разреза (примерно до 100 м), то с помощью трехмерного моделирования была сделана попытка уточнить положение и получить количественные оценки параметров более глубоких геоэлектрических горизонтов. На рисунке 6 красным цветом показан рельеф поверхности опорного электрического горизонта (фундамента). Как следует из построенной модели, поверхность опорного электрического горизонта имеет наклон и общее резкое погружение в северо-восточном направлении. Приведенная на рисунке 6 цветовая шкала позволяет оценить глубины либо до опорного горизонта, либо до кровли проводящего слоя в любой точке участка моделирования.

Заключение

В статье показаны возможности современных программных комплексов для интерпретации полевых данных электроразведки методом постоянного тока. Использованные материалы получены в сейсмоактивном районе Горного Алтая. Основная цель исследования, которая заключалась в восстановлении геоэлектрического строения среды, нарушенной катастрофическим землетрясением, в общем достигнута. Хотя, без сомнения, многомерное моделирование необходимо продолжить с целью еще большего уточнения геоэлектрической модели. Следует отметить, что предложенная методика интерпретации может быть использована для любых других данных, полученных, например, в платформенных условиях, а также для решения не только структурных, но и поисково–разведочных и инженерных задач.

Работа выполнена при поддержке интеграционных проектов СО РАН 6.13, 89, 16

Литература

1. Эпов, М.И. Автоматизированная система интерпретации электромагнитных зондирований/М.И. Эпов М.И., Ю.А. Дашевский, И.Н. Ельцов. – Новосибирск, 1990. – 29 с.
2. Электрическое зондирование геологической среды. Ч.1, Ч.2. Прямые задачи и методика работ: Уч.пособ. / Под ред. Хмелевского В.К., Шевнина В.А. - М.: Изд. МГУ, 1988, с. 175. 1992. - С. 200.
3. Panissod C., Michot D., Benderitter Y. and Tabagh A. On the effectiveness of 2D electrical inversion results: an agricultural case study // Geophysical Prospecting. – 2001. – 49. - Pp. 570 - 576.
4. Самарский А.А., Николаев Е.С. Методы решения сеточных уравнений. – М.: Наука, 197- С. 569 - 571.
5. Кузнецов Ю.И., Агапитова Н.С. Математические основы моделирования на ЭВМ. – Южно-Сахалинск: Издательство ЮСИЭПИ, 2003. - С. 135 - 140.
6. Неведрова, Н.Н., Суродина, И.В., Санчаа, А.М. «Трехмерное моделирование сложных геоэлектрических структур» [Текст] / Н.Н.Неведрова, И.В, Суродина, А.М. Санчаа // Геофизика. – 2007. - № 1. – с. 36 - 41. – ISSN 1681-4568.

АКТИВТІ КӨЗІ БАР ГЕОЭЛЕКТРИКА ДЕРЕКТЕРІ БОЙЫНША ТАУЛЫ АЛТАЙДА БОЛҒАН ШУ ЖЕРСІЛКІНУІНІҢ ТЕКТОНИКАЛЫҚ ДЕФОРМАЦИЯЛАР ЗОНАЛАРЫНЫҢ ҚҰРЫЛЫСЫ

[1)]Неведрова Н.Н., [1)]Санчаа А.М., [1)]Васильев Д.В., [2)]Суродина И.В.

[1)]РҒА СБ Мунайгаз геология және геофизикасы институты, Новосибирск, Ресей
[2)]РҒА СБ Есептеу математика және математикалық геофизика институты, Новосибирск, Ресей

2004 ж. басталған және электрмагниттік пен электрлік зондтауының бір неше модификацияларын пайдалануымен тұрақты байқаулар негізінде тектоникалық процесстер әсеріндегі геологиялық ортаның геологиялық құрылысы мен күйінің динамикасын нақтылауы жүргізілуде. Электрмагнитік кешенінің далалық деректерін өңдеуінде кабаттасты біртекті және күрделі құрылған орталар үшін екіөлшемді және үшөлшемді модельдеу мен инверсиялау үшін программаларын тартуыемен кері есебін шешуі қолданылған. Мақалада, электрлік зондтауларының далалық деректерін пайдалануымен алынған нәтижелері келтірілген.

THE STRUCTURE OF CHU EARTHQUAKE TECTONIC DEFORMATION ZONE IN MOUNTAIN ALTAY BASED ON GEOELECTRIC DATA WITH AN ACTIVE SOURCE

[1)]N.N. Nevedrova, [1)]A.M. Sanchaa, [1)]D.V. Vassiliev, [2)]I.V. Surodina

[1)]Institute of Oil-and-Gas Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia
[2)]Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

Based on regular observations started in 2004 with the application of several modifications of electromagnetic and electrical sounding, adjustment of geoelectrical structure and dynamics of geology environment condition being under tectonic processes impact is done. While field electromagnetic data processing, an inverse problem option was applied for two- and three-dimensional modeling and inversion both for layered homogeneous and complicated media. The paper gives results obtained with the use of field data of electrical sounding.

УДК 550.348(511.66)

ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ПАРАМЕТРОВ МЕХАНИЗМОВ ОЧАГОВ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РЕГИОНОВ КАЗАХСТАНА

[1)]Михайлова Н.Н., [2)]Полешко Н.Н.

[1)]Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан
[2)]ГУ «Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция» Министерства образования и науки РК, Алматы

Проведено исследование изменений параметров механизмов очагов для сейсмоактивных территорий Казахстана и приграничных районов, выявлены особенности временного хода параметров, связанные с процессами формирования сильных землетрясений.

Введение

В последние десятилетия существенно увеличилось количество определений механизмов очагов земле-трясений на территориях Казахстана и пограничных с ним государств. Повысилась точность определений в связи с вводом в действие новых цифровых сейсмических станций и переходом на компьютерную обработку данных. Но до последнего времени результатами анализа информации о механизмах очагов отдельных землетрясений и параметрах сейсмотектонической деформации являлись в основном характеристики напряженно-деформированного состояния, интерпретируемые с позиций тектоники района. В рассматриваемом районе Северного Тянь-Шаня практически отсутствуют детальные исследования временных изменений в параметрах механизмов, которые чрезвычайно важны для понимания геодинамических процессов в целом во всем регионе и, в частности, в зонах подготовки сильных землетрясений. Статья посвящена исследованию изменений параметров механизмов очагов для сейсмоактивных территорий Казахстана и приграничных районов за длительный период, выявлению особенностей временного хода, связанного с процессами формирования сильных землетрясений.

Используемые данные

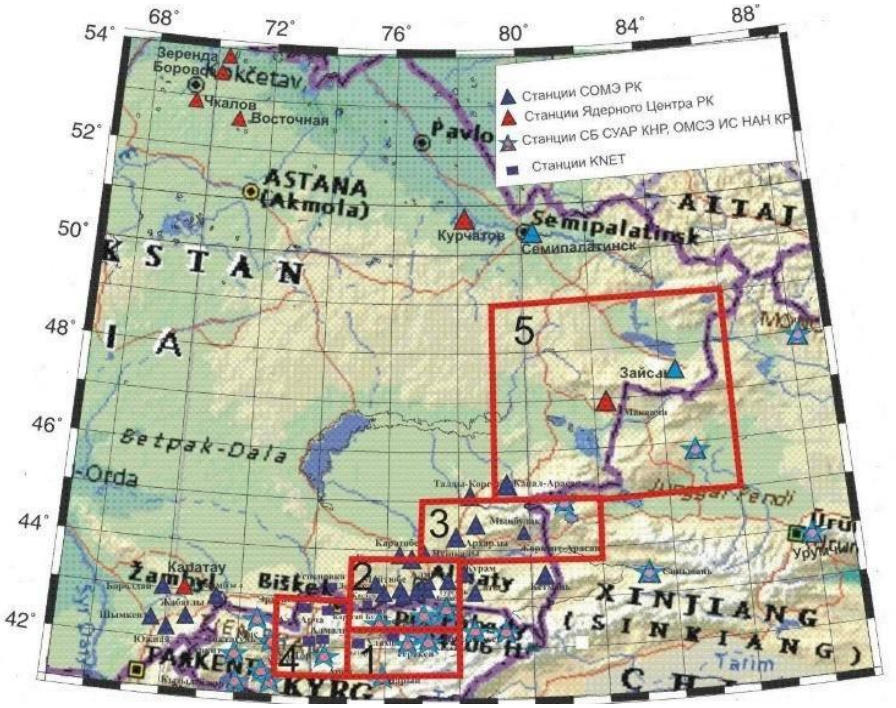
В последнее десятилетие в связи с вводом в эксплуатацию новой цифровой сети станций Национального ядерного центра Республики Казахстан существенно расширились границы территории, для которой имеется возможность получения надежного решения фокальных механизмов происшедших землетрясений. Благодаря новым цифровым станциям, с 1995 г. накоплен богатый статистический материал о механизмах не только для территории Северного Тянь-Шаня, достаточно подробно изученной по данным Сейсмологической опытно-методической экспедиции МОН РК, но и для ранее неисследованных районов юга, запада и востока Казахстана.

До 2000 г. в течение 30 лет все определения механизмов очагов землетрясений проводились путем ручных построений с использованием так называемой сетки Вульфа [1]. С 2000 г. решения получают машинным способом. Так, в СОМЭ МОН РК используется программа определения механизмов очага Масаки Накамуры [2], позволяющая, кроме основных параметров фокального механизма, оценивать точность вычисления параметров.

В настоящее время сводный каталог механизмов очагов содержит более 9000 событий энергетических классов диапазона 6 – 17, произошедших на значительной территории, ограниченной координатами 40° - 56° с. ш., 45° - 90° в.д. Охвачены события за период наблюдений с 1964 г. по 2005 г. Именно наличие столь большого объема данных позволяет провести анализ временных вариаций параметров сейсмотектонической деформации среды. Результаты анализа относятся к верхней части литосферы, а именно, к диапазону глубин 0 - 30 км, которому соответствуют глубины практически всех очагов землетрясений в рассмотренных районах.

В изученных зонах Тянь-Шаня (1-5), показанных на рисунке 1, наблюдается различная представительность данных о механизмах очагов, что обусловлено объективными причинами – конфигурацией и количеством сейсмических станций в наблюдательных сетях, а также самой сейсмической активностью в каждой зоне. Так, например, если в сейсмоактивных районах Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау механизмы очагов определены, начиная с седьмого энергетического класса (а в некоторых локальных зонах даже с шестого), то в Восточном Казахстане механизмы очагов определены с восьмого энергетического класса. Слабые землетрясения (К<9) составляют 75% всего каталога, землетрясения средней силы (К=9 - 11) - всего 22%, и только 3% всех событий имеют класс более 12. Известно, что данные по сильным землетрясениям несут наиболее надежную информацию в отношении действующей системы региональных напряжений. Однако по статистике слабых событий, как показали предыдущие исследования, можно также достаточно уверенно изучать основные закономерности картины напряженно-деформированного состояния.

Если считать представительным классом энергии землетрясений с определенными механизмами очагов тот минимальный, для которого механизмы определяются без пропуска, то в целом для исследуемого региона таким классом является Kmin=10 (точнее, Kmin=9,6). Поэтому в данных исследованиях проводилось сравнение результатов, полученных при статистическом анализе механизмов слабых толчков с расчетами по представительным событиям.



1 – хребет Терской Алатау; 2 – хребты Заилийский и Кунгей Алатау; 3 – хребты Джунгарского Алатау; 4 – хребты Восточного Казахстана; 5 – хребты западнее озера Иссык- Куль (условно - Каратауссская зона)

Рисунок 1. Генерализованное представление сейсмогенерирующих зон Казахстана

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для каждой зоны рассчитывались параметры сейсмотектонической деформации (СТД). Понятие СТД базируется на представлении о деформациях макроскопических объемов горных масс. Расчет проведен с использованием базы данных SEISMO, созданной в СОМЭ МОН РК. Для расчетов СТД использована программа Соболевой О.В., Вахидовой З.М. [3]. В результате расчетов построены графики временных вариаций для следующих параметров тензора сейсмотектонической деформации:

- коэффициент интенсивности СТД χ, отражающий соответствие среднего механизма совокупности индивидуальных. Коэффициент χ может принимать значения от 0 до 1;
- коэффициент Лоде-Надаи μ, характеризующий вид сейсмотектонической деформации (значения μ находятся в пределах от -1 до +1);
- азимут и угол выхода осей напряжений сжатия и растяжения.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Вариации перечисленных выше параметров СТД рассмотрены отдельно для исследуемых сейсмотектонических зон на основе каталога фокальных механизмов с 1980 г. по 2005 г.

Изменения коэффициента интенсивности χ. Интенсивность СТД χ при значениях менее 0,2 означает, что надежность полученных решений низкая, анализ таких данных оказывается неэффективным. На рисунке 2 представлены графики временного хода значений χ за 25-летний период для пяти зон (рисунок 1) в трех энергетических диапазонах: 1 - $K \geq 9{,}6$; 2 - $K \leq 9{,}5$; 3 - $K \leq 7{,}5$. Там же по зонам показано изменение количества сейсмических событий. За исключением небольших периодов времени рассчитанный коэффициент интенсивности имеет значения выше 0,2 для всех зон и во всех энергетических диапазонах. Из этого следует, что для анализа могут быть использованы данные каталога механизмов очагов не только сильных, но и слабых землетрясений.

Как видно из рисунка 2, значения коэффициента χ существенно меняются во времени, особенно в нижнем энергетическом диапазоне. Для событий с $K \geq 9{,}6$ уровень значений коэффициента выше, чем для слабых. Это может быть объяснено, с одной стороны, повышением упорядоченности процесса деформации при переходе к большим энергиям, а, с другой стороны, повышением точности определений механизмов землетрясений больших энергетических классов. Приведенные данные показывают, что существуют отличия в характере кривых для разных энергетических диапазонов. Для зон хр. Терской Алатау, Джунгарский Алатау, Каратауской графики χ разных энергетических диапазонов смещены по фазе, в некоторые периоды времени находятся даже в противофазе. В зонах хр. Заилийский и Кунгей Алатау вариации параметра χ всегда синхронны как для слабых, так и для сильных землетрясений. Следует отметить, что в периоды наблюдаемого снижения значений коэффициента χ представительность исследуемых данных надежна, количество данных достаточное. В связи с этим, можно сделать вывод, что снижение значений χ вероятнее всего отражает реальную сейсмотектоническую ситуацию. Особенно четко это наблюдается для зон Каратауской и Восточно-Казахстанской.

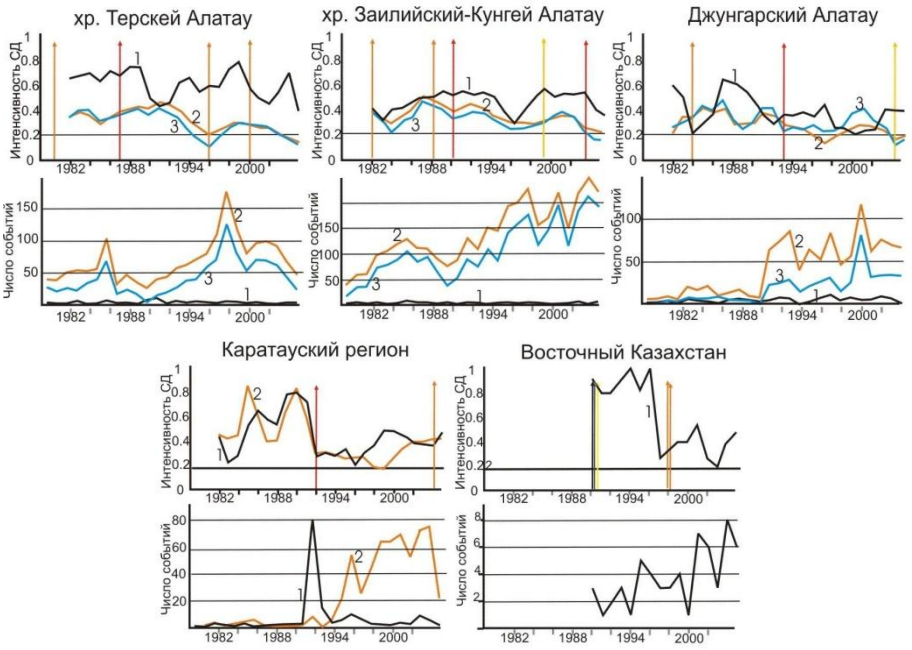
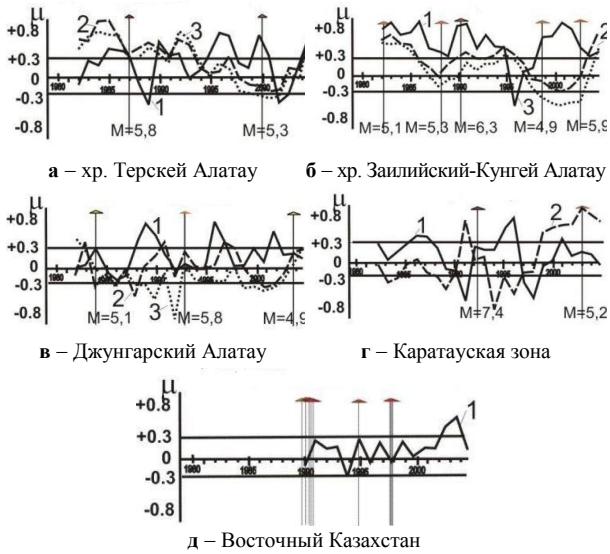


Рисунок 2. Графики временных изменений параметра χ и количества землетрясений для энергетических диапазонов: 1– К≥ 9,6; 2 – ≤К≤9,5; 3 – К≤7,5

Изменение коэффициента Лоде-Надаи μ. Коэффициент Лоде-Надаи μ анализируется совместно с коэффициентом интенсивности СТД χ. Существует определенная связь этих параметров: максимальное значение χ =1 возможно только при μ =0, что соответствует значению χ =0,5 при μ =±1. Для анализа все значения μ разбиты на три класса: 1 - μ ≈ 0 (-0,3≤ μ ≤+0,3); 2 - μ ≈ +1 (μ ≥0,3); 3 - μ ≈ -1 (μ ≤-0,3). Первый класс соответствует деформированному состоянию сдвигового типа (в механическом смысле), второй – одноосному сжатию, третий – одноосному растяжению. На рисунке 3 представлены графики изменения значений коэффициента μ для исследуемых зон за период времени 1980 - 2005 гг.

Из рисунка 3 следует, что в разных энергетических диапазонах ход графиков μ неодинаков и вид деформированного состояния может существенно изменяться. Для слабых землетрясений наблюдается четкая тенденция перехода от положительных значений μ к отрицательным в течение периода исследований. Тип СТД по слабым землетрясениям - преимущественно сдвиг. Для сильных землетрясений с К ≥9,6 характерно преобладание одноосного сжатия (μ ≥±0,3) в зонах хр. Заилийского и Кунгей Алатау. Для зон Терской Алатау, Джунгарский Алатау и Каратауской значения μ находятся в области (0 - 0,8), что соответствует таким типам деформирования как сдвиг и одноосное сжатие.

В отдельные периоды времени графики разных энергетических диапазонов изменяются противофазно, как в зоне хр. Заилийский Кунгей- Алатау в период 1998 – 2004 гг. Для зоны Джунгарский Алатау характерны асинхронные изменения μ для слабых и сильных землетрясений в 1987 - 1991, 1995 - 1998, 1999 – 2004 гг. Обращает на себя внимание такая особенность: наиболее сильные землетрясения происходят в моменты между периодами асинхронности, когда графики μ для землетрясений разных энергетических классов сближаются и характеризуют тип деформирования как сдвиговый. В Каратауской зоне противофазное изменение μ наблюдалось в 1993 - 1998 гг. после Суусамырского землетрясения с М=7,4. В момент реализации толчка отмечается сближение временных графиков μ разных энергий.



а – хр. Терскей Алатау **б** – хр. Заилийский-Кунгей Алатау

в – Джунгарский Алатау **г** – Каратауская зона

д – Восточный Казахстан

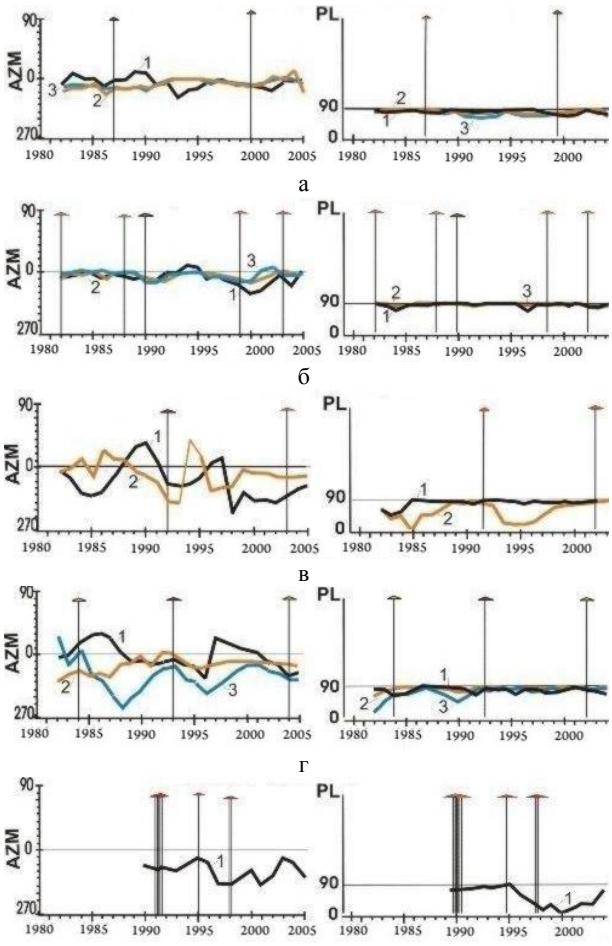
Рисунок 3. Графики временных изменений коэффициента Лоде-Надаи для энергетических диапазонов: 1– К≥ 9,6; 2 – ≤К≤9,5; 3 – К≤7,5

В настоящее время для зон хребтов Заилийский, Кунгей и Терской Алатау во всем энергетическом диапазоне событий тип деформированного состояния характеризуется как одноосное сжатие, а в Каратауской зоне и зоне Джунгарского Алатау, где по землетрясениям с К≥ 9,6 отмечен переход к отрицательным значениям μ, отмечено различие деформированного состояния среды в соседних районах.

Совместный анализ поведения параметров χ и μ показал, что в зонах хр. Терской Алатау и Заилийский-Кунгей Алатау для нижнего энергетического диапазона событий для обоих параметров отмечен отрицательный тренд, сопровождаемый нарастанием общего количества землетрясений. То есть в общем ансамбле наблюдается тенденция к разупорядоченности индивидуальных механизмов. Сильные землетрясения происходят при наиболее высоких значениях μ и χ, после толчка тип деформирования изменяется. На графиках χ после сильнейших землетрясений отмечается понижение значений параметра для всех диапазонов энергии. Таким образом, на стадии подготовки сильного землетрясения происходит упорядочивание напряжений, действующих в разных очагах, нарастает внутренняя согласованность индивидуальных механизмов. После толчка поле напряжений изменяется, по-разному реагируют на снятие напряжений разломы различных рангов, индивидуальные механизмы слабых и сильных толчков характеризуются низкой внутренней согласованностью.

В зоне Джунгарского Алатау изменения χ вызваны вариациями μ, упорядоченность индивидуальных механизмов очагов землетрясений не изменяется. Только в 1984 г. и 1993 г. снижение χ для событий с К ≥9,5 сопровождалось синхронным снижением μ до значений 0 - 0,3, что указывает на нарастание хаотичности деформационного процесса. Именно в эти годы произошли наиболее сильные землетрясения с М=5,1 и 5,8.

Оси главных напряжений. Анализ вариаций χ и μ показал, что поле региональных тектонических напряжений за исследованный период времени изменялось. Важно исследовать ориентацию главных осей напряжений, как важнейшего элемента для реконструкции СТД. На рисунке 4 приведены результаты таких исследований, проведенных для каждой из 5 изучаемых зон.



а

б

в

г

д

Обозначения (а – д) - на рисунке 3

Рисунок 4. Пространственно-временные вариации ориентации оси напряжения сжатия: слева – азимутов, справа – углов выхода

Для оси сжатия во всех регионах, во всех энергетических и временных диапазонах преобладающим является близгоризонтальное и субмеридиональное с небольшим отклонением на запад положение оси напряжений сжатия. Однако и для этой устойчивой оси отмечаются вариации во времени, имеющие свои специфические особенности в разных зонах. В районах Северного Тянь-Шаня отклонения от субмеридионального направления осей незначительны во всех диапазонах энергии. В Восточном Казахстане наблюдается разворот направления оси, как к востоку, так и к западу от меридиана. В период 2000 - 2004 гг. наблюдаются также значительные вариации угла погружения оси сжатия - от близгоризонтального до близвертикального.

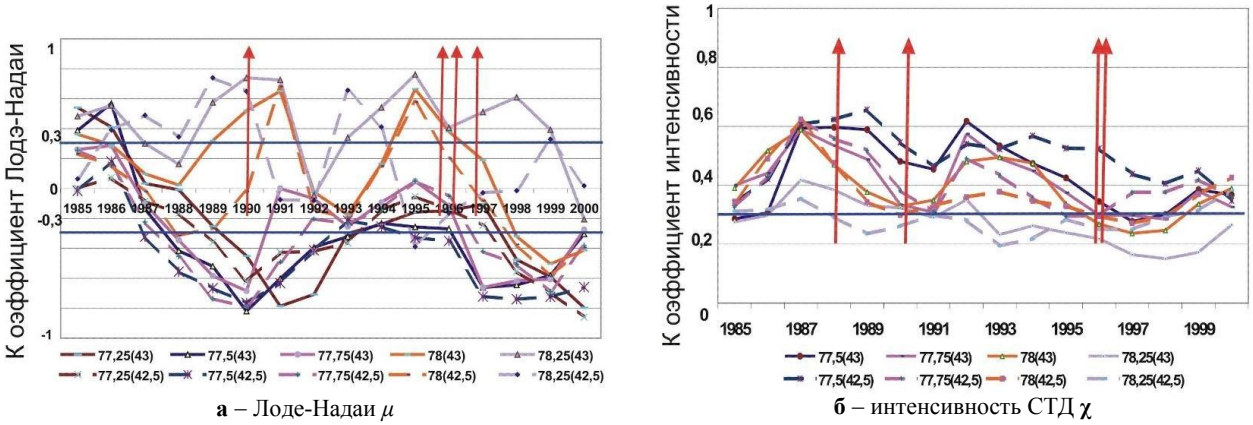
Ось растяжения не так устойчива как ось сжатия, особенно по углу выхода. В настоящее время углы погружения оси напряжения растяжения по сильным землетрясениям в зонах хр. Тянь-Шаня и Джунгарии (зоны 1, 2, 3 и 5) приближаются к горизонтальным. В Восточном Казахстане в период 2000 - 2004 гг. наблюдалось изменение угла погружения оси напряжения растяжения от близвертикальных до близгоризонтальных значений, то есть, происходил переход от режима сжатия к сдвигу.

Для выявления локальных особенностей и зон несовместности сейсмотектонических деформаций в пределах хребтов Заилийский-Кунгей Алатау проведено исследование пространственно-временной дифференцированности процесса деформирования в элементарных ячейках размером 0,5°х 0,5° с шагом 0,25°. В сплошной среде компоненты скорости деформации соседних точек взаимосвязаны, несовместность сейсмотектонической деформации компенсируется дополнительными внутренними упругими деформациями и напряжениями. При склонности пород к разрушению, связанной с развитием ослабленных зон, неблагоприятная ориентация внутренних напряжений может инициировать разрушение. О несовместности поля сейсмотектонических деформаций может свидетельствовать рассогласованность параметров средних механизмов очагов в соседних точках области. Проведенный анализ позволил выявить в зоне подготовки сильных событий с M>5 за 2 - 3 года до толчка ситуацию с различным ходом вариаций коэффициента μ в пограничных ячейках. В результате противофазных вариаций в пограничных ячейках формируется зона несовместности поля сейсмотектонических деформаций, как правило, приуроченная к глубинным разломам. Размер различно деформированных участков и перепад значений μ в них тем больше, чем выше магнитуда готовящегося события. Графики на рисунке 5 демонстрируют вариации значений μ и χ, а рисунок 6 - картину напряженно-деформированного состояния в очаговой области Байсорунского землетрясения 1990 г. в период его подготовки.

Из рисунка 5 видно, что аналогичный режим вариаций параметров СТД предшествовал серии землетрясений с К=12, произошедших в 1996 – 1997 гг. в этой же области. Факт возникновения сильных землетрясений в области высокого градиента поля СТД заставляет пересмотреть существующие представления об одинаковом типе деформирования во всей ближней области готовящегося землетрясения.

Изменение относительного количества землетрясений разных типов механизмов

По результатам ряда экспериментальных работ с образцами пород, теоретических исследований и наблюдений за землетрясениями сделаны выводы о согласованном изменении динамических и кинематических характеристик сейсмических волн с параметрами механизмов очагов и характеристик напряженно-деформированного состояния в различных стадиях подготовки сильных землетрясений.



а – Лоде-Надаи μ **б** – интенсивность СТД χ

Цветная линия – график для элементарной ячейки; числа – координаты ячейки в градусах: (долгота, в скобках – широта).
Стрелка - момент землетрясения

Рисунок 5. Очаговая зона Байсорунского землетрясения 1990 г.
Среднегодовые вариации коэффициентов сейсмотектонической деформации

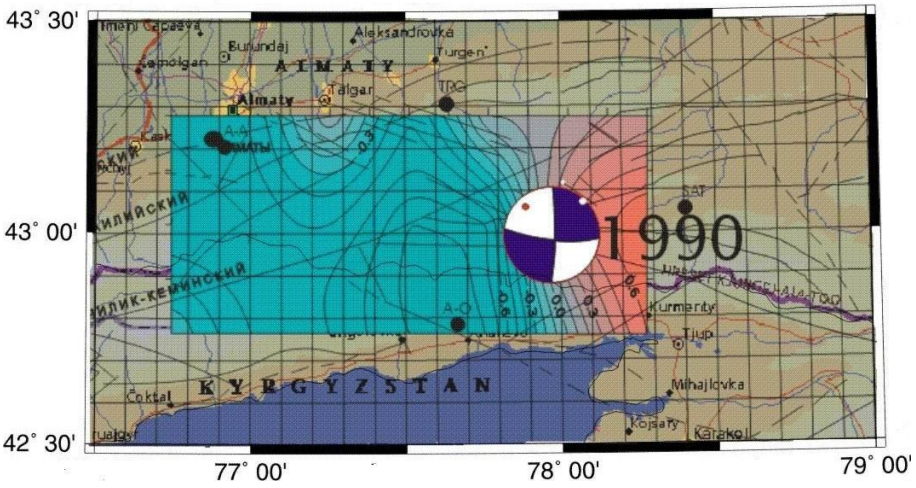
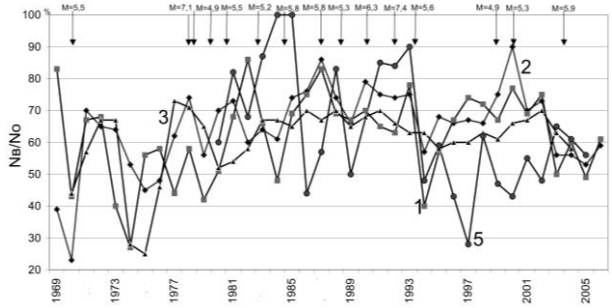
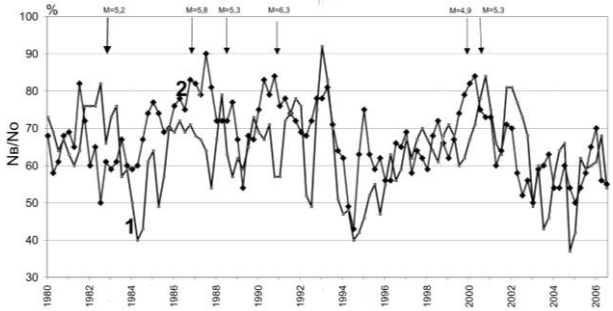


Рисунок 6. Очаговая зона Байсорунского землетрясения 1990 г. Картина деформированного состояния среды

Ранее авторами был исследован очень информативный параметр Nв/No, характеризующий относительное число землетрясений с положительной компонентой движения в очаге к общему числу землетрясений. В данном случае вариации этого параметра рассмотрены для 1, 2, 3 и 5 зоны Северного Тянь-Шаня и Джунгарии, а также в трех наиболее интересных подзонах Северного Тянь-Шаня. Использованы данные за 1969 - 2005 гг. На рисунке 7 показаны изменения среднегодовых значений параметра Nв/No.



а – Северный Тянь-Шань и Джунгария (зоны 1, 2, 3 и 5)



б – Северный Тянь-Шань (наиболее интересные подзоны)
Обозначения кривых: 1-2 - номера зон, стрелками показаны моменты сильных землетрясений региона

Рисунок 7. Изменение во времени относительного числа землетрясений с положительной компонентой движения в очаге к общему числу землетрясений

Несмотря на значительные вариации, можно выделить три основных периода за исследуемый 36 летний срок. Период 1970 - 1978 гг.: низкие значения параметра Nв/No (на уровне 50%) не сопровождаются сильными землетрясениями. Период 1978 – 1992 гг.: повышенные значения параметра Nв/No (на уровне 70%) сопровождаются высокой активностью сильных землетрясений. Период после 1993 г.: низкие значения параметра Nв/No для зоны 5 и для всех зон в конце периода, низкая сейсмическая активность сильных событий. Более детальный анализ показывает, что на общем высоком фоне значений Nв/No перед сильным землетрясением в очаговой области наблюдается рост этого параметра, а в пограничной с ней области – уменьшение его значений. Особенно хорошо это видно на графиках вариаций параметра Nв/No с окном осреднения шесть месяцев (рисунок 5б). Из рисунка хорошо видно, что значения Nв/No для хребта Терский Алатау и хребтов Заилийский и Кунгей Алатау изменяются противофазно. Создается впечатление, что имеет место прохождение деформационной волны в меридиональном направлении. Когда на юге от Иссык-Куля нарастают напряжения сжатия, на севере они, наоборот, уменьшаются. После сильных землетрясений тип подвижки обычно меняется.

В 2005 г. по данным механизмов очагов в рассматриваемых регионах имело место стабильное напряженно-деформированное состояние среды. Однако уже в 2006 г. в хр. Заилийского, Кунгей и Терской Алатау наблюдается тенденция к увеличению количества взбросовых типов подвижек. Эта же тенденция отмечается и в локальных подзонах Заилийского-Кунгей Алатау, где наблюдался спад значений параметра (от 80% в 1999 г. до 48% в 2004 г.). К западу от этой территории в зоне Киргизского хребта изменения другого характера: до 2004 г. отмечалось увеличение числа взбросовых типов подвижек в очагах землетрясений, а с 2005 г. – их уменьшение.

Выводы

Рассмотрение совокупности параметров СТД за протяженный период времени позволило выявить некоторые общие закономерности:

1. Для разных районов характерен свой тип напряженно-деформированного состояния, на фоне которого происходит главное событие. Так, в хребтах Заилийский, Кунгей, Терскей Алатау сильные землетрясения происходят на фоне взбросовых и взбросо-сдвиговых деформаций среды. В Джунгарии и Каратауской зоне – фоновыми являются сдвиговые деформации.

2. В период, предшествующий сильному событию, происходит упорядочивание системы напряжений на всех энергетических уровнях землетрясений, о чем свидетельствует рост значений коэффициента интенсивности СТД. После события наблюдается перестройка системы напряжений, рассогласование индивидуальных механизмов, различный ход в графиках изменений параметров осей напряжений в разных энергетических диапазонах землетрясений.

3. Сильному землетрясению предшествует ситуация с различным ходом вариаций коэффициента μ в пограничных районах эпицентральной зоны. В окрестностях готовящегося землетрясения формируется зона несовместности поля сейсмотектонических деформаций приуроченная к глубинным разломам. Размер зоны, а также перепад значений μ в пограничных районах тем больше, чем выше магнитуда готовящегося события.

4. Анализ временных вариаций параметров механизмов очагов землетрясений показывает, что на Северном Тянь-Шане в настоящее время происходит перестройка системы напряжений.

Литература

1. Садовский, М.А. Временные вариации механизмов очагов землетрясений / Отв. редактор М.А. Садовский / Прогноз землетрясений // Душанбе-Москва, 1983. – № 3. – С. 100 – 102.
2. Михайлова, Н.Н Поле сейсмотектонической деформации и параметры разрывообразования на Северном Тянь-Шане / Н.Н Михайлова., А.А. Власова // Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., № 4. – 1991. – С. 87 – 92
3. Соболева, О.В. Расчет параметров сейсмотектонической деформации / О.В. Соболева, Д.Г. Бибарсова, З.Н. Вахидова // Деп. в ВИНИТИ, № 5402-81, 1981.
4. Юнга, С.Л. Вопросы точности определения механизмов очагов коровых землетрясений и сейсмотектонические деформации Средней Азии и Казахстана / Землетрясения Средней Азии и Казахстана в 1980 году, Душанбе / С.Л. Юнга [и др.] // 1982 . – С. 12 – 16.
5. Михайлова, Н.Н. О механизмах очагов землетрясений Центрального Казахстана / Н.Н. Михайлова, Н.Н. Полешко // Вестник НЯЦ РК, 2003. – Вып. 2. – С.100 – 105.
6. Михайлова, Н.Н. О механизмах очагов землетрясений Восточного Казахстана / Михайлова Н.Н., Полешко Н.Н. // Вестник НЯЦ РК, 2005, – Вып. 2. – С. 142 – 146.

ҚАЗАҚСТАННЫҢ СЕЙМОБЕЛСЕНДІ АУМАҚТАРЫНЫҢ ОШАҚТАР МЕХАНИЗМДЕРІ ПАРАМЕТРЛЕРІНІҢ УАҚЫТТАҒЫ ВАРИАЦИЯЛАРЫ

[1)]Михайлова Н.Н., [2)]Полешко Н.Н.

[1)]ҚР ҰЯО Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан
[2)]ҚР Білім және ғылым министрлігінің «Сейсмологиялық тәжірибелі-әдістемелік эспедициясы», Алматы

Қазақстан және шекарамен шектес аудандардың сейсмобелсенді аумақтары үшін ошақтар механизмдерінің параметрлері өзгеруін зерттеу нәтижелері келтірілген және қатты жерсілкінулер қалыптасу процесстерімен байланысты параметрлерінің уақытта өзгеру ерекшеліктері сипатталған.

TEMPORAL VARIATIONS OF SOURCE MECHANISMS PARAMETERS AT SEISMICALLY AC-TIVE KAZAKHSTAN REGIONS

[1)]N.N. Mikhailova [2)]N.N. Poleshko

[1)]Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan
[2)]"Seismological Experimental-Methodical Expedition" the Ministry of Education and Science of RK, Almaty, Kazkhstan

Changes of focal mechanisms parameters for seismic active territories of Kazakhstan and adjacent territories were investigated; features of parameters change with time associated with processes of large earthquakes for-mations were revealed.

УДК 550.348

ТЕХНОГЕННАЯ И ПРИРОДНАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ КУЗБАССА

[1,2)]Еманов А.Ф., [1,2)]Еманов А.А., [1,2)]Лескова Е.В., [1,2)]Фатеев А.В., [1)]Сёмин А.Ю., [1)]Филина А.Г.

[1)]Алтае-Саянский филиал Геофизической службы СО РАН, Новосибирск, Россия
[2)]Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

Экспериментальными исследованиями с использованием временных сетей станций на территории Кузнецкой котловины показано существование сейсмических активаций двух типов: техногенного происхождения, связанного со значительным числом подземных горных выработок, и природных - на глубинах 1 – 4 км, свидетельствующих о напряженном состоянии геологической структуры. Показана необходимость проведения более масштабных работ для изучения опасных сейсмических процессов.

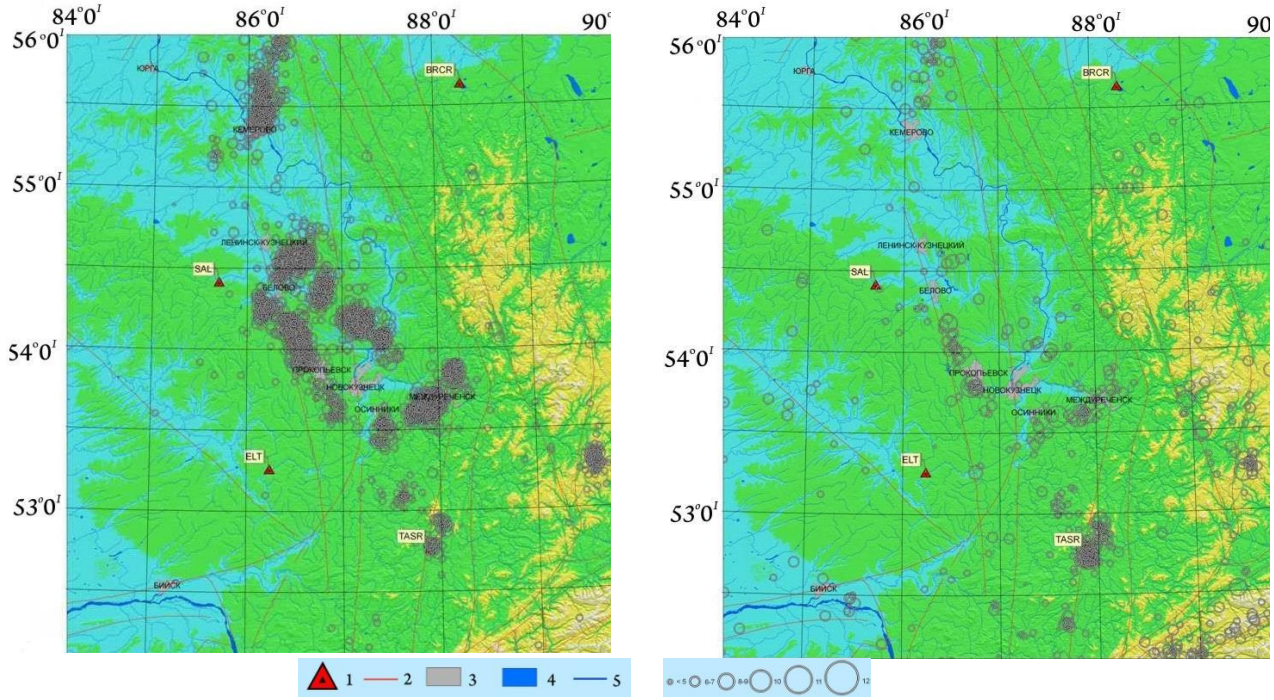
Кузнецкая котловина является районом сильнейшего техногенного воздействия на земные недра. Практически на всей территории впадины размещены карьеры и шахты по добыче угля: в Горной Шории - шахты по добыче железных руд, в хребте Салаир и Кузнецком Алатау - шахты по добыче золота. Не только сама Кузнецкая котловина, но и её горное обрамление являются районами добычи полезных ископаемых. Значительная часть горнодобывающих предприятий производит промышленные взрывы с зарядами от десятков тонн до сотен тонн тротила. Сам по себе - это сильнейший фактор воздействия на геологическую среду. Даже те предприятия, которые добывают уголь комбайнами, в значительной степени меняют напряжённое состояние массивов горных пород. В статье оцениваются особенности природной и техногенной сейсмичности по данным региональной сети станций и по результатам локальных экспериментов.

Изучение сейсмичности Кузбасса и сейсмического эффекта промышленных взрывов по данным региональной сети станций

Большое количество массовых промышленных взрывов в Кузбассе создаёт определённые трудности в изучении сейсмичности региона. Кроме того, в течение наибольшего периода времени (с начала существования региональной сети станций в Алтае-Саянской области, с 1963 г.) в Кузбассе существовала только одна сейсмологическая станция Таштагол. Сейсмические явления изучались здесь в основном удалёнными станциями, установленными в смежных областях. Лишь, начиная с конца девяностых годов прошлого столетия, количество стационарных станций в Кузбассе стало увеличиваться. На текущее время в Кемеровской области работает шесть сейсмологических станций. Представительная регистрация сейсмических событий на большей части территории Кузбасса ведётся, начиная с энергетического класса К=6. При обработке данных мониторинга осуществляется распознавание промышленных взрывов и землетрясений [12]. При фоновом протекании сейсмичности в Кузбассе сейсмическая энергия регистрируемых промышленных взрывов в значительной степени превышает сейсмическую энергию происходящих здесь землетрясений. При этом следует учесть, что на территории (в окрестности г. Новокузнецка) в 1898 и 1903 гг. происходили крупные землетрясения, энергия которых существенно превышает сейсмический эффект промышленных взрывов [7]. На рисунке 1а показаны эпицентры промышленных взрывов Кузбасса за период 1993 - 2005 гг. Наибольшее количество эпицентров промышленных взрывов зафиксировано в центральной части Кузбасса, где ведётся интенсивная добыча угля в карьерах. Вторым районом с большим количеством промышленных взрывов является район севернее г. Кемерово. Достаточно большое количество промышленных взрывов производится на юге Кузбасса - это шахтные взрывы на глубинах в сотни метров под дневной поверхностью и с зарядами в сотни тонн. В карьерах и шахтах используется короткозамедленное взрывание, что в значительной степени снижает сейсмический эффект.

На рисунке 1б приведена карта эпицентров землетрясений за период с 1963 по 2005 гг. Как можно видеть из сопоставления рисунков 1а, 1б, районы, где происходят землетрясения, в значительной степени совпадают с районами проведения промышленных взрывов. Прежде всего, это относится к окрестностям г. Новокузнецка, где произошли крупные землетрясения, г. Таштагол, где в 1988 г. зафиксирована достаточно крупная сейсмическая активизация природного происхождения. Весьма активна приграничная зона Салаирского кряжа с Кузнецкой впадиной. Сейсмичность Кузнецкого Алатау не пересекается с районом промышленных взрывов.

В Кузбассе пока нет возможности надёжно локализовать и характеризовать землетрясения - плотность сети стационарных наблюдательных станций, даже с у четом современного их состояния, недостаточна для этого. Поэтому проведен ряд экспериментов на локальных участках с развертыванием временных сетей станций и выполнением сейсмического мониторинга.



а – промышленные взрывы за 1993 - 2005 гг. **б** – землетрясения за 1963 - 2005 гг.

1 – сейсмические станции; 2 – разлом; 3 – город; 4 – озеро; 5 – река

Рисунок 2. Карта эпицентров событий на территории Кузбасса

СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ В РАЙОНЕ г. ОСИННИКИ

В связи с активизацией сейсмического процесса в районе г. Осинники в ноябре - декабре 2005 г. была развернута временная сеть из 9 пунктов наблюдения. Станции располагались в погребах и подвалах жилых домов для снижения уровня помех. Использовались трехканальные 24-разрядные сейсмические станции Байкал-АС с полосой пропускания 0.1-50 Гц [5]. Частота дискретизации при измерениях составляла 100 Гц. На рисунке 2 показано расположение сейсмических станций и эпицентров сейсмических событий, зарегистрированных с 23 ноября по 26 декабря 2005 г.

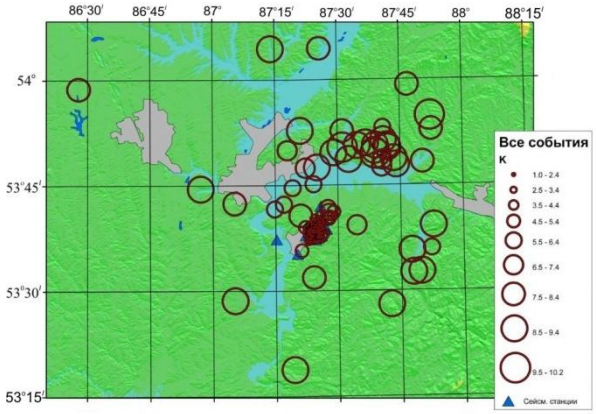
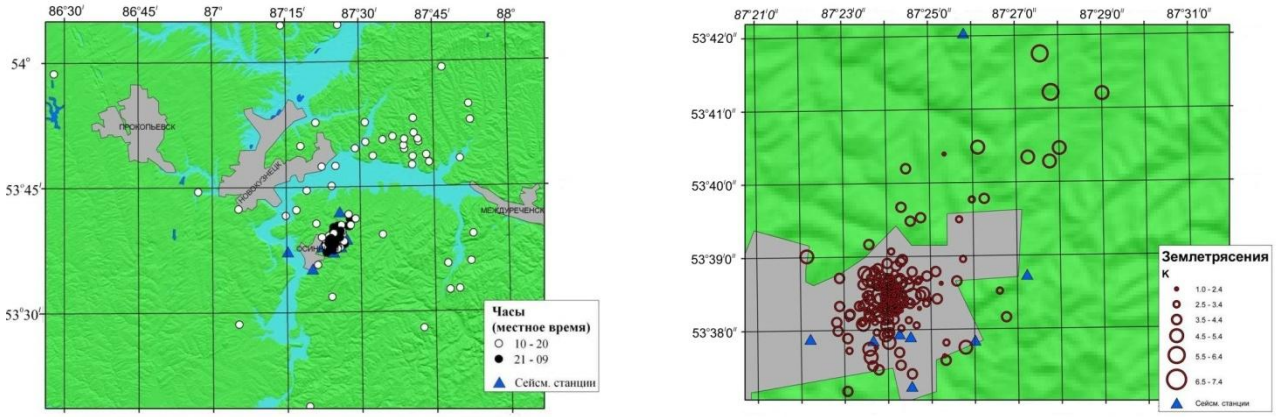


Рисунок 2. Район г. Осинники. Эпицентры сейсмических событий, зарегистрированных временной сетью станций (ноябрь - декабрь 2005 г.)

Всего за период наблюдений зарегистрировано 212 сейсмических событий, из которых 46 - промышленные взрывы. Анализ распределения по времени суток показал, что события, определенные как промышленные взрывы (рисунок 3а), происходили в рабочее время суток и рабочие дни недели (понедельник - суббота). Энергетические классы (К) взрывов – (6 – 10). Пространственное положение эпицентров событий относительно города Осинники также свидетельствует в пользу того, что выделенная часть зарегистрированных сейсмических событий является промышленными взрывами. Дальнейший анализ (после исключения промышленных взрывов) проведен для 166 сейсмических событий, определенных как землетрясения (рисунок 3б).

Как следует из рисунка 3б, эпицентры событий, выделенных для анализа, распределились на территории, существенно превышающей размеры шахтного поля. При этом землетрясения происходили севернее зоны максимально ощутимых событий на поверхности, что может быть связано с особенностями строения верхней части разреза в данном районе. Глубина зарегистрированных землетрясений изменяется в диапазоне 0 - 4,5 км (рисунок 4), максимальное их количество приходится на глубины 1 - 1,5 км, что существенно глубже горных выработок (менее 0.2 км). Энергетический класс землетрясений К соответствуют диапазону от 1 до 7.2. В интервале энергетических классов (4 – 7) график повторяемости линеен. При К< 4 результаты регистрации непредставительны.



а – промышленные взрывы

б – землетрясения

Рисунок 3. Район г. Осинники. Эпицентры сейсмических событий (ноябрь - декабрь 2005 г.)

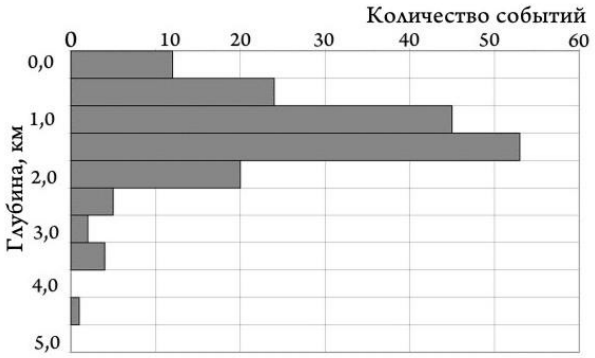


Рисунок 4. Гистограмма глубин землетрясений

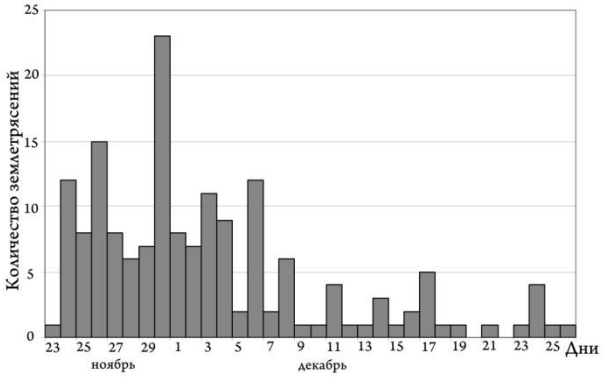


Рисунок 5. Развитие сейсмической активизации во времени

На рисунке 5 показано развитие сейсмической активизации в период от 23 ноября до 26 декабря 2005 г. Видно, что сейсмический процесс начался раньше 23 ноября 2005. В среднем количество землетрясений в первую половину периода наблюдений составило 5 – 10, максимальное количество землетрясений (23) приходится на 30 ноября 2005 г. Во вторую половину периода наблюдений количество землетрясений заметно снизилось - до 1 - 3 в сутки, из чего следует, что сейсмический процесс затухал во времени.

Таким образом, в ноябре – декабре 2005 г. изучена сейсмическая активизация, которая протекала в зоне, где сосуществуют техногенная и природная сейсмичность. Сейсмическая активизация охватила площадь, существенно превышающую территорию расположения горных выработок. Выявленные землетрясения были сосредоточены в интервале глубин 0 - 4,5 км (преимущественно в интервале 1 - 1,5 км), что существенно ниже глубин горных выработок. Прослежено затухание сейсмической активизации во времени. Полученные данные позволили сделать вывод о том, что изучена сейсмическая активизация, относящаяся к верхней части земной коры, в которой, скорее всего, сочетаются три фактора сейсмичности: тектонический; техногенный (наличие горных выработок); техногенный (сейсмическое воздействие большого числа промышленных взрывов). Можно предположить, что в тектоническом плане данная активизация является откликом напряженной зоны на Чуйское землетрясение 2003 г.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ АКТИВИЗАЦИИ ПРИ РАЗРАБОТКЕ УГЛЯ В КУЗБАССЕ

Повышение сейсмической активности (наведённая сейсмичность) в районах разработки полезных ископаемых явление не редкое [1, 8 - 11, 13, 14]. Термин «наведённая сейсмичность» трактуется как усиление сейсмической активности, вызванное техногенной деятельностью человека. В Кузбасс наведённая сейсмичность и горные удары пришли вместе с добычей полезных ископаемых [8, 11].

Алтае-Саянская горная область, к которой принадлежит Кузбасс, характеризуется концентрацией землетрясений в горном обрамлении впадин и асейсмичностью самих впадин [3, 4]. Локальное исследование сейсмичности проведено в Кузнецкой впадине (в районе г. Полысаево). Экспериментальные работы проведены на одной и той же территории трижды [6]: 1 - с 13 августа по 11 сентября 2007 г. (локальная сеть из двадцати сейсмологических станций на площади 10 ×14 км с неравномерной расстановкой, наиболее густо, через 1 - 2 км, - в зоне ощутимых сотрясений); 2 - с 1 ноября 2007 г.

по 31 января 2008 г. (локальная сеть из тридцати станций); 3 - с 3 июня по 2 июля 2008 г. (локальная сеть из девятнадцати сейсмологических станций). Основная задача первого эксперимента состояла в том, чтобы установить источник сотрясения территории города и определить характеристики сейсмической активизации. Были обнаружены две техногенные сейсмические активизации, приуроченные к лавам шахты «Полысаевская». Основная задача второго эксперимента была связана с завершением работ на одной из лав, в связи с чем, необходимо было установить последующий характер сейсмической активизации. В ходе второго эксперимента локальной сетью выявлены четыре сейсмических активизации, две из которых соответствовали прежним лавам, одна оказалась пространственно привязанной к готовящейся лаве и одна - локализована на участке, где добыча угля не велась. Основная задача третьего эксперимента состояла в изучении изменений сейсмических процессов во времени.

Сетью сейсмологических станций ежедневно фиксировалось в среднем полтора десятка сейсмических толчков, далеко не все из которых были ощутимы на поверхности. На рисунке 6 приведена характерная запись сейсмического события, зарегистрированного на удалении 3.1 км от станции.

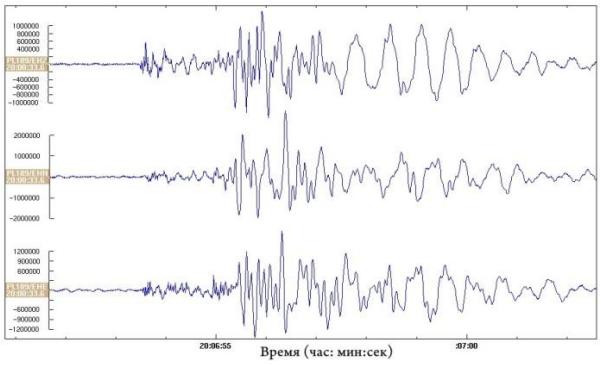


Рисунок 6. Район г. Полысаево в Кузнецкой впадине Запись события 31 августа 20:06:51,9 7с Кэ=5,6

Сейсмическая запись является типичной для изученной активизации: отчётливо выделяются вступления продольных и поперечных волн, интенсивна поверхностная волна. Подобного вида записи регистрируются от промышленных взрывов в Кузбассе, тогда как землетрясения не возбуждают столь интенсивных поверхностных волн. При изучении сейсмической активизации в районе г. Осинники [5] поверхностные волны на записях фиксировались менее явно, хотя глубины очагов составляли там первые километры. На рисунке 7 представлена карта эпицентров событий, зарегистрированных в течение двух первых экспериментов. Синим цветом отмечены события, приуроченные только к двум лавам: Бреевской и Толмачёвской, - и зарегистрированные во время первого эксперимента.

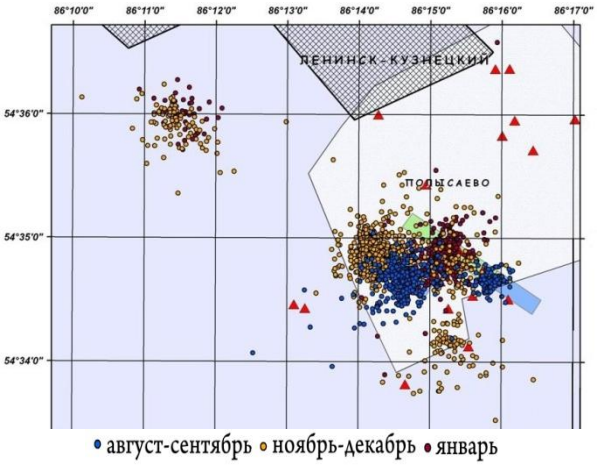


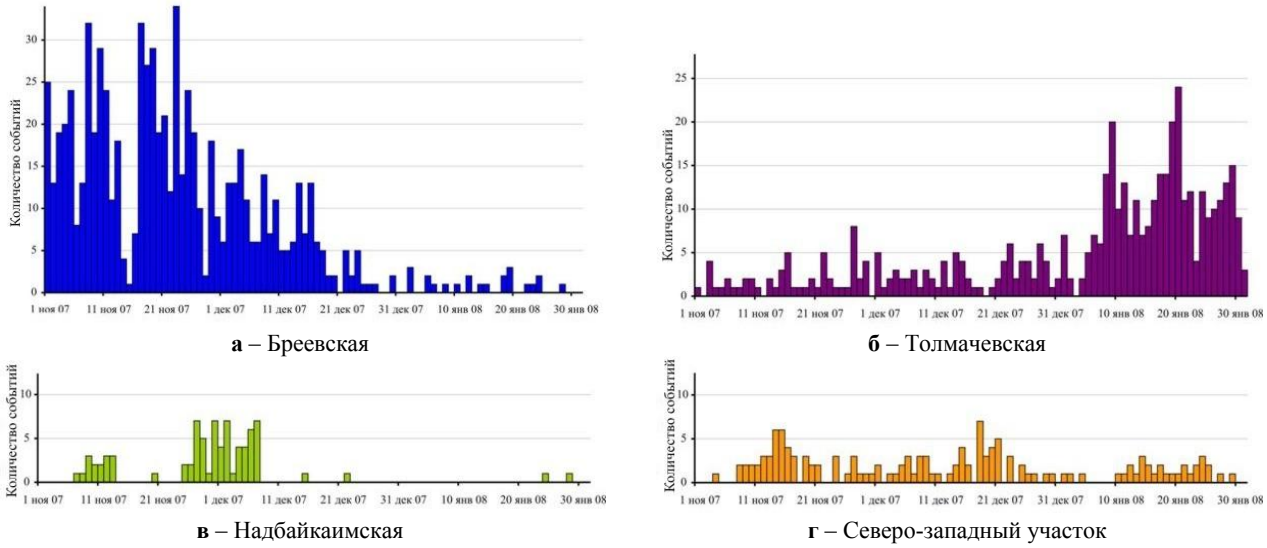
Рисунок 7. Район г. Полысаево в Кузнецкой впадине. Эпицентры событий, зарегистрированных во время первых двух экспериментов (август 2007г. – январь 2008 г.)

Видно, что для этих двух лав с течением времени наблюдается смещение облака эпицентров событий вдоль выработок, в соответствии с перемещением в пространстве их забоя. Сейсмические события в районе готовящейся Надбайкаимской лавы зафиксированы только в ноябре – декабре 2007 г. Северо-Западная активизация была обнаружена во время второго эксперимента, и с тех пор она остается стабильной по активности. На рисунке 8 приведены данные об изменениях интенсивности сейсмического процесса в каждой из четырёх активизированных зон по результатам второго эксперимента.

Особый интерес представляет Бреевская эпицентральная зона в связи с завершением в конце декабря работ на одноимённой лаве. Именно в этой зоне сейсмический процесс был наиболее интенсивным в ноябре 2007 г. - 20÷30 событий в день. В декабре регистрировались около 10 событий в день, в январе 2008 г. – (1 – 2) события (не каждый день). Таким образом, завершение работ на лаве в декабре 2007 г. привело к значительному ослаблению соответствующей сейсмической активизации.

Толмачёвская эпицентральная зона (рисунок 8б) в 2007 г. характеризовалась стабильной интенсивностью сейсмического процесса – регистрировались от 1 до 5 событий в день. В январе 2008 г. отмечено значительное увеличение числа событий, приуроченных к Толмачевской лаве, – сначала по 10 событий ежедневно, а затем - до 24 событий. По-видимому, завершение работ в Бреевской выработке оказало влияние и на сейсмический процесс, приуроченный к Толмачёвской лаве.

Сейсмический процесс в окрестности Надбайкаимской лавы (рисунок 8г) нестабильный, фактически зона активизировалась дважды: в начале ноября (на неделю) и в начале декабря (почти на две недели). Судя по всему, в районе этой лавы нет работ, вызывающих стабильную во времени сейсмическую активизацию.



а – Бреевская

б – Толмачевская

в – Надбайкаимская

г – Северо-западный участок

Рисунок 8. Район г. Полысаево в Кузнецкой впадине. Изменение интенсивности сейсмических активизаций во времени относительно проходки горных выработок

Северо-Западная активизация (рисунок 8д) достаточно стабильна во времени по сейсмичности. Здесь происходит 2 ÷ 5 событий в день. Активизация находится в стороне от трех вышерассмотренных активизаций и включает события, более крупные по энергии - в среднем на 1 - 2 класса выше, чем техногенные активизации.

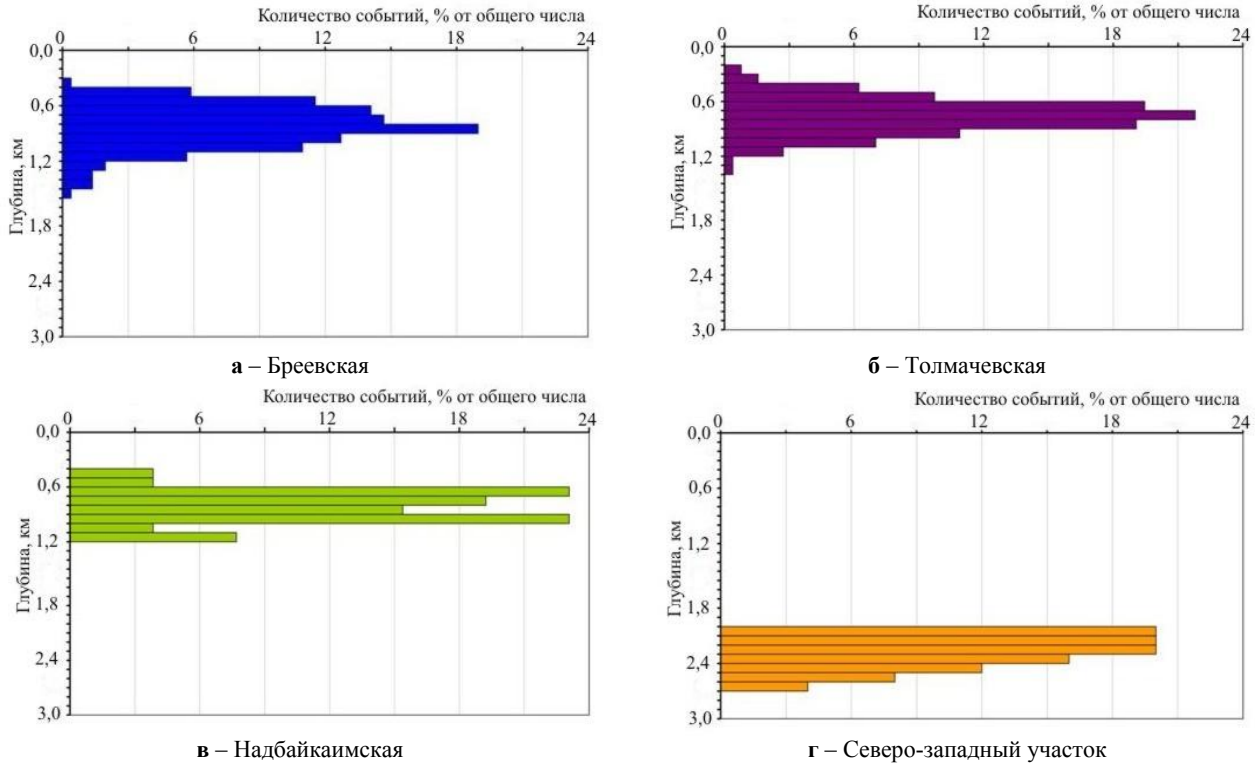
Специальные исследования проведены для более точного определения глубин событий, что важно в связи с необходимостью уточнения пространственного расположения гипоцентра активизации относительно выработок (выше лавы, в окрестностях лавы или под лавой). Для повышения точности определения глубин землетрясений использованы следующие приёмы: увеличение числа регистраторов в эпицентральной зоне; использование скоростной модели среды, полученной другими методами; применение метода двойных разностей; использование итерационного алгоритма, корректирующего одновременно и скоростную модель, и координаты определяемого гипоцентра. По результатам регистрации промышленных взрывов сетью станций были установлены скорости сейсмических волн: 3.7 км/с – для продольной волны; 1.9 км/с – для поперечной волны. Такие же результаты получены при исследованиях методом преломленных волн с ударной установкой. Уже при глубине 10 м значения скорости выходят на вышеприведенные значения и не изменяются вплоть до глубины в десятки километров, что свидетельствует о возможности применять при определении координат источников модель с постоянной скоростью. Полученные данные не противоречат скоростной модели, построенной по материалам ГСЗ для Кузнецкой впадины для продольных волн. На рисунке 9 представлены гистограммы глубин землетрясений, определенных с применением описанных приемов, для каждой из четырёх активизаций.

Сейсмические события в трёх эпицентральных зонах вблизи лав: Бреевской (рисунок 9а), Толмачевской (рисунок 9б), Надбайкаимской (рисунок 9в), - имеют глубины от первых сотен метров до полутора километров. Их техногенная природа не подлежит сомнению, почти все события происходят под лавами. Наиболее интенсивен сейсмический процесс на глубинах 700 - 900 м (при глубине выработок чуть более 400 м). Все землетрясения Северо-Западной активизации (рисунок 9г) имеют глубины 2 - 3 км. Отсутствие приуроченности событий в этой эпицентральной зоне к горным выработкам и значительная глубина событий говорит о природной напряжённости в осадках впадины.

Для части техногенных событий построены механизмы очагов. На рисунке 10а приведены результаты определений для Бреевской и Толмачёвской лав, а в разрезе (рисунок 10б) - для Толмачёвской лавы.

По небольшому количеству определений фокальных механизмов в районе Бреевской выработки можно отметить, что одна из нодальных плоскостей событий является близвертикальной. Механизмы группы событий в районе Толмачевской выработки представлены, главным образом, взбросами (рисунок 10а), причем наблюдается линия событий, явно смещенная относительно выработки. Для большинства событий в этой линии механизмы очагов схожи по виду, что может свидетельствовать не о локальных, отдельных подвижках, а об общих для этого участка изменениях в процессе разрушения. На вертикальной проекции нодальных плоскостей (рисунок 10б) видно, что выявленная линия событий представляет собой некоторую наклонную плоскость со схожими по виду механизмами очагов, причем на глубине около 800 м плоскость изменяет свое направление. Интересно, что оси сжатия группы событий Толмачевской выработки преимущественно

близгоризонтальные, имеют направление, главным образом, «север-юг» (рисунок 10а), что совпадает с общерегиональным направлением сейсмотектонических деформаций. Такое субмеридиональное направление укорочения характерно для всего Алтая, в том числе, очень четко выделяется для Чуйского землетрясения 27 сентября 2003 года (Ms=7.3). Установленный факт свидетельствует о том, что характер деформаций в районе выработок может определяться региональными напряжениями укорочения в направлении «север-юг», а не только теми напряжениями, которые возникают в результате проведения горных работ.



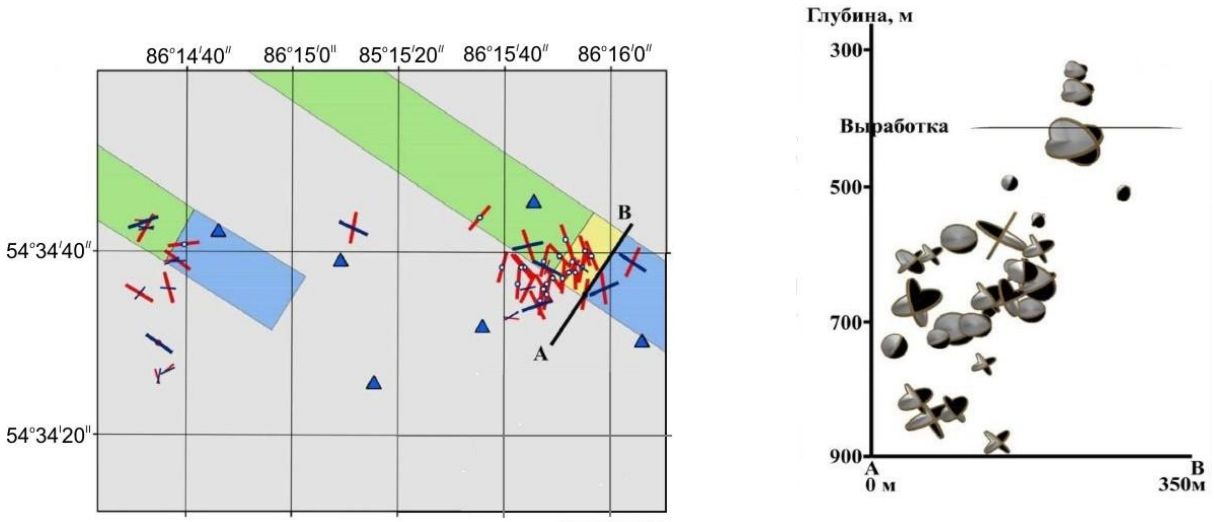
а – Бреевская

б – Толмачевская

в – Надбайкаимская

г – Северо-западный участок

Рисунок 9. Район г. Полысаево в Кузнецкой впадине. Гистограммы глубин землетрясений в эпицентральных зонах четырёх активизаций вблизи лав



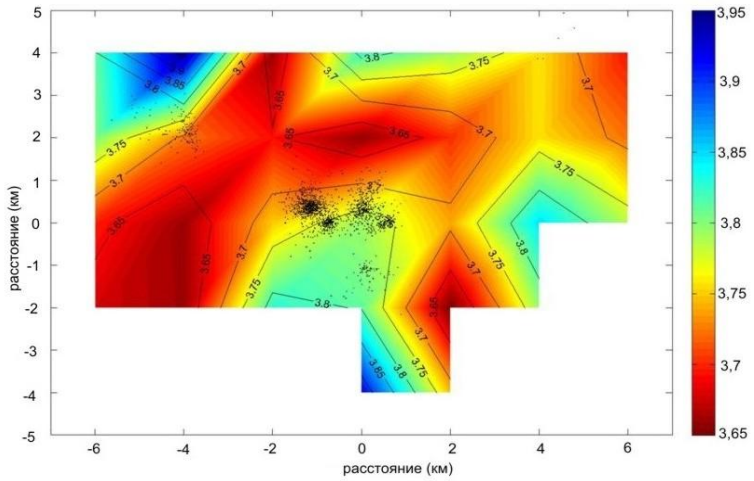
а – ориентация осей главных напряжений (сжатия и растяжения) в очагах активизации района Бреевской и Толмачевской лавы

б – проекция нодальных плоскостей на вертикальную плоскость по линии АВ (район Толмачевской лавы)

1 2 3 4 5

Оси: 1 – сжатия; 2 – растяжения; 3 – близгоризонтальные; 4 – наклонные, 5 – близвертикальные

Рисунок 10. Район г. Полысаево в Кузнецкой впадине. Механизмы очагов техногенных событий



Точки - *эпицентры* событий

Рисунок 11. Район г. Полысаево в Кузнецкой впадине. Карта скоростей продольных волн на глубине 700 м

Итерационные алгоритмы определения координат гипоцентров и уточнения скоростного строения среды (double-difference tomography) [15] позволили уточнить скоростное строение разрезов в районе исследований. На рисунке 11 приведена карта скоростей продольных сейсмических волн на глубине 700 м.

Фиксируется блочное строение среды. Для блоков с пониженной скоростью характерно значение 3.6 - 3.7 км/с, для блоков с повышенной скоростью – (3.75 - 3.9) км/с. Как видно из рисунка 11, эпицентры зарегистрированных событий. размещаются вблизи границ блоков с разной скоростью. Следует отметить, что выделенные по скоростям продольных волн блоки имеют наклонные границы и аномалии скорости на срезах для разных глубин смещаются.

Обсуждение результатов

Существование в осадочном бассейне Кузнецкой впадины сейсмических активизаций – явление неординарное. Установлено, что разработка угля во многих случаях происходит без возникновения сейсмических активизаций. Факт существования техногенных активизаций на части горных выработок ставит вопросы об условиях их возникновения и о необходимости оконтуривания их областей. Интерес вызывает также наличие в осадочном бассейне активизаций, не имеющих прямой связи с горными выработками. Подобных активизаций в других впадинах Алтае-Саянской горной области пока не зафиксировано. Возможно, напряжённое состояние осадков Кузнецкой впадины отличается от других впадин, в частности, в связи с тем, что осадки Кузнецкой впадины в значительной степени деформированы [2]. Изучены две локальные активизации в разных концах впадины и на сегодняшний день не известно, сколько таких активизаций в Кузбассе возникало и какие площади охвачены такими активизациями.

Техногенные активизации при разработке угля лавами возникали и в других регионах мира. Сейсмические процессы в районах активной добычи угля в Чехии контролируются уже многие годы специализированной сетью станций, но детальности сетей не хватает для определения глубин событий. В нашем случае удалось получить детальную информацию о нескольких техногенных активизациях в Кузбассе. Тот факт, что активизирована область под выработкой и на глубину до одного километра глубже выработки, позволяет высказать некоторые предположения о механизмах активизаций. Маленькая выработка активизирует довольно большую область. Такая ситуация может возникнуть, когда в пространственной области, находящейся и без того в напряжённом состоянии, изменяются свойства среды. Весьма вероятным является изменение флюидного наполнения горных пород в значительной области. В такой ситуации маленькая выработка вполне может создать условия для техногенной сейсмической активизации в большом объёме горных пород.

Полученные сведения о блочном строении осадочной толщи по данным сейсмической томографии предоставляют информацию для формирования модели, описывающей возникновение активизаций. Приуроченность сейсмических активизаций к границам блоков может играть важную роль в процессе возникновения активизаций при разработке угля. Имеющихся фактов мало, чтобы делать однозначные выводы о роли блочной структуры Кузнецкой впадины в процессе возникновения сейсмических активизаций, но полученные данные дают основание контролировать в экспериментах связь блочной структуры с сейсмическими процессами в других активизированных структурах Кузбасса.

Выводы

- В осадочном бассейне Кузнецкой впадины обнаружены два типа сейсмических активизаций. Техногенные активизации, связанные напрямую с добычей угля лавами, и активизации природного генезиса, не увязанные с шахтами.

- Активизации природного генезиса зафиксированы в Кузбассе дважды (г. Осинники и Северо-Западная активизация около г. Ленинск-Кузнецкий). Они представляют собой роевую сейсмичность, приуроченную к площади размерами в диаметре в первые километры. Сейсмические события происходят на глубинах 1 - 5 км. В активизированных зонах происходит в день от нескольких землетрясений до нескольких десятков землетрясений.
- Обнаружены и исследованы три техногенные активизации, приуроченные к лавам: Толмачёвская, Полысаевская, Надбайкаимская. Установлено, что сейсмический процесс смещается в пространстве вместе с выработкой. Основная масса событий происходит под выработкой, достигая глубин на километр ниже выработки. События преимущественно представлены взбросами. Прекращение работ в лаве ведёт к ослаблению сейсмического процесса, возобновление - к его усилению. Максимальная интенсивность процесса - до двух с половиной десятков землетрясений в день около выработки.
- По данным сейсмической томографии установлено блочное строение осадков в районе сейсмических активизаций. Сейсмические активизации, как природная, так и техногенные, приурочены в этом районе к границам блоков.

Литература

1. Барабанов, В.Л. Техногенные геофизические явления на месторождениях подземных вод, нефти, газа и твёрдых полезных ископаемых / В.Л. Барабанов / Наведённая сейсмичность. – М.: Наука, 1994. – С. 157 – 165.
2. Дудушкина, К.И. Деформационные свойства пород глубоких горизонтов / К.И Дудушкина., Г.Ф. Бобров. – М.: Недра, 1974. – 129 с.
3. Еманов, А.Ф.Пространственно-временные особенности сейсмичности Алтае-Саянской складчатой зоны / А.Ф. Еманов, А.А. Еманов, А.Г. Филина, Е.В. Лескова // Физическая мезомеханика, 2005. – Т. 8, № 1. – С. 49 – 64.
4. Еманов, А.Ф. Пространственно-временные особенности связи сейсмичности с рельефом местности для Алтае-Саянской горной области / А.Ф. Еманов, А.А. Еманов, А.Г. Филина, Е.В. Лескова, М.А. Ярыгина, А.Д. Рудаков // Вестник НЯЦ РК, 2005. – вып. 2. – С. 127 – 141.
5. Еманов, А.Ф. Сейсмический мониторинг района г.Осинники (Кемеровская область) / А.Ф. Еманов, А.А. Еманов, Е.В. Лескова, Ю.И. Колесников, А.В. Фатеев, А.Ю. Сёмин / Землетрясения России в 2005 году // Обнинск: ГС РАН, 2007. – С. 63 – 65.
6. Еманов, А.Ф. Сейсмические активизации при разработке угля в Кузбассе / А.Ф. Еманов, А.А. Еманов, Е.В. Лескова, А.В. Фатеев, А.Ю. Сёмин / Физическая мезомеханика, 2009. – Т. 12, № 1. – С. 37 – 43.
7. Жалковский, Н.Д. Сейсмичность и некоторые характеристики напряжённого состояния земной коры Алтае-Саянской области / Н.Д. Жалковский, О.А. Кучай, В.И. Мучная // Геология и геофизика, 1995. – Т.36, № 10.
8. Курленя, М.В. Об одном методе сканирования шахтной сейсмологической информации / М.В. Курленя, В.Н. Опарин, А.А. Ерёменко // Доклады академии наук, 1993. – Т. 333, № 6. – С. 784 – 787.
9. Маловичко, А. А. Природная и техногенная сейсмичность Урала / А. А. Маловичко, Д.А. Маловичко, И. В. Голубева, Ю. В. Иванова // ФТПРПИ, 2005. – № 1. – С. 9 – 18.
10. Николаев, А.В. Проблемы наведённой сейсмичности. / А.В. Николаев // Наведённая сейсмичность. – М.: Наука, 1994. – С. 5 – 15.
11. Опарин, В. Н. О возможных причинах увеличения сейсмической активности шахтных полей рудников «Октябрьский» и «Таймырский» Норильского месторождения в 2003 г. / В. Н. Опарин, А. П. Тапсиев, В. И. Востриков, О. М. Усольцева, В. В. Аршавский, Н. Ф. Жилкина, Е. А. Бабкин, Б. Н.Самородов, Ю. Н. Наговицын, К. В. Смолов // Сейсмический режим, Ч.I. - ФТПРПИ, 2004. – № 4. – С. 3 – 22.
12. Опарин, В.Н. Современная геодинамика массива горных пород верхней части литосферы: истоки, параметры, воздействие на объекты недропользования / В.Н. Опарин, А.Д. Сашурин, Г.И. Кулаков.,А.В. Леонтьев, Л.А. Назаров, Л.А. Назарова, А.П. Тапсиев, О.А. Хачай, О.Ю. Хачай, А.Ф. Еманов, А.А. Еманов, Е.В. Лескова, Ю.И. Колесников, М.М. Немирович-Данченко, В.И. Востриков, В.Ф. Юшки. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. – 449 с.
13. Пономарёв, В.С. Закономерности разрушения энергонасыщенных сред в проявлениях наведённой сейсмичности / В.С. Пономарёв, А.Н. Ромашов, С.Б. Турунтаев // Наведённая сейсмичность. – М.: Наука, 1994. – С. 73 – 91.
1. 14.Холуб, К. Наведённая сейсмичность при добыче угля лавами в шахтах Чехии / К. Холуб. - ФТПРПИ, 2007. – № 1. – С. 37 – 44.
14. Zhang, H. Double-Difference Tomography: The Method and Its Application to the Hayward Fault, California / H.Zhang, C. H. Thurber // Bulletin of the Seismological Society of America, 2003. – Vol. 93, № 5. – P. 1875 – 1889.

КУЗБАССТЫҢ ТЕХНОГЕНДІК ЖӘНЕ ТАБИҒИ СЕЙСМИКАЛЫЛЫҒЫ

[1,2)]Еманов А.Ф., [1,2)]ЕмановА.А., [1,2)]Лескова Е.В., [1,2)]Фатеев А.В., [1)]Сёмин А.Ю., [1)]Филина А.Г.

[1)]РҒА СБ Геофизикалық қызметінің Алтай-Саян филиалы, Новосибирск, Ресей
[2)]РҒА СБ Мұнайгаз геология және геофизикасы институты, Новосибирск, Ресей

Кузбасс қазаншұңқыр аумағында уақытша станциялар желісін пайдаланып эксперименталды зерттеулерімен екі түрлі сейсмикалық активациялары бар болуы көрсетілген: жерасты кен қазбаларының елеулі санымен байланыстырылатын техногенді шығу тегіндегі және құрылымның кернеулі күйі туралы куәландыратын 1-4 км. терендігіндегі активизациялары. Қауіпті сейсмикалық процесстерін зерделеу үшін одан ауқымды жұмыстарын жүргізу қажеттілігі көрсетілген.

CULTURAL AND NATURAL SEISMICITY OF KUZBASS REGION

[1,2)] A.F. Yemanov, [1,2)] A.A. Yemanov, [1,2)] Ye.V. Leskova, [1,2)] A.V. Fateyev [1)] A.Yu. Semin , [1)]A.G. Fillina

[1)]Altai-Sayansk branch of Geophysical Service RAS, Novosibirsk, Russia
[2)]Institute of Oil and Gas Geology and Geophysics, Siberian branch of RAS, Novosibirsk Russia

By experimental research using temporary station networks on the territory Kuznetskaya basin the existence of seismic activations of two types was determined: man-made activations associated with large number of mine workings and activations at a depth of 1-4 km testifying stress condition of the structure. The necessity for larger- scale research works to study hazardous seismic processes has been presented.

УДК 550.34

ЛЕДНИКОВЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Михайлова Н.Н., Комаров И.И.

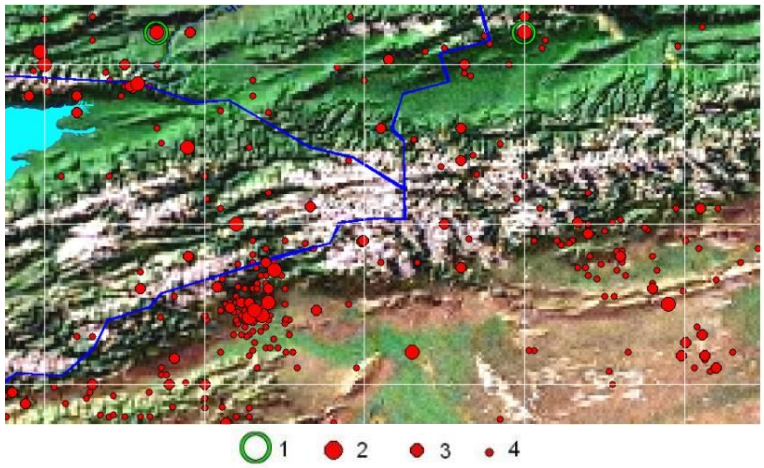
Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

Впервые обсуждается связь большого числа слабых землетрясений, регистрируемых станциями сети НЯЦ РК, в первую очередь, сейсмической группой PS23-Маканчи, с ледниками, занимающими огромные площади высотного Тянь-Шаня на территории Китая вблизи границ с Кыргызстаном и Казахстаном. Установлены суточные и сезонные вариации количества ледниковых землетрясений, увеличение количества таких землетрясений в последние годы, что предположительно связывается с процессами интенсивного сокращения площади ледников в этом районе мира.

Статья посвящена изучению природы сейсмических событий, происходящих в так называемом «высотном» Тянь-Шане, к которому относится часть горного Центрального Тянь-Шаня, включающего значительное число вершин высотой более 6000 м. Большая часть этой на территории находится в Синьцзян-Уйгурском автономного районе Китая, меньшая часть (в 4 – 5 раз меньше) - в пределах Казахстана и Кыргызстана. В Китае, вблизи границы с Кыргызстаном находится самый северный семитысячник в мире высотой 7439 м – пик Победы (называемый в Китае - Томур). Географически вся высотная часть Тянь-Шаня расположена восточнее меридиана 79 °в.д. и имеет протяженность с запада на восток (между параллелями 41° и 43° градуса с.ш.) несколько сот километров.

Рассматриваемый район является высоко сейсмоактивным. Существующие сети сейсмических наблюдений на территории бывшего СССР регистрировали землетрясения в этом район, начиная с 30-х годов прошлого столетия. Начиная с 1960 г. и до примерно 2000 г. сетями аналоговых станций, созданными в Казахстане и Кыргызстане для детальных сейсмических наблюдений на Северном Тянь-Шане, без пропуска регистрировались землетрясения с магнитудой mb≥4,0 (энергетический класс K≥9). Все зарегистрированные здесь землетрясения произошли в земной коре - глубины их очагов не превышают 60 км. Абсолютное большинство землетрясений имеют глубины менее 30 км. Следует отметить, что из-за одностороннего расположения сейсмических станций и редкой сети наблюдений определение глубин всегда проводилось с большой ошибкой. На рисунке 1 приведена карта эпицентров исторических землетрясений за период с исторических времен до 2005 г.

Наиболее сильные землетрясения – сейсмические катастрофы, – произошли на севере изучаемой территории в 1716 г. и 1889 г. Землетрясение 1716 г. на территории Китая имело магнитуду M=7,5. Землетрясение 1889 г. на территории Казахстана хорошо известно как катастрофическое Чиликское землетрясение с Ms=8,3. Сильнейшим в высотной части Тянь-Шаня было землетрясение с Ms=6,6, эпицентр которого находился в одной зоне с другими событиями, имевшими магнитуду порядка 6. В самой высокой части Тянь-Шаня, приблизительно там, где сходятся границы трех государств, сильных землетрясений практически не наблюдалось.



Эпицентры землетрясений с магнитудой: 1 – Ms ≥ 7,1 (катастрофические); 2 – (7,0 ≥Ms ≥ 6,1); 3 – (6,0 ≥Ms ≥ 5,1); 4 – (5,0 ≥Ms ≥ 4,0)

Рисунок 1. Высотный Тянь-Шань. Эпицентры землетрясений с магнитудой более 4 с исторических времен до 2000 г.

Ситуация с регистрацией слабых землетрясений в данном районе изменилась с вводом в строй новых станций на территории Казахстана – станций сети Национального ядерного центра РК [1] и созданием Центра данных в г. Алматы для обработки и анализа данных станций этой сети.

Первой новой станцией стала ближайшая к рассматриваемой территории сейсмическая группа PS23-Маканчи в Восточном Казахстане. Станция входит в число первичных станций Международной системы мониторинга (МСМ), создаваемой Организацией Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний. Сейсмическая группа PS23-Маканчи состоит из девяти скважинных однокомпонентных вертикальных приборов и двух трехкомпонентных станций – скважинной и поверхностной (рисунок 2). Глубина размещения сейсмометров в скважинах от 30 до 60 м. Режим регистрации непрерывный. Регистрация сигналов - цифровая. Количество отсчетов в секунду стандартно для всех каналов и составляет 40. В качестве однокомпонентных сейсмометров используются скважинные сейсмометры GS-21. У трехкомпонентных станций используются скважинные широкополосные сейсмометрыKS 54000 и поверхностные GS-13. Апертура сейсмической группы 4 км. (www.kndc.kz).

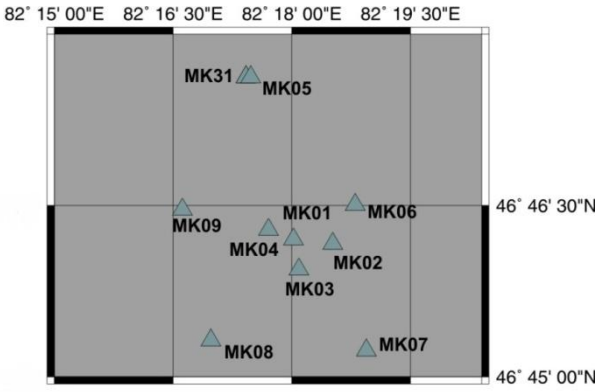


Рисунок 2. Сейсмическая группа PS23-Маканчи. Схема расположения элементов

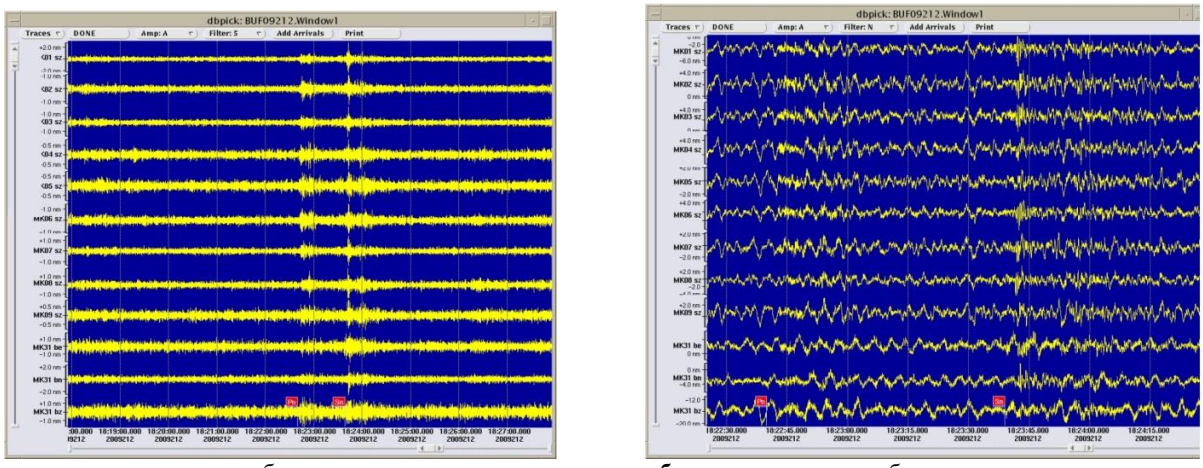
Информация с сейсмометров по радиотелеметрическим каналам передается в центральный пункт сбора информации станции PS23-Маканчи, откуда по спутниковому каналу - в Центр данных (г. Алматы). В Центре проводится полная обработка данных: автоматическое детектирование сигналов по вертикальной компоненте записей всех элементов группы; определение азимута и кажущейся скорости сигнала с применением метода частотно-волнового анализа (f-k analysis); локализация источника; определение магнитуды и энергетического класса события. С 2003 г. систематически составляется сейсмологический бюллетень событий в оперативном режиме, доступный пользователям на веб-сайте Центра www.kndc.kz.

Уже начиная со времени обработки первых данных станции PS23-Маканчи, аналитики Центра столкнулись с необычными событиями, имевшими место практически каждый день. Их записи по волновой картине очень похожи друг на друга, такие события наблюдались по нескольку, а то и по нескольку десятков раз в день. Обычно - это слабые события, которые может выделять достаточно опытный аналитик. Стандартный вид таких событий (без фильтрация сигналов) на сейсмограммах станции PS23-Маканчи показан на рисунке 3. Красными флажками выделены вступления первой продольной и первой поперечной волн обсуждаемых событий. С помощью частотной фильтрации удается несколько улучшить четкость вступления S-волны, но выделение P-волны всегда остается проблематичным.

То, что все записи, подобные приведенным на рисунке 3, относятся к источникам из одного и того же района, подтверждалось близостью для всех событий времен запаздывания S и P-волн (значений времен Ts-p), а также результатами определения азимутов на источник по данным f-k-анализа. Разница значений Sn – Pn находится примерно в диапазоне 55 – 60 сек, иногда близко к этому. Согласно годографам, эпицентры этих событий находятся на удалении от станции PS23-Маканчи около 500 км. Азимуты на источник определяются достаточно уверенно и довольно хорошо соответствуют друг другу по данным разных типов волн: диапазон азимутов примерно равен 185° - 190°. Сомнений не было, что все эти события относятся к определенному району и генерируются систематически. В сети станций НЯЦ РК эти события регистрируются в основном одной сейсмической группой - PS23-Маканчи, данные других станций сети НЯЦ РК подключаются к ней изредка.

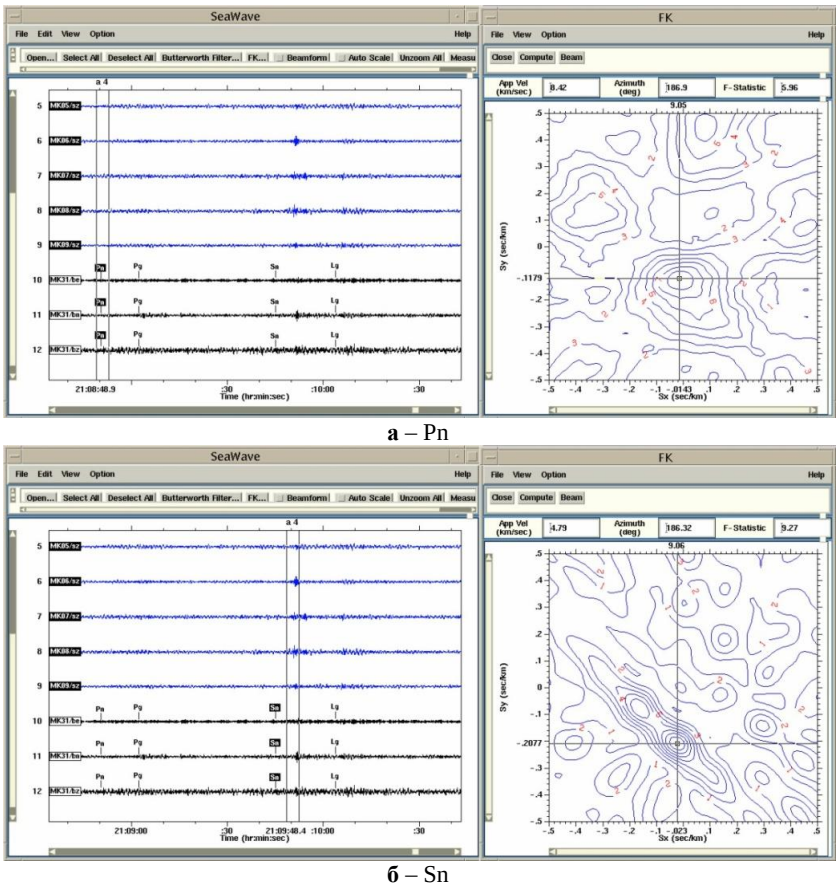
На рисунке 4 приведены примеры результатов проведенного f-k-анализа для волн Pn и Sn для локализации источники по данным одной сейсмической группы.

Все результаты обработки сигналов, которые выделялись на записях аналитиками Центра, включались в оперативный сейсмологический бюллетень. Однако природа этих событий до последнего времени оставалась неясной. Была проверена версии, не являются ли регистрируемые события следствием техногенной деятельности, например, карьерными взрывами? Для исследования были отобраны все события из района высокой активности в Центральном Тянь-Шане. В выборку вошли события за 2004 - 2008 г.г., всего около 2000 событий. На рисунке 5 приведено построенное по всем событиям распределение времени событий в очаге T_o в течение суток.



а – обзорная **б** – отдельная запись события всеми элементами группы

Рисунок 3. Вид записей исследуемых событий станцией PS23-Маканчи



а – Pn

б – Sn

Рисунок 4. Результаты f-k-анализа записей одного из событий для волн

Из рисунка видно, что наблюдаемые события происходят практически в любое время суток. Однако четко отмечено, что их почти вдвое больше в ночное время – с 19 часов до 6 часов по местному времени (с 13 до 01 по UTC). Для карьерных взрывов картина, как правило, совершенно иная: в абсолютном большинстве случаев наибольшее количество взрывов регистрируется в рабочее дневное время суток с максимумом распределения, относящимся к определенным часам.

Если события являются естественными землетрясениями, их распределение по магнитудам или энергетическим классам должно удовлетворять закону повторяемости Гуттенберга – Рихтера [2]. По той же выборке построен график повторяемости по энергетическим классам Кр [3] (рисунок 5).Полученная зависимость показывает, что регистрируемые события с энергетическим классом более 6 в целом хорошо удовлетворяют закону повторяемости. События меньшей энергии, регистрируемые станцией не в

полном объеме, не являются представительными. Оценка тангенса угла наклона полученного графика γ= (- 0,89), показала, что его значение по абсолютной величине значительно превышает аналогичную величину, установленную многочисленными исследованиями для других районов Тянь-Шаня γср. = (-0,45). Для других различных сейсмогенерирующих зон Казахстана значения параметра варьируют от 0,40 до 0,49 [3]. Коэффициент γ, иногда называемый коэффиентом дробности среды, в случае тектонической деятельности в горных районах характеризует иерархичность землетрясений по энергиям, предопределенную иерархичностью блоковой структуры территорий. γ в силу естественных условий не может варьировать в широких пределах. Полученный результат означает, что в исследуемой выборке доля слабых событий значимо больше, чем сильных. Сильных и даже средних по силе землетрясений с энергетическим классом >10 за изучаемый период времени в данной зоне не зарегистрировано. Тем не менее, диапазон энергетических классов в целом шире, чем это характерно для большинства карьеров, где проводятся промышленные взрывы, имеющих обычно узкий ограниченный диапазон энергетических классов. Таким образом, версия о карьерных взрывах или другой техногенной деятельности не подтверждается. Исходя из проведенного анализа, можно сделать вывод, что наблюдаемые события, скорее всего, естественные землетрясения, хотя закономерности сейсмического режима отличаются от тектонических землетрясений и являются специфическими.

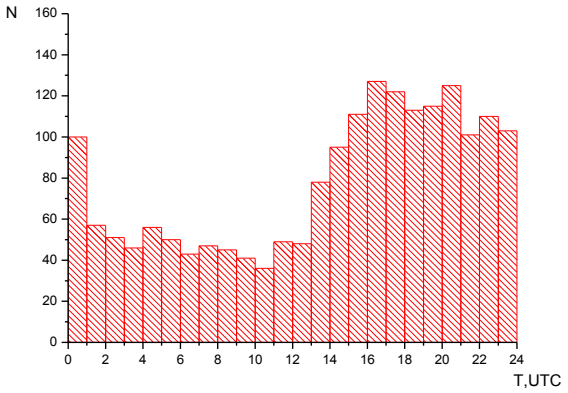


Рисунок 5. Распределение времени To для исследуемых событий

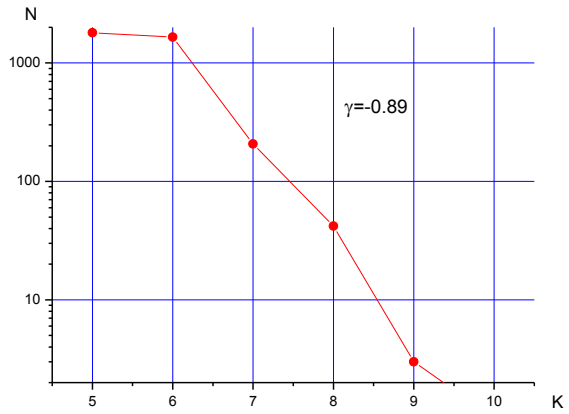


Рисунок 6. График повторяемости изучаемых событий по энергетическим классам

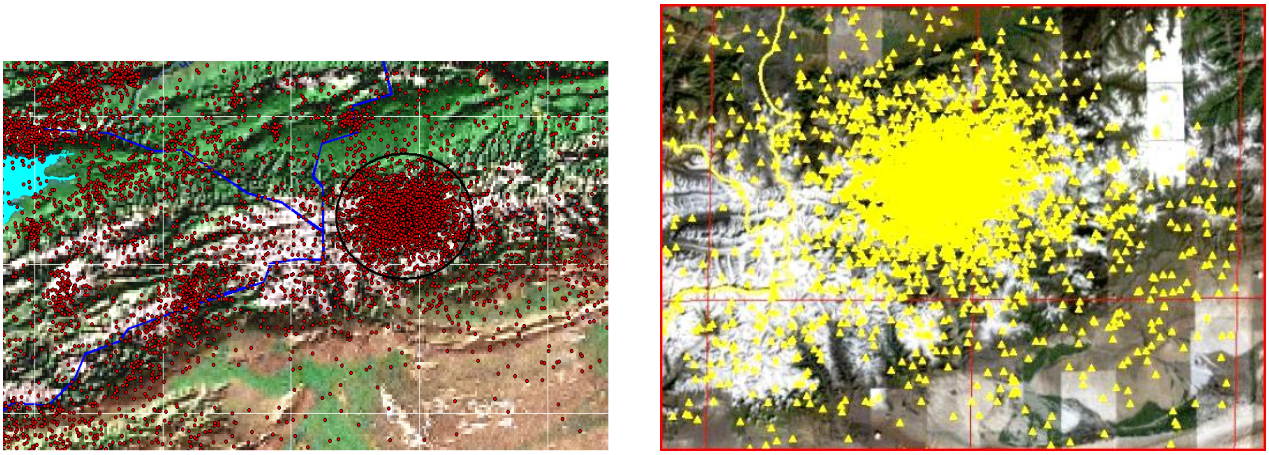
По результатам обработки, включенным в оперативный сейсмологический бюллетень Центра данных ИГИ НЯЦ РК, была построена карта эпицентров всех событий, зарегистрированных и локализованных в районе высотного Тянь-Шаня. На рисунке 7 а приведена карта эпицентров событий вне зависимости от их энергетического класса, зарегистрированных в основном станцией PS23-Маканчи. Следует отметить, что область максимальной концентрации событий, представляющих главный интерес, к востоку от максимально высокой его части, приурочена к районам постепенного уменьшения высот горных хребтов Тянь-Шаня. Именно здесь расположены хорошо известные грандиозные ледники Западного Китая. Особенно хорошо это видно на рисунке 7б, где совмещена карта эпицентров зарегистрированных событий с космическим снимком. Линейные размеры облака эпицентров составляют 87×93 км.

Несмотря на то, что при локализации эпицентров, проведенной в основном по данным одной сейсмической группы, существует ошибка в определении координат эпицентров и вся область максимальной концентрации событий может быть сдвинута на единицы - десяток км к востоку , это не меняет общей картины.

На основании приуроченности области максимальной концентрации эпицентров событий практически нулевой глубины к ледникам, возникло предположение, что исследуемые события являются землетрясениями, по своей природе связанными с ледниками и процессами, происходящими в них.

Общая площадь ледников изучаемого района составляет 7,3 тысячи квадратных километров. С хребтов Центрального Тянь-Шаня стекают сложные долинные ледники. Крупнейшие — Южный Иныльчек (длина 59,5 км), Северный Иныльчек (38,2 км). Зона оледенения продолжается и дальше на восток. На фотографиях (рисунок 8), сделанных альпинистами в этом районе [5], видны огромные просторы ледников.

Очевидцы отмечают масштабные ледопады разного рода, площадью несколько квадратных километров, башни-стволы разной высоты и между ними ветки, причудливо переплетенные друг с другом. Нигде в других местах, по их описаниям, они не видели настолько «навороченные» ледники на достаточно пологом склоне (здесь общий уклон не превышает 5 градусов).



а – на геоморфологическую карту **б** – на космический снимок

На рисунке 7а оконтурены эпицентры событий (около 2000), зарегистрированные станцией PS23-Маканчи

Рисунок 7. Эпицентры землетрясений за 2004 – 2008 гг.
(по данным оперативного бюллетеня Центра данных ИГИ НЯЦ РК), вынесенные



Общие характеристики ледопада: перепад высот - 700 м, протяженность - около 4-х км (видимая снизу часть - около 1 км)

Рисунок 8. Фотографии ледников высотного Тянь-Шаня (вверху), ледопадов (внизу)

Исходя из сделанного предположения о связи регистрируемых событий с ледниковыми процессами, были изучены временные вариации количества этих событий (рисунок 9).

Можно отметить, что наблюдается общий тренд в увеличении с годами количества таких землетрясений, в частности, за 2003 – 2006 гг. (в 2004 г. была некоторая потеря данных из-за перерыва в работе станции PS23-Маканчи, поэтому можно ожидать, что годовой максимум был фактически выше). В последующие годы аналитики не справлялись с огромным объемом однотипной информации и обрабатывали записи событий, начиная с определенного уровня амплитуд. В настоящее время *ежедневно в этой зоне регистрируется от 20 до 50 толчков.* На рисунке 10 приведены годовые вариационные кривые количества событий, нормированные к годовому максимуму. Совмещение графиков за 2004 – 2008 гг. четко выявляет сезонные ежегодные колебания количества толчков. Практически в каждый год наблюдений наименьшее число событий регистрируется в летние месяцы (апрель – август). С приближением зимы количество

толчков возрастает. Вполне логично предположить, что выявленные вариации связаны с изменением температуры. Именно понижение температуры приводит к образованию трещин в толще льда и увеличению количества регистрируемых землетрясений. Подобное явление четко просматривается на суточном распределении количества толчков: именно в ночное время их становится больше, а днем - меньше. На годовом графике зимой событий больше, чем летом.

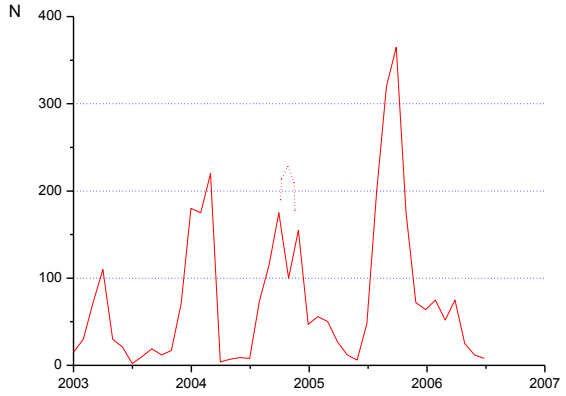
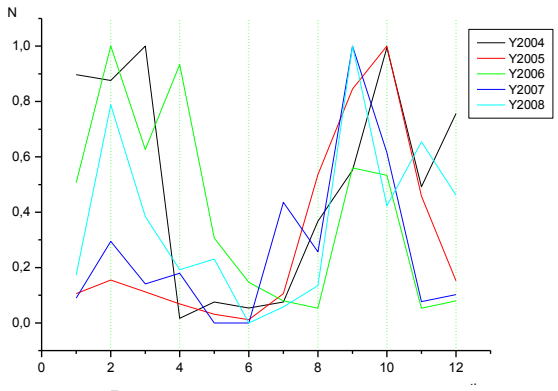


Рисунок 9. Временной ход месячного количества землетрясений



Разные цвета - кривые разных лет

Рисунок 10. Графики изменений во времени месячных количеств землетрясений, нормированные к годовому максимуму

Можно обратиться к описанию явлений, связанных с процессами во льдах, в других природных условиях. Например, в [6] для озера Байкал приводится следующее описание. «…Сразу же после ледостава лед начинает интенсивно расти - по 4 - 5 см в сутки, и достигает толщины 150 - 200 см. Ледовый панцирь "дышит" всю зиму, сжимающие усилия во льду, возникающие при понижении температур, рвут лед на отдельные поля, при этом образуются термические швы, называемые становыми трещинами. Образование щелей и становых торосов сопровождается мощным раскатистым гулом, сравнимым по силе звука с раскатами грома или артиллерийской канонадой. Образуются торосы - нагромождение глыб льда высотой до 1.5 м, образующиеся при сжатии льдов вдоль становых трещин. Сильные длительные морозы заставляют лед расширяться, возникают трещины, ползущие предательски по отполированным ветром белым зеркалам. Но при особенно сильной стуже появляются становые щели, рассекающие лед на всю его глубину… В тихий морозный день слышится порой с Байкала гул и артиллерийский гром: это сходятся и расходятся становые щели, лопается лед, сминаются края, поднимаясь над сомкнувшейся щелью белым рыхлым валом. Для человека, не знающего особенностей зимней жизни славного моря, гул, протяжный треск, пушечные выстрелы покажутся настолько страшными, что он заторопится к берегу - там надежнее…».

Геофизики и раньше описывали некоторые сейсмические явления, связанные со льдом. Известны так называемые криосейсмы (*cryoseism*) - дрожания почвы, вызванные растрескиванием смерзшегося грунта при таянии льда. Другое явление, получившее название *icequake* («льдотрясение»), связано с образованием трещин в толще льда. Считалось, что по сравнению с тектоническими землетрясениями, эти явления очень слабы и регистрируются только в непосредственной близости от эпицентра. Однако иногда в больших ледниковых щитах случаются намного более мощные процессы. Горан Экстрём (Göran Ekström) из Гарвардского университета (США) выявил класс необычных сейсмических событий, которые удалось связать с ледниками - *glacial Earthquakes*. Некоторые из таких ледниковых землетрясений могут быть весьма сильными. Например, сдвиг на 10 м слоя льда стометровой толщины площадью 50 км^2 вызывает сейсмический толчок магнитудой около 5 баллов. Впервые ледниковые землетрясения были описаны Экстрёмом в 2003 г. [7]. Землетрясения вызваны таянием ледника, при котором вода через трещины просачивается вниз, что вызывает движение ледника, скорость которого может достигать 10 м в минуту. Ледники сталкиваются друг с другом и вызывают сотрясения земли магнитудой до 5,1. С 1993г. группа Экстрёма изучила 136 таких толчков. Последние их данные показывают, что число ледниковых землетрясений резко увеличилось за последние годы. С 1993-го по 2002 г. ежегодно происходило не более 15 таких событий. Однако в 2003 г. их было 20, в 2004-м — 24, а за первые 10 месяцев 2005 г. отмечено 32 ледниковых землетрясения. Большая их часть происходит в Гренландии [8]. При сравнении с антарктическими ледниками делается вывод, что землетрясений в Гренландии больше потому, что там выше температура и поэтому ледники Гренландии наиболее подвержены таянию.

В случае ледников Центрального Тянь-Шаня, расположенного в центре континента, в зоне резко континентального климата, температурные изменения гораздо более существенны как в пределах суток, так и в течение года, чем в Гренландии и, тем более, в Антарктиде. Этим можно объяснить существенные вариации количества слабых событий, а также, возможно, и превалирование слабых земле-

трясений над средними и сильными, для образования которых, по-видимому, достаточно меньшего изменения температуры.

Возможно, наблюденные в данном исследовании все более активизирующиеся сейсмические ледниковые процессы в районе Центрального Тянь-Шаня связаны с отмечаемыми разными исследователями явлениями интенсивного таяния ледников. По разным данным общая площадь ледников в Синьцзяне сократилась на (7,4 – 20)% и линия снега отступила примерно на 60 м (195 футов) с 1964 г. Этот процесс сопровождается и уменьшением толщи льда, а также увеличением внутренней температуры ледников на 10% за последние двадцать лет.

Таким образом, проведенные исследования впервые позволили подойти к объяснению природы сейсмических сигналов, регистрируемых в большом количестве станциями Казахстана, представлявших долгое время большой интерес и остававшихся загадкой. Представляется, что ледники Тянь-Шаня выступают постоянными генераторами слабых землетрясений. Если на расстоянии около 500 км регистрируются десятки таких событий ежедневно, то можно предположить, что еще более слабые события происходят в ледниках практически постоянно. Дальнейшие наблюдения за событиями позволят более детально изучить закономерности проявления и динамику развития процессов в ледниках Центрального Тянь-Шаня.

Благодарности. Авторы выражают благодарность аналитикам Центра данных Бостановой Н.Ш., Денисеня М.И., Захаровой О., Куликовой Г.О. за скрупулезную каждодневную работу по обработке данных, результаты которой во многом способствовали написанию настоящей статьи.

Литература

1. Беляшова, Н. Н.Система мониторинга ядерных испытаний НЯЦ РК: развитие и возможности / Н. Н Беляшова, Н. Н. Михайлова // Вестник НЯЦ РК, 2007. - Вып. 2. – С. 5 - 82.
2. Гутенбеог Б., Рихтер К. Сейсмичность Земли./ М., 1948.160с.
3. Rautian, T. Origins and methodology of the Russian energy K-class system and its relationship to magnitude scales / T. Rautian, V. Khalturin, K. Fujita, K. Mackey and A. Kendall // Seismological Research Letters, v. 78(6)
4. Сейсмическое районирование Республики Казахстан / Алматы: Изд-во Эверо, 2000. – 219 с.
5. [Электронный ресурс] / http://www.mountain.ru/world_mounts/tien-shan
6. [Электронный ресурс] / http://sbaikal.ru/rus/baikal/winter.html
7. Ekström, G. Glacial EarthquakesGoran Ekström, Meredith Nettles, Geoffrey A. Abers// Science , 2003. - Vol. 302. no. 5645, P. 622 – 624.
8. Ekstrom, G. Seasonality and increasing frequency of Greenland glacial earthquakes/ G. Ekstrom, M. Nettles and V. C. Tsai Science, 2006. - Vol. 311. - P. 1756 - 1758.

ОРТАЛЫҚ ТЯНЬ-ШАНЬНІҢ МҰЗДЫҚ ЖЕРСІЛКІНУЛЕРІ

Михайлова Н.Н., Комаров И.И.

ҚР ҰЯО Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов қ., Қазақстан

ҚР ҰЯО станцияларымен, бірінші кезегінде PS23-Мақаншы сейсмикалық топтастыруы, тіркелетін көп санды әлсіз жерсілкінулердің, Қырғызстан мен Қазақстан шекарасына жақын Қытай аумағында биіктік Тянь-Шаньнің зор алаңдарын алатын мұздықтармен байланысы алғашқы рет талқылануда. Мұздық жерсілкінулер санының тәуліктік және маусымдық вариациялары, соңғы жылдарда сондай жерсілкінулері көбеюі анықталған, бұл, әлемнің осы ауданында мұздықтардың алаңдары қарқынды қысқарылу процесстерімен жорамалданып байланыстырылады.

GLACIAL EARTHQUAKES OF THE CENTRAL TIAN-SHAN

N.N. Mikhailova, I.I. Komarov

Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan

For the first time it is being discussed the relation of a great number of weak earthquakes, recorded by the NNC RK network, mainly by PS23-Makanchi Seismic Array, with glaciers covering vast areas of high Tian-Shan at China close to Kyrgyzstan and Kazakhstan borders. Daily and seasonal variations of the amount of glacial earthquakes, an increase of the earthquakes for the last years that presumably testifies the processes of intensive glacier area ecrease in this past of the world were established.

УДК 550.34

К ВОПРОСУ О ПРИРОДЕ ШАЛКАРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ, ПРОИЗОШЕДШЕГО В ЗАПАДНОМ КАЗАХСТАНЕ 26 АПРЕЛЯ 2008 ГОДА

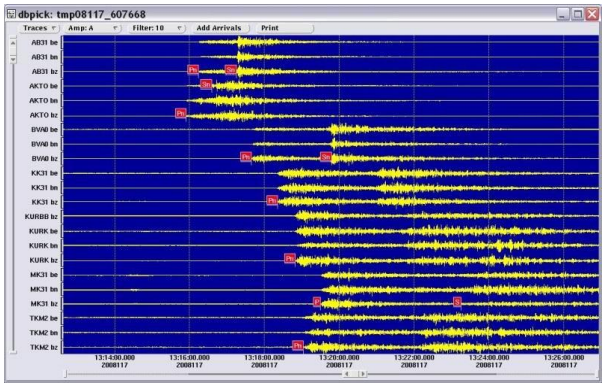
Михайлова Н.Н., Великанов А.Е.

Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

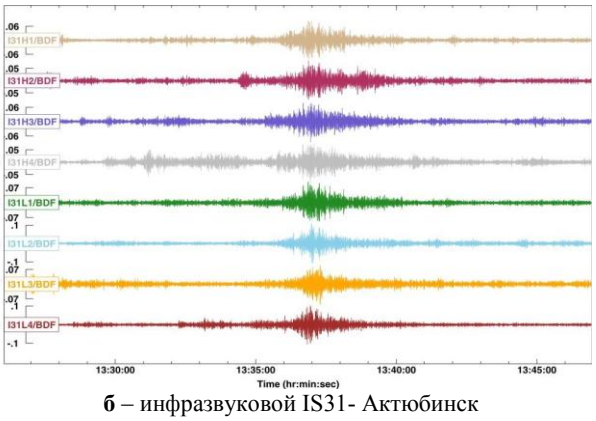
Анализируются сейсмические и инфразвуковые характеристики Шалкарского землетрясения, произошедшего в 2008 г. южнее г. Уральска в сопоставлении с историческими данными о сейсмичности Западного Казахстана. Приводятся геоморфологические, геологические и тектонические характеристики исследуемого района. Проведенный анализ позволил отнести Шалкарское землетрясение к естественным тектоническим явлениям, связанным с особенностями геологического строения района озера Шалкар, а именно, с карстовым процессом и активным соляным диапиризмом.

26 апреля 2008 г. в 13:14:52 по времени Гринвича в Западном Казахстане произошло землетрясение. Эпицентр его был оперативно локализован в автоматическом режиме в Центре данных Института геофизических ис-следований Национального ядерного центра (ИГИ НЯЦ) РК (г. Алматы) по результатам регистрации события станциями НЯЦ РК (рисунок 1, 2). Координаты эпицентра были помещены в сейсмическом бюллетене на веб-сайте Центра данных (www.kndc.kz) и переданы в Международные центры данных.

По оперативным данным эпицентр землетрясения определен в районе г. Уральск (рисунок 2). Уже этот факт привлёк внимание сейсмологов, поскольку в этом районе землетрясения происходят очень редко. Поступившие вскоре сведения о том, что землетрясение ощущалось в г. Уральске [1], дали повод к детальному изучению произошедшего события. Были собраны сведения о параметрах землетрясения из различных источников (таблица 1): REB (Reviewed event bulletin) – обзорного сейсмического бюллетеня Международного центра данных Организации Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний, г.Вена; KNDC – Казахстанского национального центра данных (г. Алматы); EMSC – Европейского Средиземноморского сейсмологического центра, г. Париж; GSRAS – Цента данных Геофизической службы Российской Академии наук, г. Обнинск; NEIC (National Event Information Center) – каталога Геологической службы США).



а – сейсмических (рисунок 2)

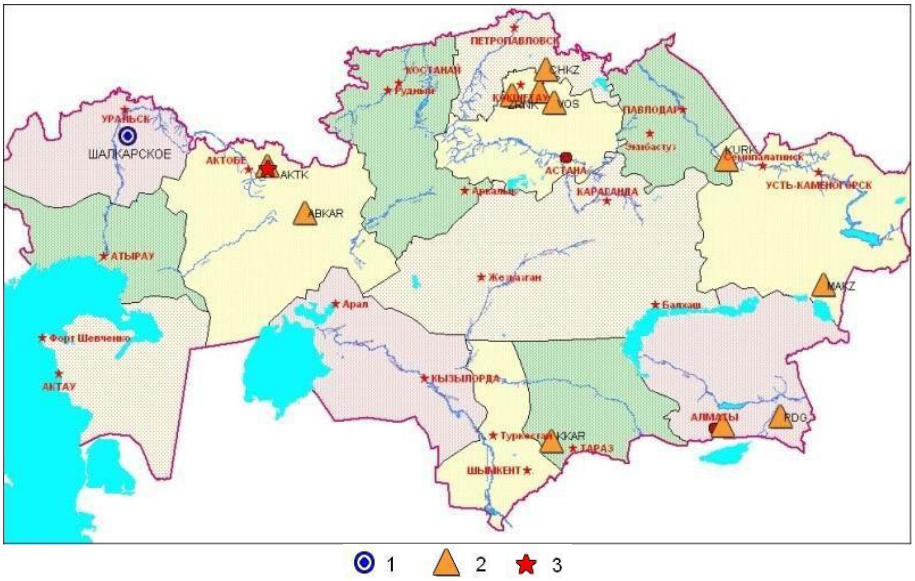


б – инфразвуковой IS31- Актюбинск

Рисунок 1 Шалкарское землетрясение 26 апреля 2008 г. Записи станций НЯЦ РК

Таблица 1. Шалкарское землетрясение 26.04.2008. Параметры события по различным оперативным данным

Дата	Время в очаге (GMT)	Широта, N	Долгота, E	Глубина, км	Магнитуда		Источник информации
					m_b	M_s	
26.04.2008	13:14:51.40	50.785°	51.623°		4.7	4.6	REB(IDC)
	13:14:54.80	50.334°	52.497°		4.3		KNDC
	13:14:51.90	50. 59°	51.86°	10	5.0		EMSC
	13:14:50.10	50.57°	51.79°	10	5.3		GSRAS
	13:14:52.00	50.46°	51.85°	10	5.0		NEIC



1 – эпицентр Шалкарского землетрясения 26 апреля 2008 г.; 2 – сейсмические станции НЯЦ РК; 3 – инфразвуковая станция IS31-Актюбинск

Рисунок 2. Расположение станций НЯЦ РК и эпицентра Шалкарского землетрясения 26.04.2008г.

Изначально следовало ожидать, что решения других Центров будут точнее, чем полученные в Центре данных KNDC, поскольку станции НЯЦ РК имеют одностороннее расположение относительно эпицентра Шалкарского землетрясения. Однако следует отметить, что во всех решениях, полученных другими Центрами данных, в качестве исходных использовались и переданные им данные станций НЯЦ РК. Наиболее точным является решение NEIC, согласно которому эпицентр землетрясения находился в 80 км к юго-востоку от города Уральск с восточной стороны солёного озера Шалкар. Это заключение совпадает и с макросейсмическими данными: основные разрушения произошли в посёлке Рыбцех Теректинского района, где интенсивность сотрясений составляла 6 баллов [2]. В саманных домах образовались трещины в стенах, частично разрушены печи, осыпалась штукатурка и известь с потолков. 34 здания из 123 пострадавших строений признаны непригодными для жилья и подлежат сносу. Еще о 50 домах предстояло принять решение о капитальном ремонте или сносе. Не подлежали восстановлению школа и мост. Глубина очага землетрясения по данным разных международных сейсмологических центров определена до 10 км. В то же время землетрясение было четко зарегистрировано инфразвуковой станцией IS31-Актюбинск, что может косвенно свидетельствовать о неглубоком близповерхностном положении очага (до 3 км).

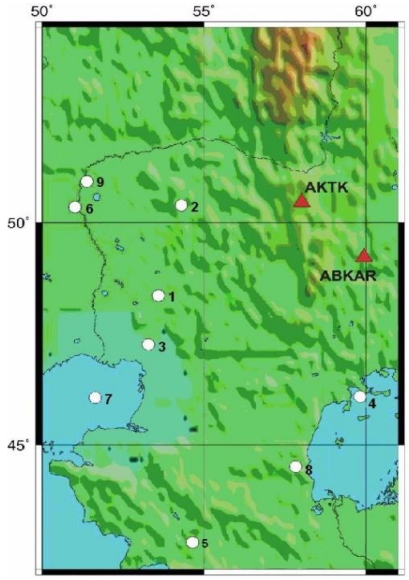
Некоторые средства массовой информации сразу отнесли Шалкарское землетрясение к техногенным событиям и представили его как последствие интенсивной добычи углеводородов в Прикаспийской впадине. По мнению некоторых учёных-сейсмологов Казахстана «…землетрясение в Западно-Казахстанской области связано с работами, ведущимися на Карачаганакском нефтегазоконденсатном месторождении, которое находится в 140 км к северо-востоку от озера Шалкар. Месторождение Карачаганак расположено на одном из разломов, который тянется из России через г. Аксай и озеро Шалкар»… «по нашим предположениям, изменение пластового давления привело к тому, что этот тектонический разлом начал «играть» [2]. Добыча на Карачаганакском нефтегазоконденсатном месторождении начата в 1984 г., газ и конденсат экспортировались по трубопроводу длиной 130 км на Оренбургский нефтеперерабатывающий завод в Российскую Федерацию.

Для изучения ситуации были собраны и проанализированы исторические данные по землетрясениям в регионе из всех доступных источников. Данные позволили сделать вывод, что подобные землетрясения (только, может быть, более слабые) наблюдались в изучаемом районе и ранее, в том числе и до начала добычи углеводородов на Карачаганакском нефтегазоконденсатном месторождении. В[3,4] уже приводились сведения о том, что здесь имели место редкие землетрясения (таблица 2, рисунок 3).

Два события из приведенных в таблице 2: п. 6 (26.06.1976) и п. 9 (14.05.1989) имеют эпицентры, близкие к эпицентру землетрясения, произошедшего 26.04.2008 в районе озера Шалкар (рисунок 3). Для последних по времени землетрясений - 14.05.1989 и 26.04.2008 гг., - удалось собрать достаточное количество сейсмических записей и выполнить по ним определение механизма очагов (рисунок 4). Определения по совокупности данных станций разных сетей выполнены Н.Н.Полешко.

Таблица 2. Западный Казахстан. Исторические землетрясения по данным ISC, NEIC,REB

№№	Дата GTM (м/д/г)	Время (t_0) GMT	Координаты		Магнии туда (m_b)	Источник	Примечание
			φ N	λ E			
1	10/13/1974	9:56:07.0	48.41°	53.59°	4.1	ISC, Уломов и др.	Казахстан, Прикаспийская низменность
2	12/25/1975	22:09:13.0	50.37°	54.30°	-	ISC	Казахстан, северо-восточная часть Прикаспийской низменности
3	2/06/1976	14:50:18.0	47.32°	53.28°	-	ISC, Уломов и др.	Казахстан, Прикаспийская низменность
4	4/20/1976	9:02:28.0	46.13°	59.82°	-	ISC	Казахстан, север Арала
5	5/04/1976	8:56:25.0	42.66°	54.65°	-	ISC	Казахстан, Мангистау
6	6/26/1976	11:02:04.0	50.33°	51.02°	3.8	ISC	Казахстан,Прикаспийская низменность, южнее г. Уральска
7	11/05/1977	13:40:40.0	46.11°	51.64°	-	ISC	Казахстан, север акватории Каспия
8	4/19/1985	13:53:58.0	44.49°	57.83°	4.7	ISC, NEIC, Уломов и др.	Узбекистан, западнее Арала
9	5/14/1989	11:46:56.0	50.87°	51.38°	4.5	ISC, NEIC	Казахстан, Прикаспийская низменность, южнее г. Уральска

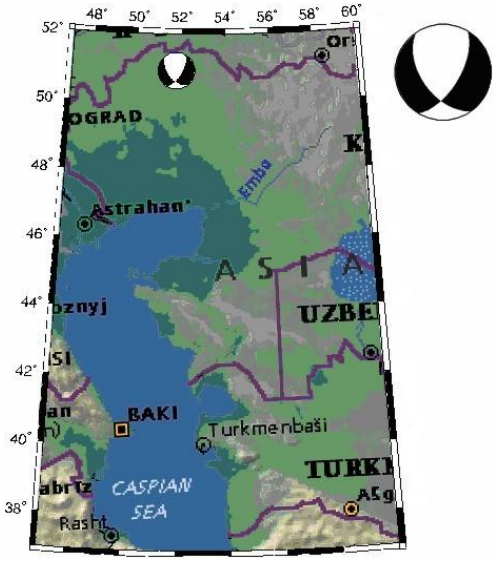


Номер у кружка соответствуют номеру события в таблице 2

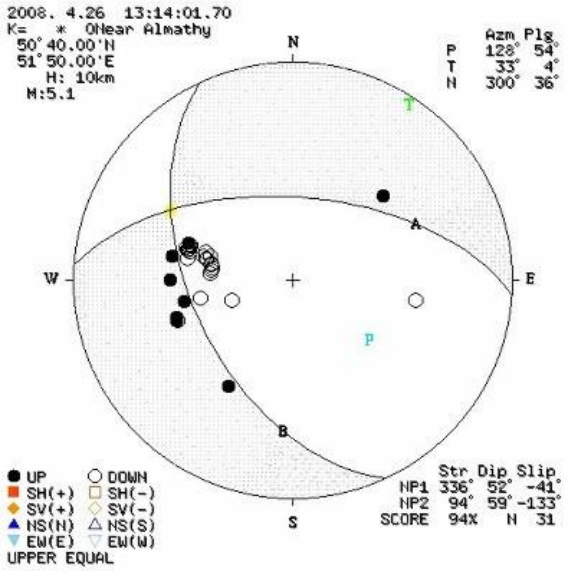
Рисунок 3. Западный Казахстан. Эпицентры исторических землетрясений (1974 – 1985 гг.)

Тип подвижек в очагах обоих землетрясений оказался одинаковым – сдвиго-сброс. Близки между собой и другие характеристики механизмов, что может свидетельствовать об одинаковой природе этих событий. При рассмотрении геоморфологических, геологических и тектонических характеристик исследуемого района выявлены факты, которые могут пролить свет на происхождение озера Шалкар и природу Шалкарского землетрясения 26 апреля 2008 г.

Озеро Шалкар занимает обширную круглую котловину в центре соляного массива длиной 18 км и шириной 15 км. Средняя глубина озера 7 м, наибольшая - 12 м. Озеро как бы зажато с севера и юга двумя островерхими меловыми горками Сантас и Сасай, являющимися приподнятыми бортами соляного купола. Гора Сасай возвышается над озером почти на 80 м. В своем основании гора сложена мощной соляной толщей кунгурского возраста (P_1k). На западном склоне горы имеются выходы песчаников. В ее окрестностях рассеяны многочисленные карстовые воронки округлой формы, заполненные водой. Склоны горы хорошо задернованы [5].



а – 14.05.1989



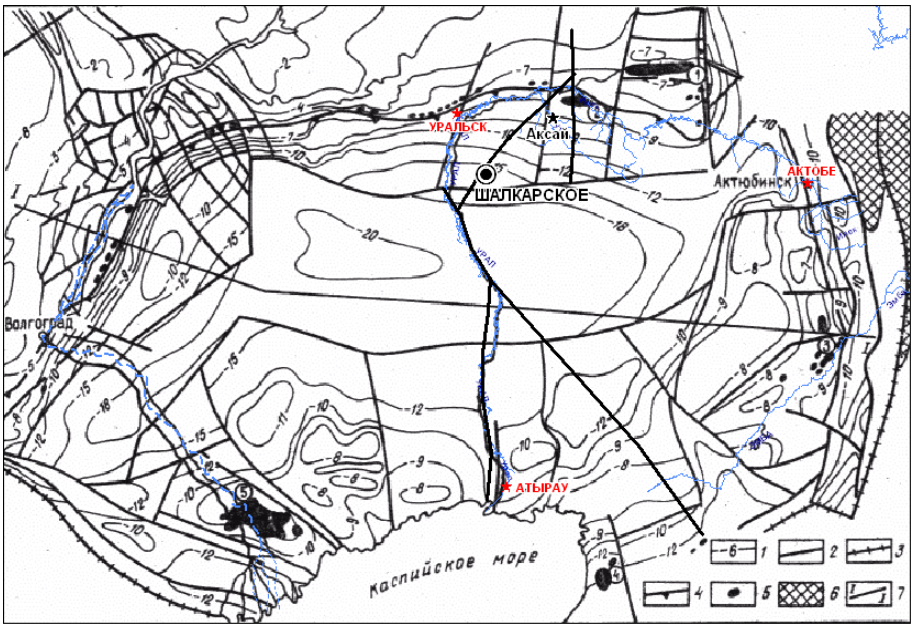
б – 26.04.2008

Рисунок 4. К определению механизма очага землетрясений, произошедших южнее г. Уральска

На Прикаспийской низменности встречаются и другие большие озера, например, Эльтон, Баскунчак, Индерское. Такие озера, в силу засушливости климата, являются естественными испарителями; вода многих из них отличается высокой минерализацией. Озера Эльтон и Баскунчак с их колоссальными запасами солей издавна используются для соледобычи. Их происхождение связано с карстовыми процессами, происходящими в местах неглубокого залегания легкорастворимых горных пород (известняков, гипса, каменной соли и других пород). Необходимым условием для образования карстовых пустот на глубине в легкорастворимых породах является наличие тектонических разломов, их пересечений, а также циркуляция подземных вод по ним. Характерными признаками озёрных котловин карстового происхождения являются округлая форма и высокая минерализация солей в воде. Солёное степное озеро Шалкар до сих пор является загадкой для учёных. Его уровень повышается и понижается одновременно с Каспийским морем [6], что может говорить о связи подземных трещинных вод в проницаемых зонах тектонических разломов, соединяющих акватории озера Шалкар и Каспийского моря.

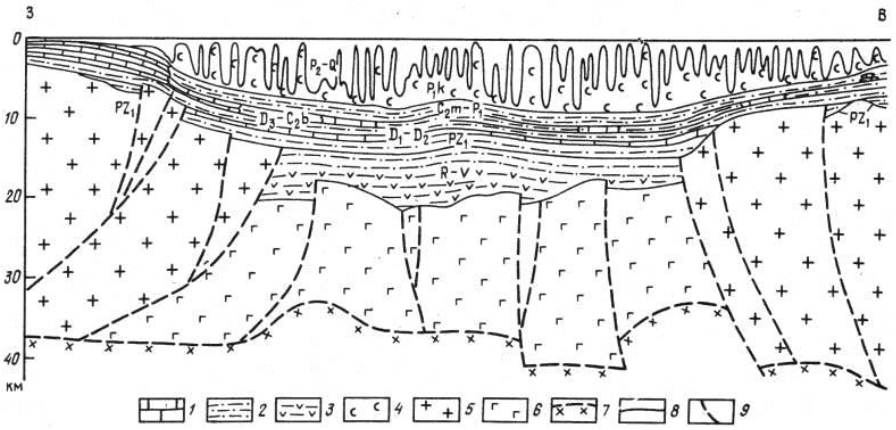
Район Шалкарского землетрясения расположен в северной части Прикаспийской впадины (рисунок 5), где общая мощность чехла осадочных пород, залегающих на кристаллическом фундаменте, достигает 15 - 18 км. Важной особенностью разреза чехла является наличие мощной (до 3 – 4 км в первичном залегании) соленосной толщи кунгурского возраста (P_1k), разделяющей чехол на подсолевой и надсолевой структурно-формационные комплексы. Подсолевой комплекс пород включает вулканогенно-осадочные, терригенные и карбонатные отложения Венда-Рифея и нижнего палеозоя, а также преимущественно терригенно-карбонатные отложения верхнего палеозоя. Породы кристаллического фундамента представлены гранитоидами к периферии и базальтоидами ближе к центральной части Прикаспийской впадины (рисунки 5, 6).

Пластичная во времени соленосная толща имеет изменчивую мощность в связи с развитием в ней выдав-ливаемых крутых диапировых складок (диапиров и соляных куполов), протыкающих и раздвигающих надсолевой комплекс пород. Надсолевой комплекс пород включает осадочные образования – песчаники, алевролиты, мел, гипсы и ангидриты, а также глинистые отложения. Надсолевой комплекс имеет сложное геологическое строение в связи с активным соляным диапиризмом [7]. Эпицентр Шалкарского землетрясения непосредственно совпадает с выходом на поверхность соляного купола с двумя малыми диапирами по краям - с северной и южной стороны озера Шалкар, - в виде островерхих горок Сантас и Сасай высотой до 80 м.



1 – изогипсы поверхности фундамента, км; 2 – разломы; 3 – тектонические швы; 4 – нижнепермский бортовой уступ;
5 – месторождения УВ (цифры в кружках): 1 – Оренбургское, 2 – Карачаганак; 3 – Жанажол; 4 – Тенгиз;
5 – Астраханское; 6 – выходы складчатых пород Урала; 7 – линия геологического профиля (рисунок 6)

Рисунок 5. Положение эпицентра Шалкарского землетрясения на схеме поверхности фундамента Прикаспийской впадины, составленной по Н. В. Неволину с дополнениями Б. А. Соловьёва [7]

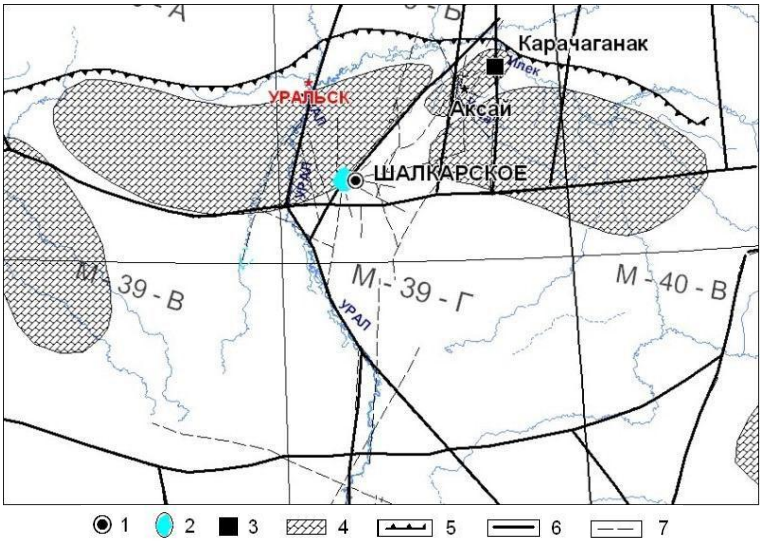


Отложения: 1 – карбонатные; 2 – терригенные; 3 – эффузивно-терригенные; 4 – соленосные; комплексы пород с граничной скоростью: 5 – (6,2 – 6,5 км/с) в гранитоидах, 6 – (6,7 – 7,1 км/с) в базальтоидах; 7 – поверхность МОХО; 8 – геологические границы; 9 – глубинные разломы

Рисунок 6. Геологический разрез через Прикаспийскую впадину (по Б. А. Соловьёву [7])

По имеющимся геолого-геофизическим материалам прямого тектонического разлома, проходящего через озеро Шалкар, город Аксай и месторождение Карачаганак, не обнаружено. При дешифрировании космических снимков LANDSAT устанавлен тектонический разлом, простирающийся через озеро Шалкар в северо-восточном направлении, но проходящий в 20 км к северо-западу от месторождения Карачаганак. На схеме размещения верхнепалеозойских карбонатных массивов в северной части Прикаспийской впадины, составленной Б. А. Соловьёвым (1992 г.), видно, что озеро Шалкар с эпицентром землетрясения и район нефтегазоконденсатного месторождения Карачаганак с близрасположенным городом Аксай приурочены к различным карбонатным массивам, между которыми проходит вышеотмеченный тектонический разлом. В районе эпицентра землетрясения наблюдается разнонаправленная сеть мелких тектонических нарушений второго порядка, сходящаяся к озеру Шалкар (рисунок 7).

Ещё 7 мая жители посёлка Рыбцех отмечали, что толчки повторяются [2]. Летом этого же года, 18 июля, в том же месте произошло повторное землетрясение, но меньшей силы, которое также было зарегистрировано станциями НЯЦ РК и обработано совместно с другими станциями мира. В таблице 3 приведены уточненные параметры двух Шалкарских землетрясений 2008 г.



1 – эпицентр землетрясения; 2 – озеро Шалкар; 3 – месторождение Карачаганак; 4 – карбонатные массивы; 5 – северный борт Прикаспийской впадины; 6 – тектонические разломы; 7 – мелкие тектонические нарушения

Рисунок 7. Структурно-тектоническая схема северной части Прикаспийской впадины с карбонатными массивами верхнего палеозоя (по Б. А. Соловьёву, с дополнениями локальной тектоники в районе Шалкарского землетрясения по А. Е. Великанову)

Таблица 3. Район озера Шалкар в Западном Казахстане Сравнение уточнённых параметров основного и повторного землетрясений

Дата	Время (GMT)	Широта	Долгота	Магнитуда, m_b	Класс	Источник уточнённый
26.04.2008	13:14:58.7	50.56°	51.81°	5,1	11,1	NEIC - GS RAS - EMSC
18.07.2008	19:36:38.6	50.65°	51.79°	4,1	9,6	NEIC - KNDC

Проведенный анализ материалов по сейсмическим и инфразвуковым характеристикам Шалкарского землетрясения, геологическому строению и тектоническим структурам района озера Шалкар позволили сделать вывод о его естественной тектонической природе. Установлено, что очаг землетрясения находился на небольшой глубине. Локальная система напряжений по данным о механизме очага свидетельствует о преобладающих напряжениях растяжения, поскольку тип подвижки в очаге определен как сдвиго-сброс. Эти напряжения растяжения могут быть вызваны выпиранием диапировых структур соленосной толщи кунгурского возраста, сопровождаемым карстовыми процессами: вымыванием легкорастворимых пород на глубине в зоне тектонических разломов, насыщенных подземными водами. Общим региональным источником действующих напряжений, создающих давление окружающих пород на соленосную толщу, является постепенный длительный процесс метаморфизма, раскристаллизации и увеличения в объёме нижних горизонтов обломочных пород мощного осадочного чехла Прикаспийской впадины, который также приводит к постепенному общему воздыманию дневной поверхности, включая и поверхность дна Каспийского моря. При активизации карстового процесса с образованием пустот и проседанием вышележащих толщ пород, колебания уровня воды озера Шалкар должны происходить в сторону его кратковременного понижения, а при активизации соляного диапиризма – наоборот, в сторону его кратковременного повышения. К сожалению, непосредственно вблизи озера Шалкар сейсмические станции отсутствуют, они не были выставлены также и после землетрясения для регистрации афтершоков и изучения процессов в очаговой области. Сейсмические наблюдения желательны здесь для регистрации сейсмического фона с одновременным наблюдением за изменением уровня воды в озере Шалкар.

Заключение

1. В соответствии с приведёнными сейсмическими, геологическими и тектоническими характеристиками исследуемого района авторы считают, что произошедшее 26 апреля 2008 г. Шалкарское землетрясение является естественным тектоническим явлением, связанным с карстовым процессом и активным соляным диапиризмом. Данные по историческим землетрясениям, происходившим в этом районе, в том числе, и до начала добычи углеводородов на Карачаганакском нефтегазоконденсатном месторождении, и имеющим сходные сейсмические характеристики механизмов очагов, также говорят в пользу естественной природы Шалкарского землетрясения.

2. Историческая сейсмичность и два последних события 2008 г. в районе озера Шалкар свидетельствуют о том, что в исследуемом районе Западного Казахстана существует реальная сейсмическая опасность. В будущем здесь также могут происходить подобные землетрясения. Эта сейсмическая опасность должна быть детально изучена и учтена в картах сейсмического районирования Казахстана.

3. Вполне возможно влияние таких естественных тектонических землетрясений на возникновение техногенной сейсмичности на месторождениях добычи углеводородов, расположенных в том же районе, и, наоборот. Для мониторинга сейсмической ситуации в Западном Казахстане необходимо создать дополнительную сеть стационарных сейсмических станций, особенно вблизи крупных объектов разработки углеводородного сырья.

Литература

1. [Электронный ресурс] / Режим доступа: http//www.kz-today.kz
2. ЛИТЕР - Республиканская ежедневная газета РК за 7 мая 2008 г.
3. Михайлова, Н.Н. О сейсмической опасности Западного Казахстана / Мониторинг ядерных испытаний и их последствий / Н.Н. Михайлова, А.И. Неделков, И.Н. Соколова, Г.С. Султанова // Тез. докл. / Четвертая Международная конференция, Боровое, 14 - 18 августа 2006 г. – Курчатов, 2006. – С. 80 – 81.
4. Михайлова, Н.Н. Новые данные о сейсмичности Западного Казахстана / Н.Н. Михайлова, А.И. Неделков, И.Н. Соколова, Г.С. Султанова // Тез. докл. на Седьмых геофизических чтениях им. Федынского В.В. – Москва, 2005.
5. Шевченко, К. Шалкарский контраст: Озеро Шалкар / К. Шевченко // Пульс – 2006. – 7 с.
6. Киянский, В. Шалкар – брат Каспия / В. Киянский // Приуралье – 1994.
7. Соловьев, Б. А. Этапы эволюции и нефтегазоносность осадочного чехла Прикаспийской впадины / Б. А Соловьев // Геология нефти и газа – 1992.

2008 Ж. СӘУІРДІҢ 26-СЫНДА БАТЫС ҚАЗАҚСТАНДА БОЛҒАН ШАЛҚАР ЖЕРСІЛКІНУІНІҢ ТЕГІ МӘСЕЛЕСІНЕ

Михайлова Н.Н., Великанов А.Е.

ҚР ҰЯО Геофизикалық зерттеулер институты, Алматы, Қазақстан

Уральск қаласынан онтүстікке қарай 2008 ж. болған Шалқар жерсілкінуінің сейсмикалық және инфрадыбыстық сипаттамалары Батыс Қазақстанның сейсмикалылығы туралы тарихи деректерімен салыстыра талданылған. Зерттелудегі ауданның геоморфологиялық, геологиялық және тектоникалық сипаттамалары келтірілген. Жүргізілген талдауы, Шалқар жерсілкінуін Шалқар көлінің геологиялық құрылысының ерекшелітерімен, атап айтқанда, карст процесстерімен және белсенді тұзды диапоризімен, байланысты табиғи тектоникалық оқиғаларына жатқызуына мүмкіндік берген.

TO THE ISSUE OF THE NATURE OF SHALKAR EARTHQUAKE HAPPENED IN THE WEST OF KAZAKHSTAN IN APRIL 26, 2008

N.N. Mikhailova. A.Ye. Velikanov

Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan

Seismic and infrasound features of Shalkar earthquake dated 2008 to the south of Uralsk city in comparison with background information on western Kazakhstan seismicity are analyzed. Geomorphology, geology and tectonic characteristics of the instigated area are used. Conducted analysis allowed referring Shalkar earthquake to natural tectonic phenomena, related to the peculiarities of geology structure of Shalkar lake, namely karst processes and active salt diapirism.

УДК 550.34

ЧУЙСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 27 СЕНТЯБРЯ 2003 г., Ms=7.3, K=17 (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

[1,2]Еманов А.Ф., [1,2]Еманов А.А., [1,2]Лескова Е.В., [1,2]Фатеев А.В., [1]Филина А.Г.

[1]*Алтае-Саянский филиал Геофизической службы СО РАН, Новосибирск, Россия*
[2]*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия*

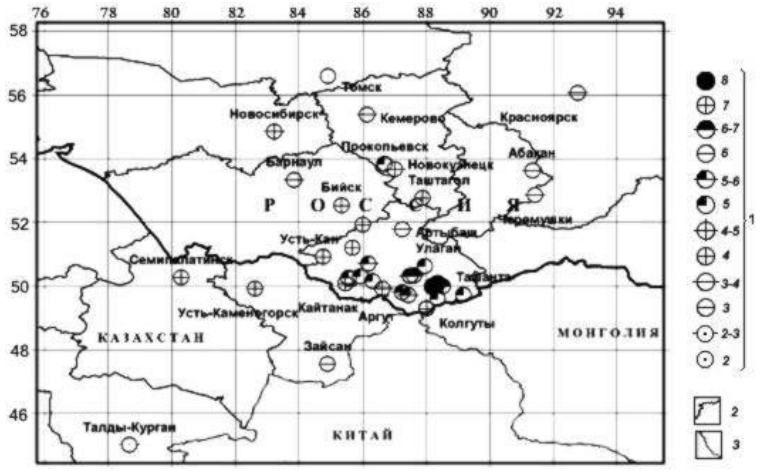
Описаны результаты исследований крупнейшего в Горном Алтае за исторически обозримое время Чуйского землетрясения (27 сентября 2003 г., 11:33:23 по Гринвичу Ms=7.3). Установлено, что его афтершоковый процесс увязывается с четырьмя блоками очаговой области: Чаган-Узунский (1 блок), Чуйская впадина (1 блок) и Курайская впадина (2 блока). По данным сейсмотомографии в интервале глубин до десяти км обнаружено повышение скорости продольных волн под Чаган-Узунским блоком и в северо-западной приподнятой части Курайской впадины. Установлено, что линейной афтершоковой области соответствует зона контрастного изменения скорости.

27 сентября 2003 г. в 11:33:23 по Гринвичу на территории Горного Алтая в долине р. Чуя в горной перемычке между Чуйской и Курайской впадинами произошло землетрясение с магнитудой по шкале Рихтера Ms=7.3 (координаты эпицентра – 50.03 с.ш., 87.47 в.д.). Это самое крупное землетрясение на территории Алтае-Саянской складчатой области за период инструментальных сейсмологических наблюдений. Данное событие получило название "Чуйское землетрясение". Землетрясение ощущалось на большой территории России, Казахстана, Китая и Монголии. На рисунке 1 показана общая картина макросейсмических проявлений на территории Западной Сибири по данным российских пунктов наблюдения, дополненным данными некоторых пунктов наблюдения в Казахстане.

Чуйское землетрясение произошло в центре локальной сети сейсмологических станций Алтайского сейсмологического полигона. Данная сеть была сформирована в 2002 - 2003 гг. [7]. Возможности сети полигона к осени 2003 г относительно эпицентральной зоны Чуйского землетрясения описаны в обзорной статье настоящего выпуска [11]: представительная регистрация землетрясений начинается с пятого энергетического класса, точность определения координат в зоне эпицентра составляет два километра. В 2003 г. в Чуйско-Курайской зоне дважды были развернуты сети временных станций. Подробную информацию о станциях временных сетей можно найти в [9]. Благодаря использованию временных сетей точность определения координат гипоцентров перед землетрясением и сразу после него была выше, чем за 2003 г. в целом.

На рисунке 2 приведена карта изосейст Чуйского землетрясения, построенная для значений ≥ 5 баллов.

В таблице 1 содержатся данные о балльности этого события в каждом из пунктов, показанных на рисунке 2.



1 – балльность, 2 – административная граница, 3 – государственная граница

Рисунок 1. Макросейсмические проявления Чуйского землетрясения



Обозначения - на рисунке 1

Рисунок 2. Карта изосейст Чуйского землетрясения

Таблица 1. Чуйское землетрясение. Данные о балльности событий в каждом из пунктов карты на рисунке 2

Балльность	Пункт наблюдения	Расстояние, км	Балльность	Пункт наблюдения	Расстояние, км	Балльность	Пункт наблюдения	Расстояние, км
8	Бельтир (Усть-Мана)	19	5	Кызыл-Хая	130	4	Курчатов	671
7	Чаган-Узун	26	4 - 5	Джой	365		Колгуты	104
	Кош-Агач	32		Новосибирск	617	3 - 4	Саяногорск	401
	Мухор-Тархата	36		Бийск	327		Абакан	447
6 - 7	Акташ	38		Новокузнецк	399		Кемерово	596
	Чибит	45		Большой Он	245		Артыбаш	192
6	Джазатор	66		Верх-База	379		Арадан	460
	Иштыкёль	34		Хандагайты	287		Кызыл	479
5 - 6	Солонешенская	63		Мугур-Аксы	170	3	Красноярск	659
	Усть-Улаган	55		Горноалтайск	246		Зайсан	369
	Ташанта	91	4	Барнаул	458		Маканчи	581
	Прокопьевск	420		Тээли	179	2 - 3	Алма-Ата	1128
	Онгудай	148		Черемушки	379		Талды-Курган	906
	Аргут	70		Усть-Каменогорск	390		Астана	1177
5	Тюнгур	125		Семипалатинск	556		Канск	842
	Кайтанак	187		Усть-Кан	249		Ужур	579
	Чендек	154		Шалымское	307		Железногорск	789
	Курата	169		Таштагол	291	2	Омск	1125
	Усть-Кокса	172		Усть-Сема	206		Томск	747
	Огневка	180		Эрзин	503		Нижневартовск	1360
	Ак-Довурак	202						

АЛГОРИТМЫ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

В региональном центре при стандартной обработке записей землетрясений, ориентированной на разреженную сеть сейсмологических станций, рассчитывают обычно только эпицентральные решения с фиксированной глубиной 15 км. Для получения решений используют двухслойную скоростную модель со значениями скоростей V_P=*6.1* км/с, V_S=3.5 км/с в земной коре; V_{Pn}=8.1 км/с и V_{Sn}=4.6 км/с в мантии. В статье представлены гипоцентральные решения, полученные программой HYPOINVERSE-2000 [19] при использовании скоростной модели, полученной по данным сейсмической томографии на основе большого числа землетрясений, произошедших до Чуйского землетрясения по данным редкой сети станций [16]. Поскольку геология Алтае-Саянского региона очень разнообразна, одномерная слоистая модель, использованная в расчете, подбиралась для района, охватывающего главное событие и его афтершоки. В таблице 2 приведена такая скоростная модель для продольных волн. Для поперечных волн скоростная модель получена с использованием отношения V_P/V_S=1.74. Поскольку почти все станции установлены на выходах коренных пород, в модели не принимается во внимание скорость волн в осадочном слое. Модель построена до границы Мохоровичича, а на границе (>55 км) указана скорость головной волны. При определении скоростной модели для P - и для S- волн использованы только их первые вступления.

Алгоритм использованной программы HYPOINVERSE-2000 предусматривает “умную” систему взвешивания. Сначала, с использованием всех данных и при фиксированной глубине гипоцентра, вычисляется грубое приближенное решение, затем решение итеративно уточняется.

Таблица 2. Район Чуйского землетрясения Скоростная модель продольных волн [16]

№ слоя	Глубина, км	Скорость V_p, км/сек	№ слоя	Глубина, км	Скорость V_p, км/сек
1	0.0 - 3.0	6.0	5	15.0 - 20.0	6.4
2	3.0 - 6.0	6.25	6	20.0 - 30.0	6.55
3	6.0 - 9.0	6.3	7	30.0 - 55.0	6.75
4	9.0 - 15.0	6.35	8	> 55.0	8.1

При достижении точного эпицентрального решения, производится определение глубины. В процессе вычислений на заданной итерации включается фильтрация и взвешивание данных по двум параметрам – невязке и расстоянию. При взвешивании данных по невязке из расчетов удаляются наблюдения, для которых разность наблюденного и теоретического (вычисленного) времен пробега превышает некоторую заданную величину (обычно 0.16 сек), а остальным данным присваиваются вес в зависимости от величины невязки. Такое взвешивание зачастую уточняет решение, отбрасывая некачественные данные, но при этом возможна ситуация, когда одно плохое наблюдение может привести к неверному результату, поэтому необходим контроль качества решения. При взвешивании по расстоянию на определенной итерации из вычислений удаляются наблюдения на станциях, находящихся дальше определенного эпицентрального расстояния, а остальные данные взвешиваются. В качестве отсекающего расстояния, обычно использовалась величина 50 км, и только в некоторых случаях, чтобы захватить большее число станций, это значение увеличивалось. Проводимое взвешивание гарантировало, что при определении положения гипоцентра, на последних итерациях будут использованы данные только близких станций и далекие станции не смогут внести ошибку, обусловленную, в первую очередь, несоответствием модели среды на больших расстояниях от эпицентральной зоны. При изучении структуры отдельных элементов афтершоковой области для уточнения взаимного расположения эпицентров использован метод двойных разностей [5], а для уточнения скоростной модели и совместного уточнения координат гипоцентров применялся метод сейсмической томографии с двойными разностями (DD-томографии) [21].

ГЛАВНОЕ СОБЫТИЕ И КРУПНЕЙШИЕ АФТЕРШОКИ

В таблице 3 приведены данные о главном событии и его крупнейших афтершоках.

Построение фокальных механизмов по знакам первых вступлений выполнено пакетом программ FPFIT [20]. Для каждого расчета использованы данные от 15 до 34 станций Алтае-Саянской сети, а в некоторых случаях - волновые формы станций IRIS и сейсмологических сетей Монголии и Казахстана, полученные дополнительно через Интернет. Более подробная информация о переопределении координат и фокальных механизмов приведена в [4,10]. Главному толчку Чуйского землетрясения посвящен целый ряд работ [2, 4, 13, 17 и др.]. В большинстве случаев в них не использованы данные станций Алтайского сейсмологического полигона, наиболее близких к очагу землетрясения. В данной статье представлены результаты обработки данных наибольшего числа станций, близких к очагу землетрясения. Определение механизма главного толчка проведено по первым вступлениям 27 сейсмограмм различных станций, ближайшая из которых находилась в 30 км от эпицентра. Три станции располагались в пределах 100 км от эпицентра. Погрешность определения положения плоскости разлома составила 3° для углов падения и 5° для углов простирания. В таблице 4 приведены результаты расчета механизма главного толчка, полученные в разных центрах и различными методами [4].

Авторское решение (АСФ ГС СО РАН, таблица 4) лучшим образом согласуется с решением, полученным ИОЦ ГС РАН, при этом, как отмечено выше, данное решение строилось большей частью на данных близких станций, тогда как все остальные были построены по данным станций, удаленных на телесейсмические расстояния. Различие между этими результатами превышает точность измерений, что позволяет считать, что проведенное исследование уточняет данные, полученные в работе [17].

В таблице 3 представлены данные о наиболее крупных афтершоках, произошедших в 2003 г., при этом два афтершока Чуйского землетрясения по своей энергии превосходят все остальные вне зависимости от времени. Это афтершок 27.09.2003 в 18:52:51 с энергией K=16.6 , Ms=6.3 и афтершок 01.10.2007 в 01:03:26 с энергией K=16.4, Ms=6.7. Роль этих событий в развитии афтершокового процесса рассмотрена в следующих разделах.

Таблица 3. Чуйское землетрясение. Параметры гипоцентральных решений и фокальных механизмов главного события и некоторых крупных афтершоков

Дата	Время, сек	Широта	Долгота	Глубина, км	K	Число набл.	Плоскость 1			Плоскость 2			Ось сжатия (P)		Ось растяжения (T)	
							простирание	падение	подвижка	простирание	падение	подвижка	азимут	угол погружения	азимут	угол погружения
27.09.03	11:33:24	50.027	87.932	8.76	17.0	27	315	80	170	47	80	10	181	0	271	14
27.09.03	18:52:51	50.204	87.703	11.95	16.6	28	120	70	-180	30	90	-20	343	14	77	14
27.09.03	20:30:25	50.080	87.906	5.38	13.0	16	325	75	170	58	80	15	191	4	282	18
01.10.03	1:03:26	50.160	87.741	7.14	16.4	34	35	60	10	300	81	150	351	14	253	27
06.10.03	5:11:26	49.935	88.102	7.0	10.6	15	125	65	160	224	72	26	353	5	86	31
07.10.03	9:39:55	50.218	87.546	11.62	10.6	15	170	55	-120	35	45	-54	23	65	281	6
07.10.03	13:58:55	50.249	87.543	8.52	10.7	17	0	70	-60	121	36	-144	308	55	68	19
15.10.03	0:12:03	50.229	87.500	4.82	10.7	15	120	45	120	261	52	63	9	4	109	69
17.10.03	5:30:21	50.178	87.663	6.59	12.6	20	125	85	-180	35	90	-5	350	4	80	4
17.10.03	8:18:47	49.911	88.162	4.64	10.6	15	340	80	-130	238	41	-15	213	41	100	24
17.10.03	12:36:23	50.216	87.555	6.68	11.7	17	315	90	-140	225	50	0	188	27	82	27
22.10.03	14:59:11	48.851	88.201	9.80	8.6	12	295	85	-110	192	21	-14	184	46	43	37
22.10.03	21:12:54	50.098	87.780	14.82	8.2	16	170	85	-40	264	50	-173	121	30	222	18
23.10.03	0:25:46	49.814	88.271	3.43	13.5	19	65	65	-30	169	63	-152	26	38	117	1
23.10.03	3:54:26	50.243	87.539		11.1	19	325	80	170	57	80	10	191	0	281	14

Таблица 4. Расчеты механизма главного толчка, полученные различными методами в разных обрабатывающих центрах

Оси главных напряжений				Нодальные плоскости						Центр
T		P		NP1			NP2			
Pl	Azm	Pl	Azm	Stk	Dp	Slip	Stk	Dp	Slip	
14	271	0	181	47	80	10	315	80	170	АСФ ГС СО РАН
13	275	10	8	52	74	2	321	88	164	ИОЦ ГС РАН
10	262	18	356	38	70	-5	130	85	-160	NEIC
32	92	11	355	227	76	32	129	59	164	HARVARD

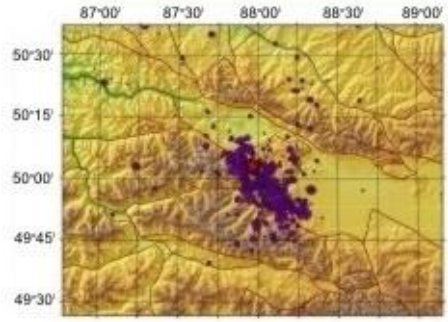
Примечание: АСФ ГС СО РАН – Алтае-Саянский филиал Геофизической службы СО РАН; ИОЦ ГС РАН – Информационно-обрабатывающий центр Геофизической службы РАН; NEIC – Национальный центр информации о землетрясениях Геологической службы США; HARVARD – Гарвардский центр (США)

СТРУКТУРА И ФАЗЫ РАЗВИТИЯ АФТЕРШОКОВОГО ПРОЦЕССА

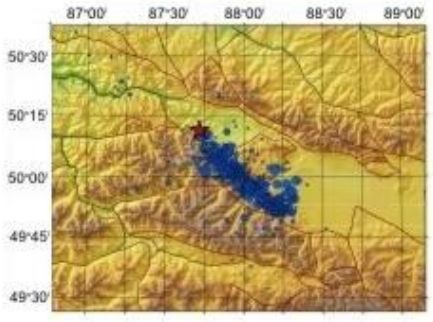
Даже по предварительным данным станций Алтая были обнаружены две фазы в развитии афтершокового процесса [2]. Облако афтершоков, округлое по форме в начальной стадии, превратилось в линейно вытянутое в последующем. Обнаруженная поэлементная структура развития области афтершоков приведена в [4, 10], более детально ее исследование выполнено в [6]. В данной статье уточняются вопросы, когда именно произошло изменение структуры афтершокового процесса, связано ли это с крупнейшими афтершоками и сохраняется ли измененная структура с течением времени?

На рисунке 3 показано развитие характера афтершокового процесса во времени. На карты нанесены эпицентры всех землетрясений с K>7.5, произошедших за четыре периода времени, следовавшие друг за другом.

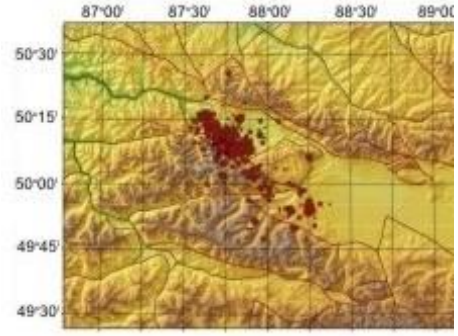
Координаты гипоцентров определены с учетом слоистой скоростной модели среды. На рисунке 3 представлены главное событие (звездочка) и афтершоки, произошедшие до первого из двух крупнейших афтершоков - 27 сентября 18:52 GMT с Mw=6.4 (рисунок 3а); первый крупный афтершок и события, произошедшие между ним и вторым крупным афтершоком 1 октября 01:03 GMT с Mw=6.6 (рисунок 3б); второй крупный афтершок и события, происходившие в течение 3-х дней после него (рисунок 3в); эпицентры событий за последующий месяц (рисунок 3д). Как видно из рисунка 3а, афтершоковый процесс протекал преимущественно на границе Чаган-Узунского блока с Северо-Чуйским хребтом. Афтершоковое облако было достаточно широким и ветвями заходило в северо-западный угол Чуйской впадины.



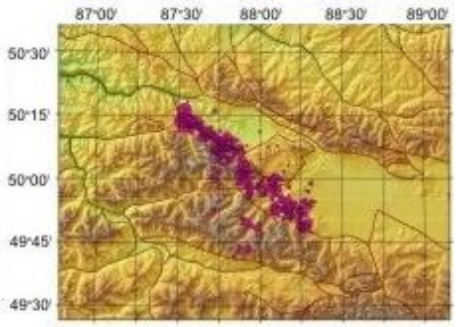
а – между главным толчком и первым крупным афтершоком 27 сентября 18:52 GMT (Mw=6.4)



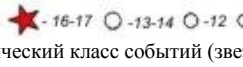
б –между афтершоком 27 сентября и вторым крупным афтершоком 1 октября 01:03 GMT (Mw=6.6)



в – с 1 октября 01:04 до 3 октября включительно



г – с 04 по 31 октября 2003 г.



Энергетический класс событий (звездочка – главный толчок)

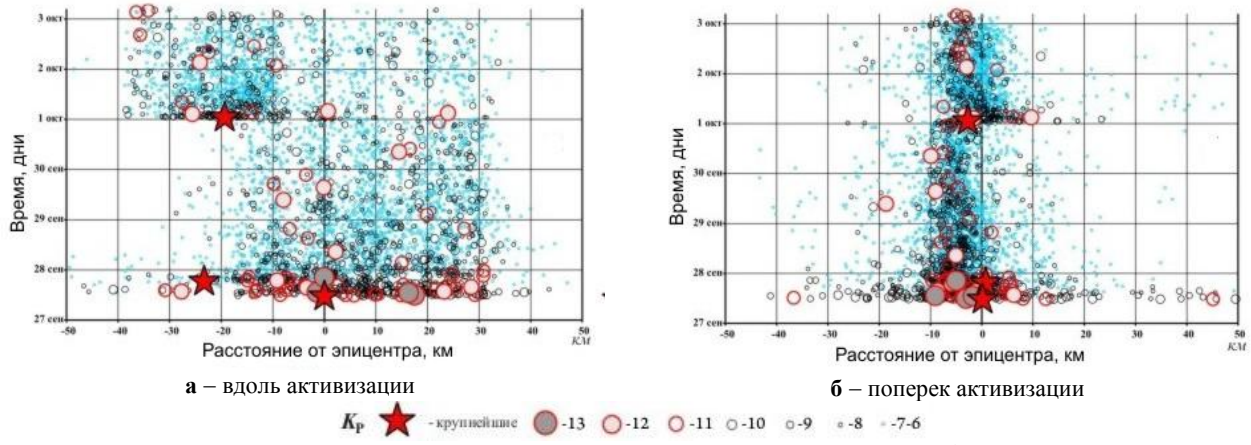
Рисунок 3. Характер афтершоков (K > 7.5) Чуйского землетрясения в разные временные периоды

Землетрясения небольших энергий наблюдались по всему Чаган-Узунскому блок и в небольшом числе - в Курайском хребте и даже севернее. Курайская впадина лишь чуть затронута процессом и выглядит как блок, ограничивающий афтершоковый процесс. Первый крупный афтершок произошел на участке, прежде свободном от афтершоков - посередине границы Курайской впадины с Северо-Чуйским хребтом. Облако событий после этого афтершока (рисунок 3б) стало более узким и вытянутым, но северо-западным окончанием этой области стал сам наиболее сильный афтершок. Землетрясения распространились от афтершока в юго-восточном направлении. Второй крупный афтершок (рисунок 3в) произошел вблизи первого, чуть южнее него. В течение последующих трех дней наиболее активной была вся граница Курайской впадины с Северо-Чуйским хребтом. Афтершоковая область удлинилась. В последующий месяц (рисунок 3д) сформировалась вытянутая и узкая афтершоковая область, именно в таком виде она сохраняется в последующие годы.

Рисунок 3 дискретно по набору ограниченного числа карт, хотя и демонстрирует эволюционные изменения афтешокового процесса, но не позволяет рассмотреть эволюцию с достаточным временным разрешением. Для устранения этого недостатка проведен пространственно-временной анализ: те же данные рассмотрены с исключением одного из пространственных измерений и добавлением параметра времени. Результаты регистрации афтершоков спроецированы на две перпендикулярные линии, пересекающиеся в эпицентре Чуйского землетрясения, с последующей разверткой во времени. Это позволило рассмотреть развитие афтершокового процесса во времени вдоль и поперек линейной зоны активизации (рисунок 4).

Главное событие вызвало афтершоковый процесс, направленный вдоль зоны с длинной осью около 50 км, а с учетом малоинтенсивного процесса – около 90 км. Таких же размеров была ширина активизированной зоны. Однако длина афтершоковой зоны быстро сократилась до 50 км, а ширина наиболее интенсивной ее части - до 10 км. Афтершок 27 сентября2003 г. с магнитудой 6.4 фактически не изменил параметры афтершоковой зоны - ширина области афтершоков осталась прежней, а увеличение длины области, вызванное афтершоками, почти синхронными с этим толчком, через несколько часов исчезло. Рисунок 3б демонстрирует, что после этого афтершока в районе его эпицентра событий практически не было. Таким образом, первый афтершок не внес значимых изменений в протекание афтершокового процесса.

Второй крупный афтершок оказал огромное влияние на сейсмическую ситуацию. Из рисунка 4а видно, что процесс сместился к северо-западу. Вдоль границы Курайской впадины и Северо-Чуйского хребта длина зоны интенсивных афтершоков составила 30 км. Интенсивность афтершокового процесса в остальной области снизилась. Рисунок 4б показывает, что рассматриваемое событие вызвало активизацию, быстро распространившуюся вглубь Курайской впадины и быстро стянувшуюся в полосу, несколько смещенную в сторону впадины от предыдущего процесса. Афтершок 01.10.2003 в значительной степени изменил протекание афтершокового процесса, и с него началось развитие второй фазы, при которой наблюдалась активизация линейно вытянутой узкой области афтершоков. В [5,12] было доказано, что афтершоковый процесс во второй фазе своего развития не является простой линейной зоной, для афтершоковой области были выявлены элементы структуры. Для изучения поэлементной структуры афтершоковой зоны и определения степени ее устойчивости во времени был использован набор высокоточных данных, полученных в отдельные ограниченные периоды наблюдений с локальными временными сетями [9]. Проанализированы данные за период 2003 - 2007 гг., хотя и полученные с некоторыми перерывами. На рисунке 5 приведены эпицентры проанализированных событий. Черные линии, перпендикулярные активизации, являются границами ранее выделенных элементов афтершокового процесса.



а – вдоль активизации

б – поперек активизации

Энергетический класс событий (звездочка – главный толчок или крупнейший афтершок)

Рисунок 4. Пространственно-временной анализ афтершокового процесса (27 сентября – 03 октября 2003 г., K>6) в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения

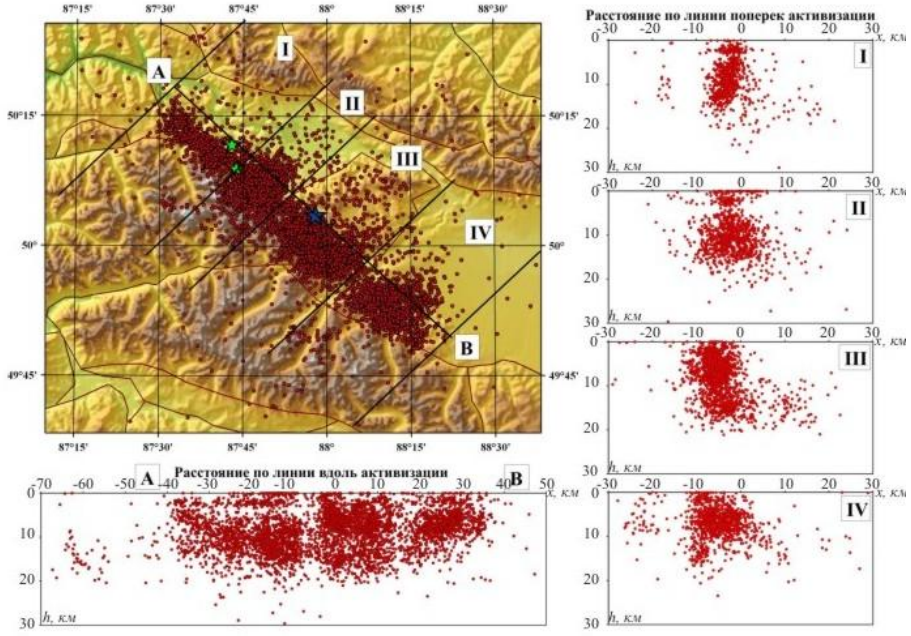


Рисунок 5. Трёхмерная структура афтершокового процесса (RMS < 0.3, ERH < 3.0, ERZ < 3.0)

Из рисунка 5 можно видеть, что поэлементное деление афтершоковой области устойчиво сохраняется во времени. Еще лучше это видно на разрезе по линии А - В.

Сейсмический процесс на границе Чаган-Узунского блока с Северо-Чуйским хребтом образует самостоятельный элемент, отделенный от соседних областей вертикальными зонами с пониженным числом афтершоков. На рисунке 5 - это элемент III. Здесь землетрясения распределены в интервале глубин от дневной поверхности до 20 км. Наибольшее их число приходится на интервал глубин 4 - 10 км. Разрез вкрест данного элемента показывает, что область афтершоков имеет ширину порядка 10 км и слегка наклонена в сторону Чаган-Узунского блока. На глубинах 10 - 20 км более редкое облако афтершоков в виде горизонтального сейсмоактивного слоя заходит под этот блок на всей его площади.

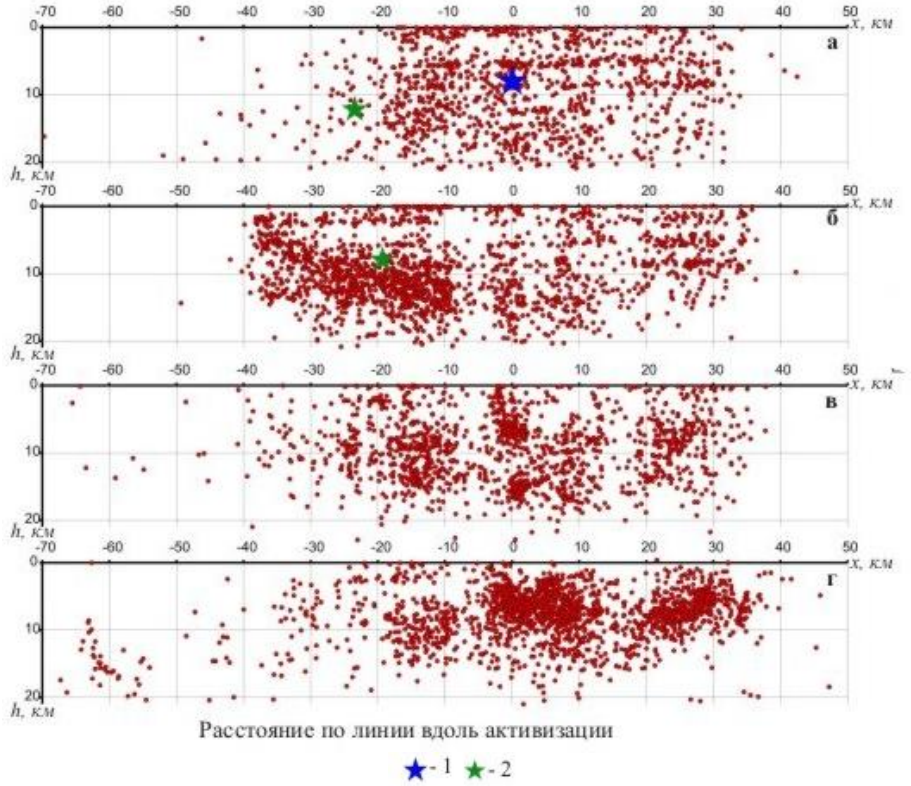
Чуйской впадине соответствует элемент IV, он отделен от сейсмического процесса в Чаган-Узунском блоке вертикальной зоной затишья. Наблюдается постепенное выклинивание к дневной поверхности сейсмоактивного слоя с удалением от эпицентра Чуйского землетрясения. В этом элементе проявляется двухярусное строение сеймоактивного слоя. Первый ярус составляют землетрясения на глубинах до 2 км. Вторая, основная область активизации, начинается после перерыва в 1 - 2 км. В плане данный элемент похож на треугольник, одна из вершин которого примыкает к соседнему элементу афтершокового процесса. В поперечном разрезе IV элемент имеет сложный вид, его активизации охватывают северо-западный угол Чуйской впадины, что, по-видимому, связано со сложным процессом деструкции без того приподнятого блока впадины. Здесь нет единого разлома, а процесс заканчивается ветвлением и выходом на поверхность.

Элемент II от угла Чаган-Узунского блока до долины р. Актру является самым коротким элементом афтершокового процесса. Он отделен вертикальной зоной затишья от Чаган-Узунского блока и имеет также двухярусное строение. Верхний ярус составляют землетрясения на глубинах до 2 км. На глубинах 2 - 5 км обнаруживается слой пониженной сейсмической активности. Он хорошо виден и в поперечном разрезе II. Основная сейсмоактивная область данного элемента не достигает 20 км. В поперечном разрезе сейсмоактивная область расширяется с глубиной.

Элемент I – северо-западное окончание афтершоковой области, характеризующееся двухярусным строением. Виден сейсмоактивный слой, плавно выклинивающийся к окончанию афтершоковой области. В поперечном сечении можно отметить уверенный наклон активизированной области под Северо-Чуйский хребет. Некоторые другие особенности структуры этого элемента даны в [4, 5].

Рисунок 6 демонстрирует развитие афтершокового процесса на глубине во времени. Здесь использованы данные локальных экспериментов с детальными сетями, проведенных в разное время.

На рисунке 6а приведен разрез вдоль линии А - В (рисунок 5) для первой фазы афтершокового процесса. Отражены события с энергетическим классом K > 7.5. Можно видеть, что первый крупный афтершок не вызвал значимой активизации вокруг себя. Второй крупный афтершок (рисунок 6б) активизировал северо-западный элемент афтершокового процесса. Сформировалась наклонная, выклинивающаяся к поверхности область афтершоков. Активен приповерхностный слой.



Эпицентр: 1 – главного толчка; 2 – крупнейшего афтершока

Рисунок 6. Развитие афтершокового процесса на глубине во времени: а – события первой фазы (27 сентября – 1 октября 2003 г.); б – события после землетрясения 01 октября 01-03 GMT до 31 декабря 2003 г, с – события, зарегистрированные временными сетями наблюдений 2004 - 2006 гг. (выборочная обработка для 2004 - 2005 гг., полная - для 2006 г).; д - события, зарегистрированные временной сетью 2007 г. (полная обработка)

Рисунок 6в иллюстрирует умеренную активность всех элементов в последующие годы (2004 - 2006гг.). В 2007 г. (рисунок 6д) наибольшая сейсмическая активность относится к III и IV элементам. Поэлементная структура афтершокового процесса устойчиво сохраняется во времени. Следует отметить факт появления группы землетрясений на глубинах 10 - 20 км (левая часть рисунка 7г). Эта группа событий относится к Айгулакскому хребту. Чуйское землетрясение вызвало афтершоковый процесс, а прежде сейсмически активные Курайский и Айгулакский хребты оказались практически асейсмичными. В 2007 г. наблюдается возобновление активности одной из сейсмоактивных структур на Айгулакском хребте.

МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ АФТЕРШОКОВ

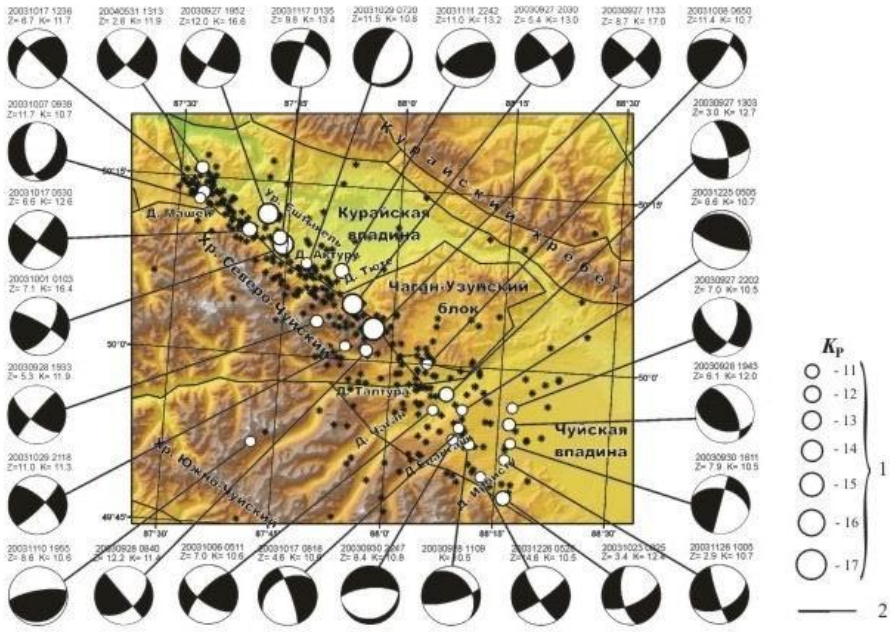
Каталог фокальных механизмов получен для событий разных энергий. В статье делается попытка детально определить локальные характеристики напряженного состояния зоны афтершоков для зоны Чуйского землетрясения. Общий анализ выполнен по крупным афтершокам (с энергетическим классом более 10.5), детальный анализ - на основе фокальных механизмов 183 событий афтершоковой серии (с K = 4÷17).

Для расчетов механизмов очагов афтершоков использовались гипоцентральные решения, а также азимуты и углы выхода луча из очага для каждого наблюдения, рассчитанные в рамках слоистой скоростной модели. Для каждого события в расчетах участвовало от 8 до 34 наблюдений полярности первых вступлений по записям станций Алтае-Саянской региональной сейсмической сети, Алтайского сейсмологического полигона, временных сейсмологических сетей в зоне Чуйского землетрясения. В некоторых случаях дополнительно использовались волновые формы Байкальской региональной сейсмологической сети, Сейсмологической сети Казахстана, станций сети IRIS и Сейсмологической сети Монголии.

Для анализа отобраны только те события, для которых имеется однозначное решение плоскости разрыва. Погрешность в определении координат землетрясений составила 0.2 - 2 км (в среднем 0.7 км), глубины – в среднем порядка 2.5 км. Среднеквадратическая невязка по времени RMS (невязка между наблюденными временами на станциях и временами в рамках выбранной модели) варьируется в пределах от 0.02 до 0.2 сек (среднее значение – порядка 0.1 сек). Максимальный разброс в определении положения нодальных плоскостей для отдельных событий составил по азимуту простирания, углу паде-

ния и углу подвижки 20°, 30° и 30°, соответственно (средние значения этих параметров для всех событий – 7°, 11° и 11°, соответственно). В результате анализа получен каталог фокальных механизмов для зоны активизации Чуйского землетрясения, который, помимо гипоцентральных решений, включает параметры, характеризующие положение нодальных плоскостей и главных осей напряжений. Фокальные механизмы построены для 183 афтершоков Чуйского землетрясения. Особенностью данного каталога является то, что фокальные механизмы рассчитаны в основном для афтершоков, зарегистрированных во время полевых экспериментов с временными станциями в зоне Чуйского землетрясения. Поэтому механизмы очагов получены для разных конфигураций сетей станций, в отдельные временные периоды и, что самое важное, для землетрясений разных энергий - как крупных событий, так и землетрясений малых энергий (начиная с K < 4).

Пространственное распределение механизмов очагов крупных афтершоков показано на рисунке 7. На карту с рельефом, разломами (по И.С. Новикову) и эпицентрами событий вынесены фокальные механизмы, построенные для отдельных крупных землетрясений с энергетическим классом K≥10.5. Эпицентры афтершоков рассчитаны с использованием метода сейсмической томографии с двойными разностями [5, 11, 20]. События, для которых построены механизмы очагов, выделены белыми кружками.



1 – энергетический класс события; 2 – разломная зона

Рисунок 7. Фокальные механизмы некоторых крупных событий активизации (K ≥ 10.5)

Основным механизмом очагов афтершоков Чуйского землетрясения, учитывая нанесенные разломы, является правый сдвиг. Изменение вида фокальных механизмов наблюдается на концах разломной зоны (особенно разнообразные на ее юго-восточном окончании). Обращает на себя внимание событие с K=13.2 взбросового типа, расположенное в районе долины Тюте, в зоне взаимодействия Чаган-Узунского блока с Курайской впадиной.

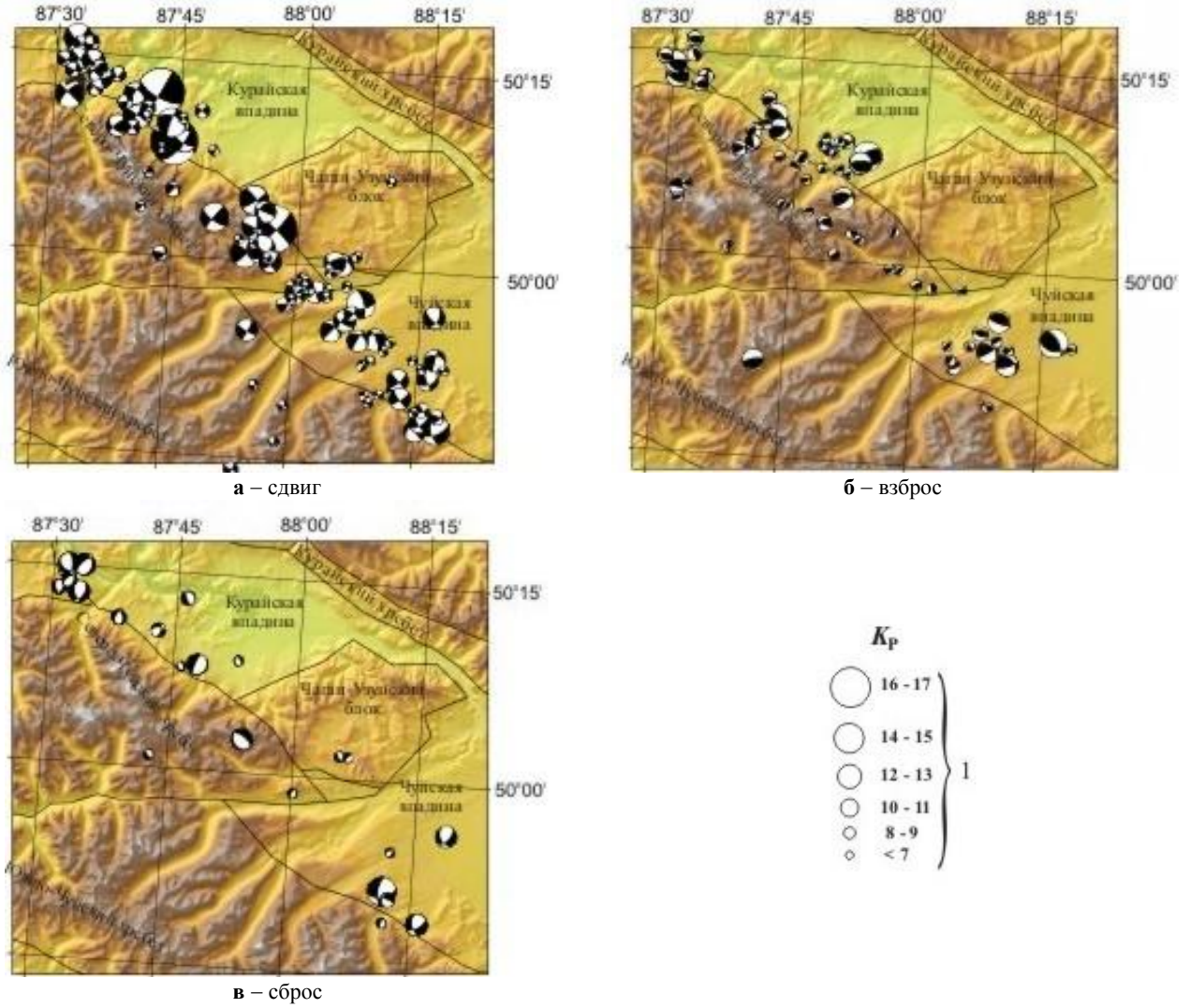
Все исследованные события разделены по типам механизмов смещений, по углам погружения главных осей напряжения на сдвиги, взбросы и сбросы, минуя промежуточные типы (таблица 5).

В результате такого разделения установлено, что более половины событий в исследуемой активизации составляют сдвиги (52 % от общего числа событий), меньше всего сбросов (13 %), оставшиеся 35 % приходятся на взбросы. Таким образом, напряженное состояние зоны афтершоков можно обозначить как взбросо-сдвиговое с преобладанием механизмов очагов типа сдвига.

Таблица 5. Идентификация механизмов очагов землетрясений по углам погружения главных осей напряжения

Углы погружения	Сдвиги	Взбросы	Сбросы
Ось сжатия	< 45°	≤ 45°	≥ 45°
Ось растяжения	< 45°	≥ 45°	≥ 45°

Рассмотрено также пространственное распределение событий отдельно по типам фокальных механизмов. На рисунке 8 приведены карты с рельефом и разломами, на которые вынесены землетрясения с одним и тем же типом механизма очага (сдвиг, взброс, сброс).



а – сдвиг

б – взброс

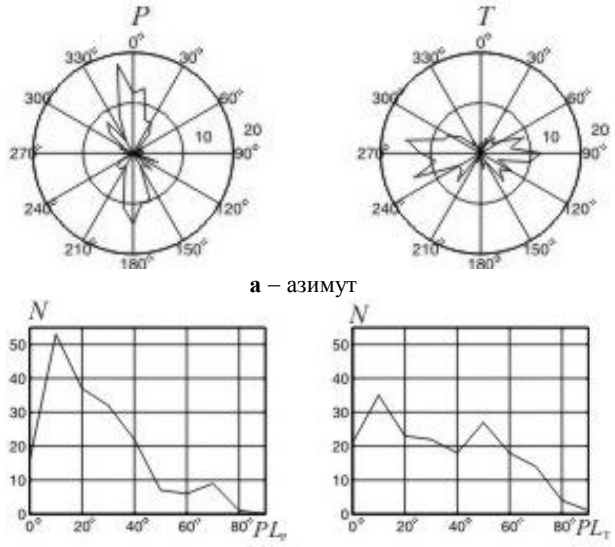
в – сброс

Рисунок 8. Пространственное распределение афтершоков по типам фокальных механизмов

Сдвиги, как уже было отмечено при рассмотрении фокальных механизмов крупных афтершоков, характерны для всей зоны активизации, за исключением области сочленения Чаган-Узунского блока с Курайской впадиной (рисунок 8а). На этом участке активизации в основном наблюдаются механизмы взбросового типа. Интерес представляет распределение *взбросов* (рисунок 8б) и *сбросов* (рисунок 8в) вдоль области активизации. Взбросовые и сбросовые фокальные механизмы характерны для землетрясений, происходивших на концах активизированного участка, и связаны, по всей вероятности, со структурами оперения окончаний сдвиговых зон. Обращает на себя внимание линия взбросов в урочище Ештыкель (рисунки 7, 8), расположенная ортогонально линии зоны афтершоков. Учитывая простирание плоскости сместителя, которое также ортогонально основному разлому, такое положение событий взбросового типа можно связать с окончанием одной из структур, выделенной по данным переопределения гипоцентров афтершоков методом сейсмической томографии с двойными разностями [5].

Отмечается серия мелких событий взбросового типа непосредственно под Северо-Чуйским хребтом. Можно предположить, что в условиях сжатия, горные хребты, являясь менее консолидированными, чем впадины, испытывают поднятие, которое и отражается в механизмах очагов землетрясений малых энергий. Анализ диаграмм распределения параметров главных осей напряжения (рисунок 9) позволил выявить тенденцию в направлениях осей сжатия P и растяжения T.

Основное направление осей сжатия P зоны активизации почти строго "север - юг" с небольшим преобладанием северо-северо-западной ориентации. Для осей растяжения T основное направление – "восток - запад" с наибольшим числом событий, имеющим направление 280°. Для углов погружения (рисунок 10) максимальное число событий приходится на 10° для оси сжатия (ось близгоризонтальная).

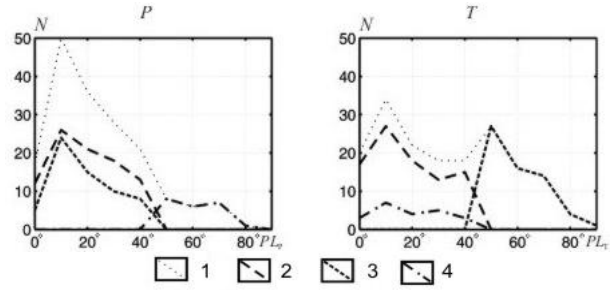


а – азимут

б – угол погружения

Рисунок 9. Распределение параметров главных осей напряжения

Для оси растяжения отмечается два максимума: на 10° (близгоризонтальная ось) и 50° (в таком случае одна из нодальных плоскостей близгоризонтальна, другая – близвертикальна). На рисунке 10 показано распределение углов погружения главных осей напряжения в зависимости от типа механизма очага.



1 – все события; 2 – сдвиг; 3 – взброс; 4 – сброс

Рисунок 10. Распределение углов погружения главных осей напряжения в зависимости от вида механизма очага

Для оси сжатия максимум на 10° соответствует максимумам для сдвигов и взбросов. Причем для сдвигов также отмечается большое число событий при 20 - 30 градусах. Для оси растяжения основной максимум наблюдается на 10° - события сдвигового типа, на 50° – надвиги. Землетрясения с механизмами очагов типа сбросов, ввиду малого их числа, вид графиков практически не изменяют.

Таким образом, в качестве основных результатов исследования фокальных механизмов афтершоков Чуйского землетрясения можно выделить следующее:

1. Наиболее характерным механизмом очагов для афтершоков Чуйского землетрясения является сдвиг с некоторой вертикальной составляющей. Учитывая тектоническую обстановку района, это - правый сдвиг. Правый сдвиг характерен как для большинства крупных афтершоков, так и для событий малых энергий.

2. Механизмы очагов взбросового и сбросового типа наблюдаются на окончаниях зоны активизации.

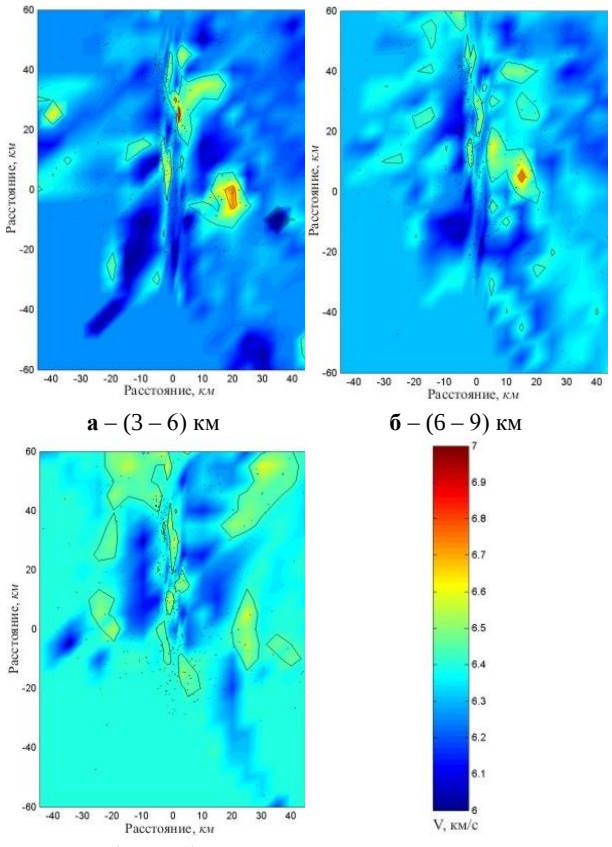
3. Для области взаимодействия Чаган-Узунского блока с Курайской впадиной со стороны Северо-Чуйского хребта характерны механизмы очагов афтершоков взбросового типа.

4. Анализ диаграмм распределения азимутов осей сжатия и растяжения позволил выявить определенную тенденцию в направлениях главных осей напряжения: основное направление сжатия для зоны активизации почти строго "север - юг", растяжения – "восток - запад".

5. Оси сжатия для большей части событий близгоризонтальны (максимальное число событий приходится на 10°); для оси растяжения проявляются максимумы на 10° и 50°.

ТОМОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ОЧАГОВОЙ ЗОНЫ

Данные, полученные при регистрации афтершокового процесса Чуйского землетрясения плотной сетью станций Алтайского сейсмологического полигона и временными сетями станций в эпицентральной зоне, позволили исследовать глубинное строение Чуйско-Курайской зоны. С этой целью использован метод сейсмической томографии с двойными разностями, так называемая DD-томография [22], которая объединяет возможности метода двойных разностей [21] и сейсмической томографии. В качестве референтной модели для томографических построений использована горизонтально слоистая модель (таблица 2). Скоростная модель, построенная для слоя на глубине 3 - 6 км, показала, что более высокими скоростями выделяются северо-западная часть Курайской впадины, выраженная также в рельефе – приподнята относительно юго-восточной части, и север Чаган-Узунского блока. Со стороны южного борта Курайской впадины, как раз вдоль зоны активизации и Северо-Чуйского хребта, проходит область пониженных скоростей, которая может свидетельствовать о более низких скоростях в разломной зоне. К афтершокам Чуйского землетрясения были добавлены события, которые наблюдались до землетрясения в 2002 - 2003 г. Всего было отобрано 799 событий. За счёт того, что фоновая сейсмичность до Чуйского землетрясения и область распространения афтершоков пространственно не совпадают, была увеличена область томографических построений. Полученные результаты представлены на рисунке 11 в виде горизонтальных сечений для глубин 3 - 6 км (рисунок 11а), 6 - 9 км (рисунок 11б) и 15 - 20 км (рисунок 11в). На этих рисунках система координат повернута против часовой стрелки на 45.5°, так что ось ординат получила ориентировку вдоль зоны активизации.



а – (3 – 6) км **б** – (6 – 9) км

в – (15 – 20) км

Черная точка - положение эпицентра события

Рисунок 11. Скоростные модели по 799 событиям (2002 - 2003 гг.). Горизонтальные сечения на различных глубинах

На рисунке 11а видны повышенные значения скоростей продольных волн в районе Чаган-Узунского блока и северо-восточной части Курайской впадины, выявленные при томографических построениях с использованием только афтершоков Чуйского землетрясения. Эти аномалии видны также на глубинах 6 - 9 км (рисунок 11б), но исчезают на глубинах 15 - 20 км (рисунок 11в). Для всех глубин характерно, что зона активизации приурочена к контрастам высоких и низких скоростей распространения продольных волн в среде. В отличие от данных томографических моделей, построенных по данным как до землетрясения, так и после него, в [15] делается попытка установить: имеются ли значимые изменения в скоростной модели после землетрясения. Исследование выполнено по результатам неполной обработки данных, которое в дальнейшем будет уточняться.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты показывают, что такое крупное землетрясение как Чуйское вызвало сложный процесс, в значительной степени зависящий от блочного строения эпицентральной области. В эпицентральной области главного события формируется элемент афтершоковой области, по своему строению отдельный от остальных элементов. В Чуйской впадине формируется площадная активизация ее северо-западного угла. Это - соседний блок земной коры, отделенный разломами от эпицентральной области. Сильное воздействие Чуйского землетрясения на этот блок создает элемент афтершокового процесса с характеристиками, определяемыми строением блока, а именно, активизированный угол приподнят относительно остальной части впадины. При этом наблюдаются и наклон впадины, и ступени тектонической природы. Сейсмический процесс в этом элементе в плане распределился между множеством мелких разрывов и прошел при отсутствии особо крупных афтершоков.

На границе Курайской впадины с Северо-Чуйским хребтом сформировалось два элемента афтершокового процесса. При этом Курайская впадина также имеет неоднородное строение. Юго-восточная часть впадины, соприкасающаяся с элементом II (рисунок 5), достаточно плоская, а Северо-западная часть Курайской впадины холмистая и приподнятая. Оба элемента афтершокового процесса, приуроченные к Курайской впадине, изгибаясь в районе р. Актру, уходят в Курайскую впадину, пересекая друг друга в разрезе. Наличие фаз развития афтершокового процесса говорит о распределенности во времени процесса разрядки напряженного состояния в блочной среде. Сейсмический процесс первой фазы фактически не затронул зону северо-западного элемента афтершокового процесса, землетрясений в этом элементе не было. Во второй элемент активизации входит крупнейшее событие Ms=6.4, 27.09.2003. Однако столь крупное землетрясение не вызвало значимого усиления афтершокового процесса. Событие произошло в Курайской впадине и, возможно, в этом и кроется причина малого влияния этого события на афтершоковый процесс. Известный специалист по сейсмичности Алтае-Саянской горной области Н.Д. Жалковский неоднократно высказывал мысль, что чем сейсмически активней геологическая структура в фоновой сейсмичности, тем более длительным и сильным наблюдается афтершоковый процесс при крупном землетрясении. В данном районе впадины асейсмичны при отсутствии активизаций. Крупное событие, произошедшее во впадине, не сопровождалось сильным афтершоковым процессом.

Существование северо-восточного элемента (элемент I, рисунок 5) указывает на то, что Курайская впадина в поле афтершокового процесса – это не один блок земной коры, а два. По-видимому, тектонические процессы, обеспечившие различие в рельефе двух частей впадины, уже обозначили границу, разделяющую впадину на два блока. Блок впадины, ближайший к эпицентру Чуйского землетрясения, включился в афтершоковый процесс сразу, а северо-западный элемент активизации – с задержкой, после афтершока 01.10.2003, Ms=6.6. Этот афтершок вызвал усиление афтершокового процесса, и одновременно с ним произошла серия событий, цепью уходящих в Курайскую впадину - в окончание данного

элемента, изгибающееся около д. Актру. В дальнейшем процесс формировался в основном в линейной зоне, приграничной с Северо-Чуйским хребтом.

Известно, что для Алтая характерным является рост горных массивов за счет сокращения впадин [14, 18]. В спокойное время сейсмический процесс на Алтае приурочен к горному обрамлению впадин [8]. Если бы так было всегда, то впадины не имели бы разрывных нарушений. Наиболее вероятными периодами формирования нарушенной структуры впадин Алтае-Саянской области могут быть сейсмические активизации, вызванные крупными землетрясениями. Чуйское землетрясение – это сдвиг на границе двух горных блоков, а афтершоковый процесс, выходящий за пределы этих блоков, в заметной степени приводит к процессам, вносящим свою лепту в создание нарушенной структуры впадин.

По геологическим данным в развитии Алтая в кайнозое шел процесс дробления территории на более мелкие блоки [3]. Чуйское землетрясение, будучи сдвигом в давно существующей разломной зоне, внес заметный вклад в процесс разрушения впадин.

События, связанные с Чуйским землетрясением, в совокупности с афтершоковым процессом, развивающимися по сей день, можно интерпретировать как сдвиг в блочной среде (когда линия сдвига превышает размеры блоков). Наблюдается сдвиг плюс конвергенция. Блоки в дополнение к сдвиговому движению имеют некоторую свободу совершать независимые друг от друга движения. Они по-разному реагируют на приложенные к ним силы, появляются отличные друг от друга повороты блоков, задержки процесса во времени и, вероятно, существуют точки бифуркации в развитии процесса (выбор по какой грани блока идти разрыву). Блоковая структура эпицентральной области в значительной степени влияла на сейсмический процесс и при других крупных землетрясениях Алтае-Саянской горной области [9, 14]. Сочетание сдвига с конвергенцией было обнаружено при изучении разрывов на поверхности, образовавшихся при Гоби-Алтайском землетрясении 1957 г., Ms=8.1 [14]. Чуйское землетрясение обладало существенно меньшей энергией, и разрывы на поверхности, образовавшиеся при этом землетрясении, существенно труднее интерпретируются, чем при классическом Гоби-Алтайском землетрясении, но по протеканию афтершокового процесса можно говорить о влиянии блочного строения на сейсмический процесс.

Любая сейсмическая активизация имеет завершение, но какое заверение в данном случае – это вопрос. Важным моментом было то, что в период афтершокового процесса сейсмичность смежных геологических структур снизилась почти до нуля. В 2007 г. имеет место возобновление сейсмического процесса в некогда активной зоне Айгулакского хребта. По-видимому, это начало выравнивания сейсмического процесса в данном районе до уровня фоновой сейсмичности.

Выводы

- Определены временные границы первой фазы развития афтершокового процесса Чуйского землетрясения: от главного толчка 27.09.2003, 11:33 по Гринвичу (Ms=7.3) до второго крупного афтершока 01.10.2003, 01:03 (Ms=6.6).
- Показано, что первый крупный афтершок 27.09.2003, 18:52 (Ms=6.4) не оказал значительного влияния на афтершоковый процесс.
- Афтершоковый процесс Чуйского землетрясения образует четыре пространственных элемента.
- Выявлено двухярусное в разрезе строение активизированной области для района Чуйской и Курайской впадин (I, II, IV элементы афтершоковой области). Для этих элементов обнаружено существование сейсмически активизированного слоя мощностью 1 - 2 км у дневной поверхности, отделенного асейсмичным слоем мощностью 2 - 3 км от основной активизированной области.
- Северо-западное окончание афтершоковой области (элемент I) сформировалось как процесс, вызванный вторым крупным афтершоком. Фиксируется уверенный наклон активизированной области под Северо-Чуйский хребет. В районе долины р. Актру события данного элемента образуют в плане загиб в сторону Курайской впадины, а северо-западное окончание образует структуру типа "конского хвоста". Основной активизированный слой в пределах данного элемента имеет наклонное залегание с выклиниванием к дневной поверхности к северо-западному окончанию.
- Второй элемент афтершокового процесса от Чаган-Узунского блока до долины р. Актру представляет собой активизированную область, расширяющуюся с глубиной. Основное число событий этого элемента происходит на глубине более 10 км. Первый крупный афтершок относится к этому элементу, находясь на изгибе, уходящем в сторону Курайской впадины. Два первых элемента пересекаются друг с другом своими изгибами во впадину.
- Район границы Чаган-Узунского блока с Северо-Чуйским хребтом – это эпицентральная область главного события (III элемент афтершоковой области). Активизирована область от дневной поверхности до глубины 20 км, имеется слабый наклон в сторону Чаган-Узунского блока. Наиболее интенсивный сейсмический процесс зафиксирован на глубинах до 10 км. На глубинах 10 - 20 км активизированная область заходит в виде слоя под Чаган-Узунский блок.
- Северо-западный угол Чуйской впадины (IV элемент) имеет активизированную область с двухярусным строением (приповерхностный сейсмоактивный слой и основная активизированная область). Характерным для этого элемента является расходящийся из угла впадины веерообразный в плане процесс. Наибольшее число землетрясений происходит на глубинах 4 - 10 км.

- В 2007 г. в Айгулакском хребте стала проявляться сейсмичности зона, активная в течении ряда лет перед Чуйским землетрясением и асейсмичная в период протекания афтершокового процесса.
- По данным сейсмической томографии эпицентральной области установлено существование зоны повышенной скорости сейсмических волн под Чаган-Узунским блоком и северо-западной частью Курайской впадины. Повышенная скорость зафиксирована в интервале глубин 3 - 9 км. Линейная зона афтершоков связана с контрастами высоких и низких скоростей распространения продольных волн в среде.

Литература

1. Арефьев, С.С. Предварительные результаты сейсмологических наблюдений в эпицентральной зоне Алтайского землетрясения / С.С. Арефьев, В.В. Погребченко, Ж.Я. Аптекман, В.В. Быкова, И.В. Матвеев, А.Г., Михин, С.Г., Молотков, К.Г. Плетнёв // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г.: Материалы предварительного изучения. – М.: ИФЗ РАН, 2004. – С. 61 – 67.
2. Гольдин, С.В. Чуйское землетрясение и его афтершоки / С.В. Гольдин, В.С. Селезнёв, А.Ф. Еманов, А.Г. Филина, А.А. Еманов, И.С. Новиков, Е.М. Высоцкий, А.В. Фатеев, Ю.И. Колесников, В.Г. Подкорытова, Е.В. Лескова, М.А. Ярыгина // Доклады РАН. – 2004. – Т. 395, № 4. – С. 534 – 536.
3. Добрецов, Н.Л. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры / Н.Л. Добрецов, Н.А. Берзин, М.М. Буслов, В.Д. Ермиков / Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36, № 10. – С. 5 – 19.
4. Еманов, А.А. Строение эпицентральной зоны Чуйского (Горный Алтай) землетрясения по данным метода сейсмической томографии с двойными разностями / А.А. Еманов, Е.В. Лескова // Физическая мезомеханика. – 2006. – Т. 9, № 1. – С. 45 – 50.
5. Еманов А.А., Лескова Е.В. Структурные особенности афтершокового процесса Чуйского (Горный Алтай) землетрясения / А.А. Еманов, Е.В. Лескова // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 10. – С. 1065 – 1072.
6. Еманов, А.А. Элементы структуры и фазы развития афтершокового процесса Чуйского землетрясения / А.А. Еманов, Е.В. Лескова, А.Ф. Еманов, А.В. Фатеев // Физическая мезомеханика. – 2009. – Т. 12, № 1. – С. 45 – 50.
7. Еманов, А.Ф. Геодинамические и техногенные процессы в сейсмичности Алтае-Саянской горной области / А.Ф. Еманов, А.А. Еманов, Е.В. Лескова, Ю.И. Колесников // Разд. II в кн. "Современная геодинамика массива горных пород верхней части литосферы: истоки, параметры, воздействие на объекты недропользования". – Новосибирск: Изд. СО РАН, 2008. – С. 176 – 266.
8. Еманов, А.Ф. Сейсмический мониторинг Алтае-Саянской горной области Алтае-Саянским филиалом ГС РАН / А.Ф. Еманов, А.А. Еманов, Е.В. Лескова, Ю.И. Колесников, А.В. Фатеев, А.Ю. Сёмин // Землетрясения России в 2005 году. – Обнинск: ГС РАН, 2007. – С. 53 – 60.
9. Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В. Пространственно-временные особенности сейсмичности Алтае-Саянской складчатой области // Физическая мезомеханика. – 2006. – Т. 8, № 1. – С. 49 - 64.
10. Еманов А.Ф., Колесников Ю.И., Еманов А.А., Филина А.Г., Подкорытова В.Г., Фатеев А.В., Ярыгина М.А. Изучение землетрясений малых энергий на локальной сети Алтайского сейсмологического полигона // Напряжённо-деформированное состояние и сейсмичность литосферы: Труды Всерос. совещания, г. Иркутск, 26-29 августа 2003 г. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "ГЕО", 2003. – С. 324 - 326.
11. Еманов, А.Ф. Алтай и Саяны / А.Ф. Еманов, А.Г. Филина, А.А. Еманов, А.В. Фатеев, Е.В. Лескова // статья в данном сборнике.
12. Лескова, Е.В. Характер деформаций в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения (27 сентября 2003 г., K=17, Горный Алтай) по данным анализа фокальных механизмов афтершоков / Е.В. Лескова, А.А. Еманов // Физическая мезомеханика. – 2006. – Т. 9, №1. – С. 51 – 55.
13. Михайлова, Н.Н. Анализ сейсмических и инфразвуковых станций Казахстана по Алтайскому землетрясению 2003 года / Н.Н. Михайлова, А.А. Смирнов // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г.: Материалы предварительного изучения. – М.: ИФЗ РАН, 2004. – С. 92 – 103.
14. Молнар, П. Дислокации Гоби-Алтайского (Монголия) землетрясения 1957 г. / П. Молнар, Р.А. Курушин, А. Баясгалан, К.В. Хаднат– Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998. – 148 с.
15. Санина, И.А. Модель глубинного строения зоны Чуйского землетрясения по данным сейсмической томографии и дистанционного зондирования / И.А. Санина, О.А. Усольцева, Г.И. Иванченко, А.Ф. Еманов // Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер. Труды ИДГ РАН. Под ред. акад. В.В. Адушкина. – М.: ГЕОС, 2005. – С. 64 – 70.
16. Соловьев, В.М. Деформационно-прочностное районирование земной коры Алтае-Саянской складчатой области / В.М. Соловьев, В.С. Селезнев, А.Д.. Дучков, А.В. Лисейкин // Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия: Материалы международной геофиз. конф., г. Новосибирск, 15-19 сентября 2003 г. – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2003. – С. 332 – 337.
17. Старовойт, О.Е. Параметры Алтайского землетрясения 2003 г. и его афтершоков по телесейсмическим данным / О.Е. Старовойт, Л.С. Чепкунас, И.П. Габсатарова // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г: Материалы предварительного изучения. – М.: ИФЗ РАН, 2004. – С. 14 – 24.
18. Флоренсов, Н.А. Очерки структурной геоморфологии / Н.А. Флоренсов – М.: Наука, 1978. – 238 с.
19. Klein, F.W. User's Guide to HYPOINVERSE-2000, a Fortran Program to Solve for Earthquake Locations and Magnitudes / F.W. Klein // U.S. Geol. Surv., 2002. – [Электронный ресурс] – Режим доступа: http:geopubs.wr.usgs.gov/open-file/of02 – 171.

20. Reasenberg, P.A. Oppenheimer D. FPFIT, FPPLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions / P.A. Reasenberg // U.S. Geol. Serv., 1985, Open-File Rep. – P. 85 – 739.
21. Waldhauser, F. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Hayward Fault, California / F. Waldhauser, W.L. Ellsworth // Bull. Seismol. Soc. Am. – 2000. – V. 90. – P. 1353 – 1368.
22. Zhang, H. Double-Difference Tomography: The Method and Its Application to the Hayward Fault, California / H Zhang., C.H. Thurber // Bull. Seismol. Soc. Am. – 2003. – V. 93, No. 5. – P. 1875 –1 889.

2003 Ж. ҚЫРКҮЙЕКТІҢ 27-СІНДЕГІ ШУ ЖЕРСІЛКІНУІ, MS=7.3, К=17 (ТАУЛЫ АЛТАЙ)

[1,2)]Еманов А. Ф., [1,2)]ЕмановА. А., [1,2)]Лескова Е.В., [1,2)]Фатеев А. В., [1)]Филина А. Г.

[1)]РҒА СБ Геофизикалық қызметінің Алтай-Саян филиалы, Новосибирск, Ресей
[2)]РҒА СБ Мұнайгаз геология және геофизикасы институты, Новосибирск, Ресей

Тарихи көз жетерлік уақытында Таулы Алтайда аса ірі Шу жерсілкінуін (2003 ж. қыркүйектің 27-сі, Гринвич бойынша 11:33:23, Ms=7.3) зерттеу нітижелері сипатталған. Оның афтершок процесстері ошақ аумағының төрт блоктарымен байланысуы белгіленген: Шаған-Ұзын (1 блок), Шу ойпаңы (1 блок), Құрай ойпаңы (2 блок). Сейсмотомография деректері бойынша он км. терендігіне дейінгі аралығында Шаған-Ұзын блогы астында және Құрай ойпаңының солтүстік-батысындағы көтерінкі бөлшегінде арттырылған қума толқындары табылған. Сызықтық афтершок аумағына жылдамдықтың қарама-қарсы өзгерілу зонасы сәйкес келетіні белгіленген.

CHUYA EARTHQUAKE ON SEPTEMBER 27, 2003 WITH MS = 7.3, K = 17 (ALTAI)

[1,2)] A.F. Yemanov, [1,2)] A.A. Yemanov, [1,2)] Ye.V. Leskova, [1,2)] A.G. Fillina

[1)]Altai-Sayansk branch of Geophysical Service RAS, Novosibirsk, Russia
[2)]Institute of Oil and Gas Geology and Geophysics, Siberian branch of RAS, Novosibirsk Russia

In this work research results of the largest-scale earthquake in Gorny Altai for observed period of time – Chuya Earthquake (September 27, 2003, 11:33:23 Greenwich time with Ms = 7.3) are described. It was determined that its after-shocking process interrelated with four blocks of focal area: Chagan-Uzunsky (one block), Chuya basin (one block), Kuraya basin (two blocks). According to seismic tomography data, in depth interval up to 10 km there were increased P-wave velocities discovered under Chagan- Uzunsky block and north-west elevated portion of Kuraya basin. It was found that linear after-shocking domain corresponds to the zone of contrast velocity variations.

УДК 550.34+539.3+551.24

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОЙ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Сычева Н.А., Костюк А.Д., Мухамадеева В.А.

Научная станция РАН в г. Бишкеке, Бишкек, Кыргызстан

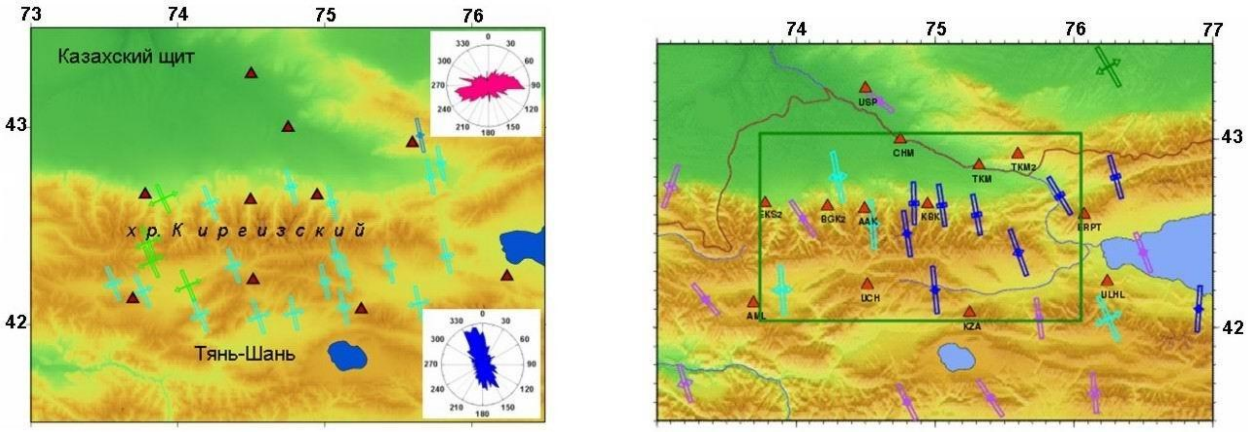
На основе каталога сейсмических событий сети KNET (более 6000 событий) и GPS-данных проведен расчет интенсивности деформации и построены площадные распределения по территории, ограниченной координатами: 40,5°-43,5° с.ш. и 72,0°-78,0° в.д. Определен уровень максимальной интенсивности: ~ 10^{-8} год$^{-1}$ (по сейсмическим данным) и ~ 10^{-7} год$^{-1}$ (по данным GPS). Оба подхода позволили выделить одни и те же зоны повышенной интенсивности деформации.

Информация о деформационном процессе в земной коре, содержащаяся в сейсмических данных о фокальных параметрах и сейсмотектонических деформациях (СТД) и данных о GPS, является взаимодополняющей. Однако комплексирование этих данных является весьма нетривиальной задачей, поскольку СТД описываются тензором третьего ранга с пятью независимыми компонентами [1, 2, 3], а тензор деформаций поверхности, определяемый по GPS-смещениям (среднегодовым скоростям), имеет второй ранг [4, 5]. До настоящего времени сопоставление результатов расчетов деформаций этими двумя методами основывалось на визуализации геометрических параметров: азимутальных углов главных осей деформаций по GPS-данным и азимутов горизонтальных проекций осей сжатия и растяжения тензора СТД. В настоящей работе предпринята попытка провести упомянутое сравнение с привлечением оценок интенсивности (второго скалярного инварианта) тензоров СТД и поверхностных GPS-деформаций.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТА ИНТЕНСИВНОСТИ СТД

Подход к исследованию геодинамических процессов в земной коре по сейсмическим данным опирается на результат о незначительности изменений со временем направлений главных осей усредненного тензора СТД [2], который ранее был получен при статистическом методе расчета СТД для многочисленных слабых землетрясений, произошедших в течение 1994 - 2004 гг. на территории внутри сети KNET (рисунок 1а). Круговые диаграммы на врезке показывают, что распределения азимутов углов осей *P* для всего сейсмогенерирующего слоя (30 км) меняются в ограниченных пределах: от северо-западного до северо-северо-западного. Выводы об упорядоченности распределений осей сжатия многочисленных слабых событий согласуются и с результатами исследования СТД (рисунок 1б) на основе немногочисленных событий средней силы методом инверсий [6] на территории Бишкекского геодинамического полигона (БГП).

Упорядоченность направлений главных осей СТД, равносильная наличию преимущественной направленности при фокальных подвижках, как раз и позволяет применять для оценок интенсивности тензора СТД известные аппроксимационные формулы для значений главных сдвиговых деформаций (численно близких к соответствующим значениям октаэдрических сдвигов [7]).



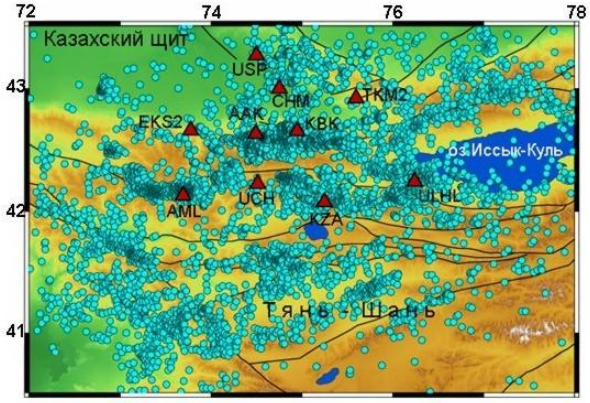
а – по знакам первых вступлений слабых сейсмических событий

б – с использованием инверсного метода [6] по сейсмическим событиям средней интенсивности

Треугольник – станция сети KNET. Азимуты углов главных осей деформации по сейсмическим данным - сжатия P (синий цвет) и растяжения T (красный цвет)

Рисунок 1. Карты СТД по данным сети KNET

Упорядоченность направлений осей главных напряжений позволяет в дальнейшем использовать для оценки интенсивности не каталог фокальных механизмов, который ограничен территорией внутри сети KNET (более 700 событий), а каталог землетрясений по данным сети за время наблюдений 1994-2008 гг. (более 6000 событий). Карта распределения сейсмических событий, которые произошли на исследуемой территории за это время, представлена на рисунке 2а. По графику повторяемости представительная часть каталога ограничена событиями 7 - 12 класса. Изменение количества сейсмических событий во времени представительной части каталога, рассчитанной в окне 180 дней со сдвигом 30 дней, представлено на рисунке 2б, где отмечаются вариации сейсмичности, которые определяются уровнем деформационных процессов, протекающих в земной коре. Одной из оценок этого уровня может служить интенсивность СТД.



а – эпицентры сейсмических событий



б – изменение во времени количества сейсмических событий по представительной части каталога

Рисунок 2. Сейсмичность Бишкекского геодинамического полигона по данным сети KNET за 1994 - 2008 годы

Как показано в работе [8] интенсивность скорости СТД можно оценить с помощью выражения

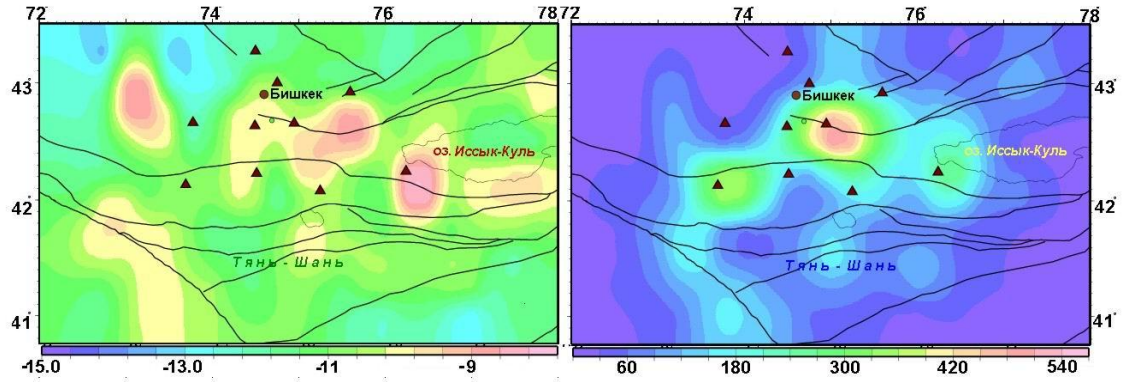
$$I_{\Sigma} = \frac{1}{GVT}\sum_{\alpha=1}^{N} M_0^{(\alpha)} \qquad (1)$$

Суммирование ведется по числу землетрясений, происходящих в исследуемом объеме V за время T; G – модуль сдвига. Заметим, что интенсивность тензора скорости СТД, понимаемая в общепринятом в механике смысле, равна произведению I_{Σ} на тензор среднего механизма очагов [8] . В формуле (1) сейсмические моменты $M_0{}^{\alpha}$ оцениваются по соответствующим классам при помощи корреляционного соотношения, определенного для Тянь-Шаньского региона по землетрясениям с энергетическим классом $7 \le K \le 15$ [9].

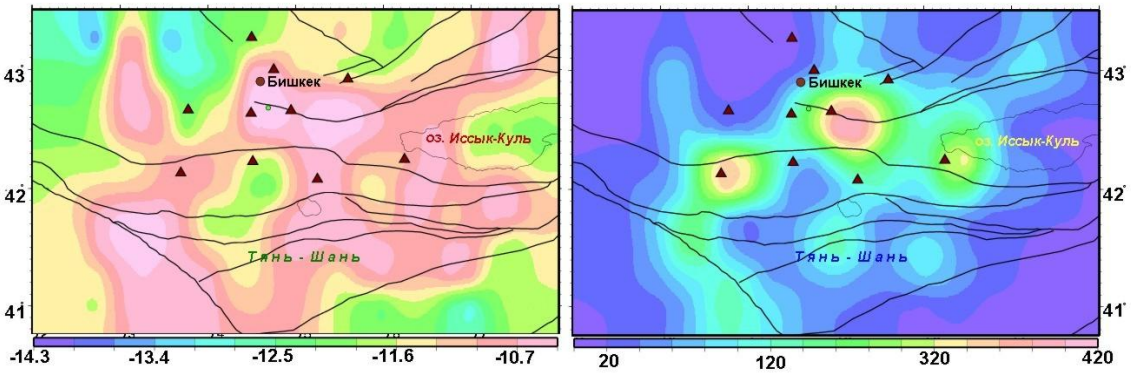
$$K = \lg(M_0) - 4.2\,. \qquad (2)$$

При оценке величины I_{Σ} для каждой из выделенных областей вертикальный размер деформированных областей был принят равным 30 км, что соответствует мощности сейсмоактивного слоя Тянь-Шаня и модулю сдвига $G = 3{,}0 \cdot 10^{10}$ Па [10]. Поскольку интенсивность деформации из выражения (1) определяется суммарным сейсмическим моментом, который связан с классом землетрясения соотношением (2), то для ее оценки используется динамический подход - проход окном 0,5˚ со сдвигом 0,25˚ и подсчет значений в каждой ячейке исследования. Так как значения интенсивности отличаются на порядки в пределах территории рассмотрения, для визуализации результатов оценки интенсивности используется $\mathrm{Log}(I_{\Sigma})$. Для исследования интенсивности на разных масштабных уровнях сформированы четыре выборки: *генеральная совокупность* (все события); *представительная выборка (*события 7 - 12 класса); *слабая сейсмичность* (события 7 - 9 класса); *средняя сейсмичность (*события 9 - 12 класса). Построенные карты интенсивности СТД для каждой из выборок представлены на рисунке 3.

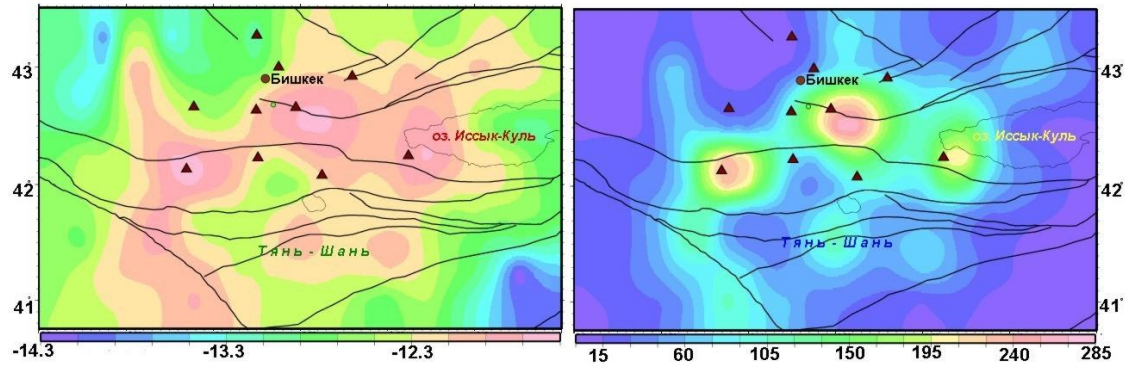
При исследовании *генеральной совокупности* максимальный уровень интенсивности отмечается в районе расположения Киргизского и Джумгальского хребтов, в западной части Терскей-Алатау и в северо-западной части исследуемой территории (район Луговского землетрясения, май 2003 г.) (рисунок 3а, слева). Все наблюдаемые зоны связаны с землетрясениями средней силы, которые произошли на территории за время исследования: Луговское - 22.05.2003 г., К = 14.3; Карагайбулакское - 16.01.2004 г., К=13.6 и Кочкорское - 25.12.2006 г., К=14.8. Максимальная интенсивность, имеющая порядок ~ 10^{-8} год$^{-1}$, отмечается в районе Кочкорского землетрясения. Региональные разломы, указанные на этой же карте, пересекают центральные части зон интенсивности. Это обстоятельство свидетельствует о том, что в определенные моменты времени активизируются некоторые участки разломных зон. Для исследуемого периода времени ими оказались участки разломов, проходящие через вышеуказанные активные сегменты.



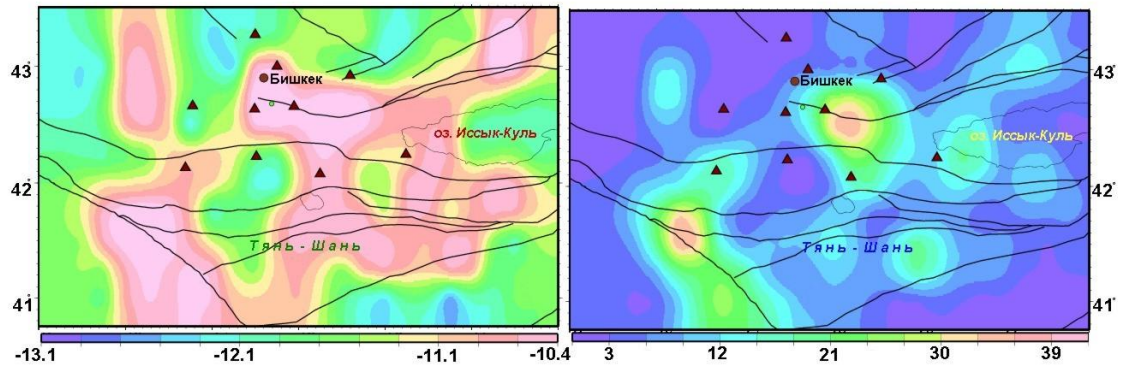
а – все события



б – события 7 - 12 класса



в – события 7 - 9 класса



г – события 9 - 12 класса

Линии - региональные разломы по [15]

Рисунок 3. Карты интенсивности СТД (слева) и плотности эпицентров сейсмических событий исследуемой территории по различным выборкам (справа)

Проявление сейсмичности по генеральной совокупности отмечается в достаточно узкой полосе и концентрируется в районе Суусамырской впадины, центральной части Киргизского хребта и юго-западной части озера Иссык-Куль (рисунок 3а, справа). Высокая плотность сейсмических событий в районе Суусамырской впадины связана с афтершоками Суусамырского землетрясения (19.08.1992, M=7.3).

При исследовании *представительной выборки* установлено, что максимальное значение интенсивности не превышает значения ~ 10^{-10} год$^{-1}$. При этом зоны, имеющие такой уровень деформации, расположены вдоль Таласо-Ферганского разлома, Киргизского хребта, в западных частях Терской и Кунгей-Алатау, а так же в районе, находящемся между Тюлекским и Атбаши-Иныльчекским разломами в центральной части Тянь-Шаня (рисунок 3б, слева). Рассчитанная плотность эпицентров сейсмических событий по *представительной выборке* выделяет те же зоны сейсмичности, что и по генеральной совокупности (рисунок 3б, справа).

По *слабой сейсмичности* выделяются те же зоны интенсивности деформации (рисунок 3в, справа), что и при исследовании генеральной совокупности, но участки её проявления немного шире. Выделенные сегменты связаны с афтершоковой деятельностью землетрясений, о которых было упомянуто выше. Этим объясняется их совпадение по форме и местоположению с зонами концентрации сейсмических событий.

Области повышенной интенсивности деформации (рисунок 3г, слева), определенные по *выборке событий 9 - 12 класса* (события средней силы), совпадают с зонами, выделенными по представительной выборке (~ 10^{-10} год$^{-1}$). При этом сегменты сейсмичности проявились вдоль Таласо-Ферганского разлома и в центральной части Киргизского хребта, и форма их распределения близка к зонам повышенной интенсивности деформации (рисунок 3г, справа).

МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ GPS - ДАННЫХ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Обработка GPS-данных осуществлялась комплексом программ GAMIT\GLOBK Массачусетского технологического института США [11,12] в несколько этапов. В качестве исходных данных использовались результаты GPS-измерений за 1994 - 2006 гг. [13]. Измерения на каждом из пунктов наблюдений GPS-сети (рисунок 4а) проводились один раз в 1 - 2 года в осенне-летний период во время полевых кампаний, продолжительностью 30 - 40 дней. В течение полевой кампании одновременно проводились измерения на 3 - 9 пунктах, при этом продолжительность сессий обычно составляла 36 часов. Основной объем измерений был выполнен приборами Trimble и Topcon, где дискретность измерений составляла 30 сек. В пунктах сети GPS на территории БГП среднее время наблюдений составило 21 час при дискретности примерно 8 раз в год. В расчетах, кроме данных пунктов GPS-наблюдений, измеряемых периодически, использовались также данные постоянно действующей Научной станции РАН, работающей в непрерывном круглосуточном режиме, и ряда станций мировой IGS-сети [5]. В результате многоступенчатой процедуры вычислений для каждого пункта была определена усредненная за общий интервал наблюдений скорость покомпонентного смещения.

На рисунке 4б показаны векторы скоростей пунктов наблюдения на территории Тянь-Шаня, вычисленные относительно Евразийской плиты. Для стабилизации решения использовались достаточно надежные станции IGS-сети, находящиеся в стабильной части Евразийского континента, который считается недеформируемым. В данном случае стрелки показывают направление векторов скорости, а длина стрелок пропорциональна их значениям согласно масштабу, приведенному в верхнем левом углу карты. Эллипсы в конце стрелок соответствуют доверительным интервалам.

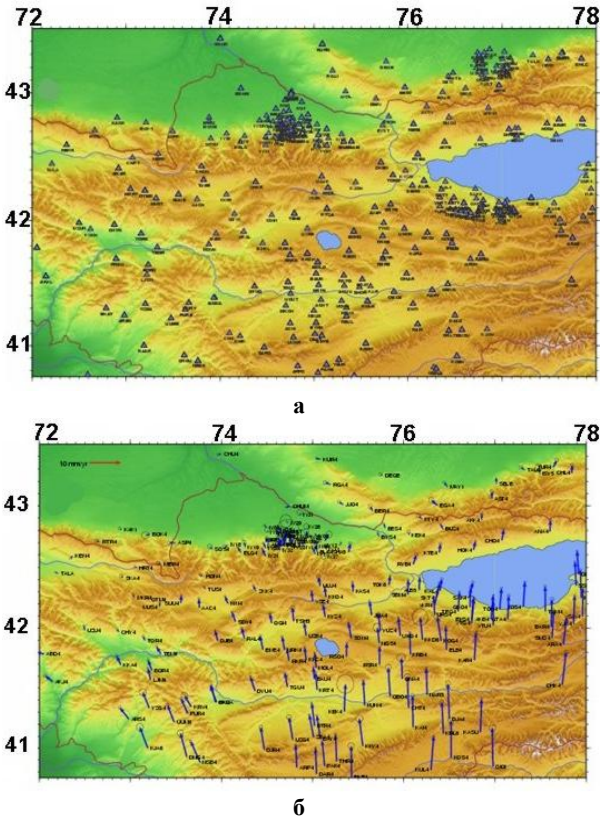


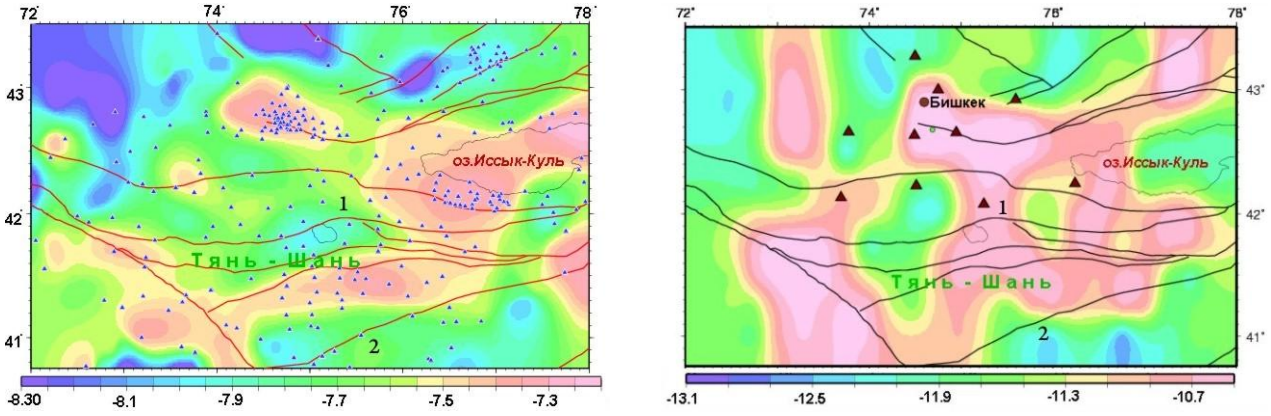
Рисунок 4. Расположение пунктов GPS -измерений (а) и карта векторов скоростей смещения пунктов наблюдений относительно Евразийской плиты на территории Тянь-Шаня (б)

Как видно, векторы скоростей имеют преимущественно меридиональное направление, при этом их величины убывают с юга на север. Это говорит о сокращении земной коры в меридиональном направлении, что согласуется с геологическими данными, свидетельствующими о субмеридиональном сжатии Тянь-Шаня [14,15]. Пункты, имеющие максимальные

значения скоростей, расположены на границе Тянь-Шаньского орогена и Таримской впадины. Вместе с тем очевидно проявление широтной компоненты скорости. Относительно 76-го меридиана наблюдается расхождение в направлениях векторов. К западу от этого меридиана вектора имеют преимущественно северо-западное направление, а к востоку от него первоначальное северное направление сменяется на северо-восточное в юго-западной части озера Иссык-Куль, что является, вероятнее всего, признаком удлинения коры в широтном направлении. Также можно выделить несколько зон, где происходят довольно резкие изменения скоростей. Так, в районе озера Иссык-Куль значения скоростей в пунктах наблюдений на южном берегу озера примерно вдвое превышают аналогичные значения в пунктах на северном берегу. При этом севернее озера Иссык-Куль, в районе хребтов Заилийский Алатау и Кунгей-Алатау, просматривается наличие серии векторов, различающихся как по направлению, так и по величине. Вдоль южной части Кунгей-Алатау с запада на восток вектора скоростей имеют северо-восточное направление. А несколько севернее, вдоль хребта Заилийский Алатау, с запада на восток вектора скоростей меняют свое направление от северо-западного до северо-восточного, и они значительно меньше по величине. В районе Таласо-Ферганского хребта, в его юго-западном секторе, значения векторов скоростей несколько выше по сравнению со скоростями, отмеченными в пунктах северо-восточной его части.

Современные движения в центральной части Тянь-Шаня имеют плавные переходы, без явно выраженных градиентов. Величины векторов скоростей уменьшаются плавно, в направлении от южной границы Тянь-Шаня к его северной границе.

Вектора GPS-скоростей отражают деформационный процесс, но не являются инвариантной характеристикой, а так как деформацию земной коры можно считать непрерывной и рассматривать как изменение конфигурации и объема тела, то можно каждой точке земной коры и ее поверхности поставить в соответствие относящийся к данному моменту времени тензор деформации. Вместе с тем, при анализе только горизонтальных компонент современных движений земной поверхности легко оценить плоскую деформацию – состояние деформации, при котором одна из главных деформаций константа. Поэтому представляется разумным использовать только горизонтальные компоненты поля GPS-скоростей, которые оцениваются с достаточно высокой точностью. Существуют различные способы расчета компонент тензора деформаций, но многие из них, вследствие необходимости нахождения разницы между малыми величинами, наталкиваются на вычислительные трудности. Вместе с тем, возможно обратное решение этой задачи: подборка такого тензора деформации, в результате которой модельные и наблюденные (рассчитанные) векторы максимально совпадают друг с другом. Известный подход для двумерного случая, основанный на методе Шена [16], реализован в [17], который и использован в настоящей работе для оценки деформации по данным GPS-наблюдений. Результат оценки интенсивности деформации приведен на рисунок 5а.



Разломы: 1 - Тюлекский; 2 - Атбаши-Иныльчекский. Треугольник - станция наблюдательной сети

Рисунок 5. Распределение интенсивности деформации по данным: а - GPS; б - сейсмологическим

ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНОЕ ОБСУЖДЕНИЕ

В результате выполненной работы получены распределения интенсивности деформации для территории Тянь-Шаня, контролируемой сейсмологической сетью KNET, методом СТД и по данным GPS. Визуальное сравнение результата расчета интенсивности деформации по данным GPS с полем интенсивности СТД по выборке событий 9 - 12 класса (рисунок 5б), позволяет увидеть те области с ее повышенными значениями, которые выделяются в обоих случаях. К таким областям относятся: восточная часть Киргизского хребта, западная часть озера Иссык-Куль, участки вдоль Таласо-Ферганского разлома и отдельные сегменты, расположенные между Атбаши-Иныльчекским и Тюлекским разломами Центрального Тянь-Шаня. Однако на карте GPS от-

сутствуют области повышенной интенсивности, выделенные по сейсмологическим данным и расположенные в северо-западной (район Луговского землетрясения) и северо-восточной (восточная часть хребта Заилийский Алатау) частях территории, что связано с отсутствием на них пунктов GPS-наблюдений. Наблюдаются некоторые различия в конфигурациях выделенных областей. Эти обстоятельства могут объяснить низкое значение коэффициента корреляции (0.26) между двумя распределениями (по сейсмологическим и GPS- данным), полученными одним способом (проход окном 0.5˚ , сдвигом 0.25) и представляющими собой значение интенсивности в каждой ячейке исследования. При ограничении площади сравнения до размеров: 41.50˚-42.75˚ с.ш. и 74.00˚-76.75˚ в.д. происходит повышение коэффициента корреляции до 0.44. Разработка методики для сравнительного анализа полей в этом случае является следующей задачей исследования.

При сравнении количественных оценок наблюдается некоторое различие: по GPS-данным зоны повышенной интенсивности имеют порядок $\sim 10^{-7}$ год$^{-1}$, по сейсмологическим данным максимальное значение интенсивности $\sim 10^{-8}$ год$^{-1}$ получено при исследовании всех событий, произошедших на этой территории, и $\sim 10^{-10}$ год$^{-1}$ при исследовании событий 9 - 12 класса. В первом случае расхождение можно объяснить тем, что GPS-метод фиксирует все движения поверхности земной коры, а сейсмический метод оценивает смещение участка земной коры как целого в момент пластической (хрупкой) деформации упруго напряженных пород в очаге землетрясения; во втором случае - по сейсмологическим данным определяется только «фоновый» уровень интенсивности, поскольку не учитываются сейсмические события иных классов.

За время наблюдения (15 лет) на исследуемой территории произошло 14 землетрясений с K>12,5. Все эти землетрясения, за исключением двух, произошли после 2000 г., что является показателем повышения активности геодинамических процессов. Оценка интенсивности деформации на основе двух методов: СТД и GPS, может выступать в качестве параметра, характеризующего протекание этих процессов в земной коре Тянь-Шаня на современном этапе.

Настоящее исследование осуществлено частично по гранту РФФИ № 07-05-00687а, 09-05-00687а, 09-05-0919а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Юнга, С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций / С.Л. Юнга // М.: Наука, 1990. – 191с.
2. Сычева, Н.А. Сейсмотектонические деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET). / Н.А. Сычева, С.Л. Юнга, Л.М. Богомолов, В.А. Мухамадиева // Физика Земли. 2005. – N11. – С. 62 – 78.
3. Сычева, Н.А. Сейсмотектонические деформации и новейшая тектоника Тянь-Шаня / Н.А. Сычева, Л.М. Богомолов, С.Л. Юнга, В.И. Макаров // Физика Земли. – 2008. – №5. – С. 3 – 15.
4. Зубович, А.В. Внутриконтинентальное горообразование в Центральной Азии по данным спутниковой геодезии / А.В. Зубович [и др.] // Геотектоника. – 2007. – № 1. – С. 16 – 29.
5. Костюк, А.Д. Деформационные изменения земной коры Северного Тянь-Шаня по данным космической геодезии / А.Д. Костюк // Вестник КРСУ. – 2008. – Т. 8.Э, № 3. – С. 140 – 144.
6. Yagi, Y. Determination of focal mechanism by moment tensor inversion / Y. Yagi // Tsukuba: IISEE Lecture Note. 2004. – 51 p.
7. Соколовский, В.В. Теория пластичности / В.В. Соколовский // М.: Высшая школа, 1969. – 608 с.
8. Лукк, А.А. Сейсмотектоническая деформация Гармского района / А.А. Лукк, С.Л. Юнга // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1979. – № 10. – С. 24 – 43.
9. Мамыров Э., Омуралиев М., Усупаев Ш.Э. Оценка вероятной сейсмической опасности территории Кыргызской Республики и приграничных районов стран Центральной Азии на период 2002-2005 гг. Бишкек, 2002, с.93.
10. Ризниченко, Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент / Ю.В. Ризниченко // Исследование по физике землетрясений. М.:Наука, 1976.– С. 9 – 27.
11. Herring T.A., King B.W., McClusky S.C. GAMIT. Reference manual. GPS analysis at MIT.Release 10.3 / – EAPS. MIT, 2006. – 182 p.
12. Herring, T.A. GLOBK: Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program. Release 10.3 / T.A Herring, B.W. King, S.C. McClusky // EAPS. MIT, 2006. – 87 p.
13. Molnar, P. Cenozoic tectonic of Asia: Effect of a collision / P. Molnar, P. Tapponier // Science. – 1975. – V. 89. – P. 419 – 426.
14. Макаров, В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня / В.И. Макаров – М.: Наука, 1977. – 171 с.
15. Чедия, О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня / О.К. Чедия – Фрунзе: Илим, 1986. – 314 с.
16. Shen, Z. Crustal deformation across and beyond the Los Angels Basin from geodetic measurements / Z. Shen, D.D. Jackson, B.X. Ge. // J. Geophys. Res. –1996. – V. 101. – P. 27957 – 27980.
17. Sagiya, T. Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan / T. Sagiya, S. Miyazaki, T. Tada // PAGEOPH. – 2000. – P. 2303 – 2322.

ТЯНЬ-ШАНЬ ЖЕР ҚЫРТЫСЫНЫҢ ҚАЗІРГІ ЗАМАНҒЫ ДЕФОРМАЦИЯСЫН САНДЫ БАҒАЛАУЫ

Сычева Н.А., Костюк А.Д., Мухамадеева В.А.

Бишкек қаласындағы РҒА Ғылыми станциясы, Бишкек, Қырғызстан

KNET желісінің сейсмикалық оқиғалар (6000 астам оқиғалар) каталогы негізінде және GPS –деректері бойынша деформация қарқынын есептеуі жүргізілген және с.е. 40,5°-43,5° пен ш.б. 72,0°-78,0° координаттарымен шектелген аумағында сол параметрдің алаңдық таралуы салынған. Деформацияның максималь қарқындық деңгейі анықталған: ~ 10^{-8} год$^{-1}$ (сейсмикалық деректері бойынша) және ~ 10^{-7} год$^{-1}$ (GPS деректері бойынша). Көзқарастардың екеуіде аумақта сол бір аномаль зоналарын бөлуіне мүмкіндік берген.

QUANTITATIVE ESTIMATION OF CONTEMPORARY EARTH CRUST DEFORMATION IN TIEN-SHAN

N.A. Sycheva, A.D. Kostyuk, V.A. Muhamadeyeva

Scientific station RAS, Bishkek, Kyrgyzstan

Based on the KNET network catalogue of seismic events (more than 6000 events) and GPS data, the analysis of strain intensity on the territory constrained by coordinates 40,5 °-43,5 ° N.L. and 72,0 °-78,0 ° W.L was carried out and areal extents were constructed. The level of the maximum intensity ~ 10-8 year-1 according to seismic data and ~ 10-7 year-1 by GPS data was defined. The zones of high intensity of deformation obtained by GPS relevantly correspond to the intensity according to seismological data

УДК 550.311: 550.341

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ ПЛОТНОСТИ ГЕОСФЕР ПО ВРЕМЕНИ ПРОБЕГА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ВОЛНЫ

Ан В.А., Годунова Л.Д., Каазик П.Б.

Институт динамики геосфер Российской академии наук, Москва, Россия

В процессе сейсмологического контроля за проведением подземных ядерных испытаний установлены вариации времени пробега продольной сейсмической волны вдоль одной и той же трассы в календарном времени - как квазипериодические, так и линейный тренд. Исследованиями линейного тренда за период 1962 - 1992 гг. по модели PREM (1981) показано, что в интервале глубин 0 - 24.4 км происходит уплотнение среды, а в интервале глубин 220 - 2741 км – разуплотнение среды. Переход состояния среды от уплотнения к разуплотнению приходится на глубины от 24.4 км до 220 км.

ВВЕДЕНИЕ

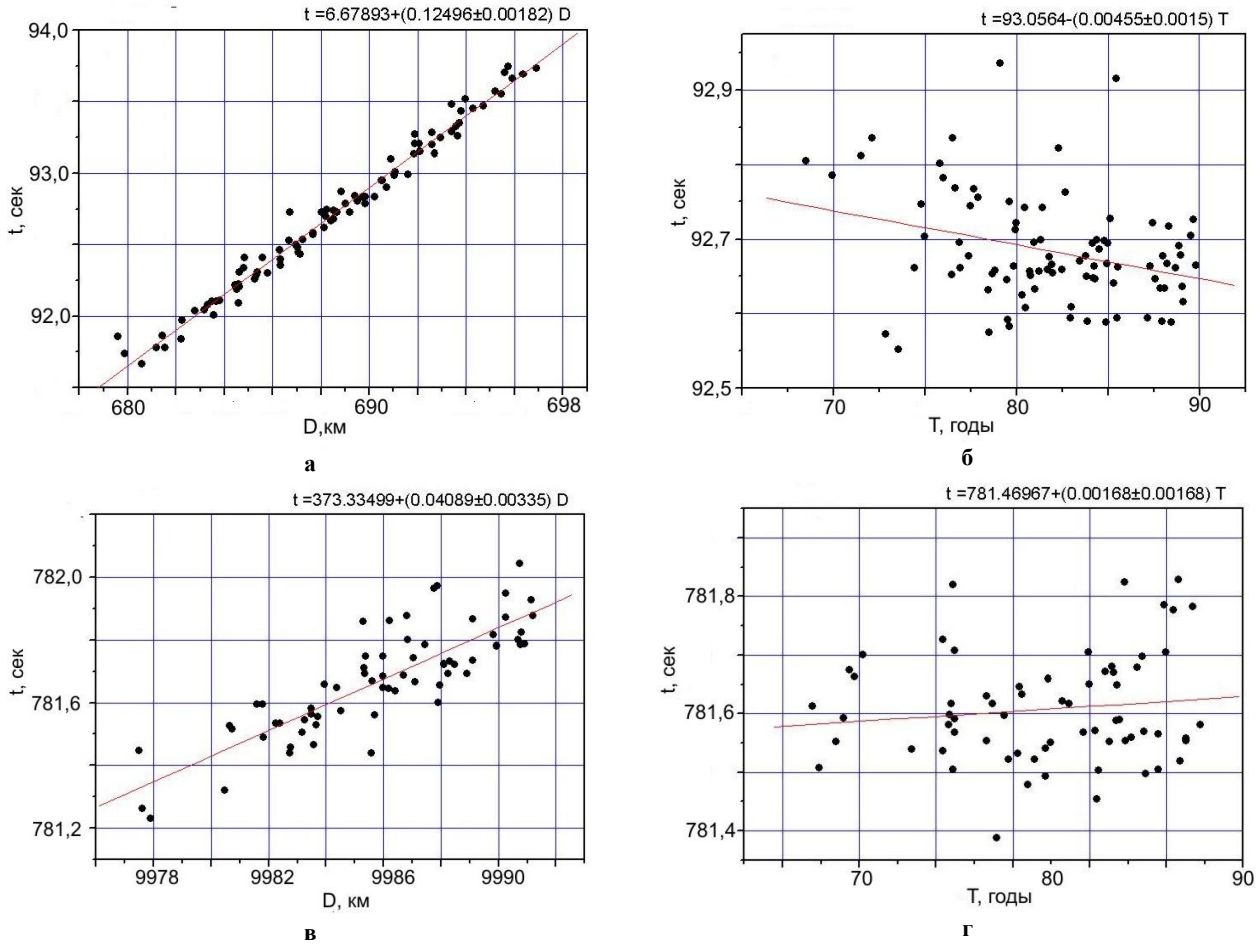
В период проведения подземных ядерных взрывов было обнаружено, что время пробега продольной сейсмической волны на одной и той же трассе не постоянно в календарном времени. Следует подчеркнуть, что эти отклонения, не превышающие ±0.5 сек., можно обнаружить только в тех случаях, когда координаты, время в очаге, глубина очага и высота поверхности, а также скоростной разрез в эпицентре события известны с высокой точностью из несейсмологических источников.

Впервые публикация о вариациях времени пробега продольной сейсмической волны в календарном времени появилась в 1973 г. [1]. По мнению автора этой публикации на сейсмических станциях Японии "первого класса" можно исследовать вариации времени пробега продольной волны в календарном времени от наиболее мощных подземных ядерных взрывов на Невадском полигоне. Однако вариации времени пробега порядка ±(0.3 - 0.5) сек в интервале времени 1962 - 1973 гг. автор объяснил неточностью эпицентральных параметров. В СССР были обнаружены как квазипериодические вариации, так и линейный тренд времени пробега продольной сейсмической волны от подземных испытаний на Семипалатинском и Невадском ядерных полигонах [2, 3]. В результате дальнейших исследований было установлено, что в течение 1961 – 1992 гг. квазипериодические изменения среднегодовых значений времени пробега продольной волны с периодичностями порядка 4, 6 - 7, 9 - 11 лет, происходят не синхронно на различных трассах, а линейный тренд времени пробега волны P в календарном времени имеет различные тенденции, которые зависят от эпицентрального расстояния [4 - 9].

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Возможность обнаружения вариаций времени пробега продольной волны обусловлена тем, что эпицентральные параметры проведенных ядерных испытаний на Невадском и Семипалатинском полигонах известны с достаточно высокой точностью: геодезические координаты эпицентра - до одной угловой секунды, время в очаге - до (0.001 – 0.01) сек, глубина гипоцентра и высота поверхности в эпицентре относительно уровня моря - до (1 – 10) м, скорость продольной волны в очаге - до 0.1 км/сек. На испытательных площадках Пахьют (Pahute), Юкка (Yucca) и Рейниер (Rainier) Невадского полигона (NTS) в период 1961 - 1992 гг. проведено 872 испытания, из них 85 на площадке Пахьют [10, 11]. На Семипалатинском полигоне (STS) в период 1961 - 1989 гг. проведено 345 испытаний, из них 106 на площадке Балапан [12 - 15, 9]. В данном исследовании использованы взрывы, проведенные в скважинах на площадках Пахьют и Балапан для соблюдения однотипности геолого-геофизических условий испытательной площадки в процедуре приведения времени взрыва к одной глубине (здесь к уровню моря) и одному эпицентральному расстоянию. Методика приведения времени в очаге к уровню моря (времени в эпицентре) различны для Невадского и Семипалатинского полигонов. На Невадском полигоне время в очаге пересчитано ко времени в эпицентре по известным скоростным разрезам, усредненным по каждой из испытательных площадок (не по отдельной скважине, а усреднённому скоростному разрезу для всей площадки [16, 4]). Для площадки Балапан Семипалатинского полигона использована скорость продольной волны, определенная по образцам керна из гипоцентра каждой скважины. Очевидно, что обе методики не обеспечивают абсолютную точность приведения времени взрыва к уровню моря, а являются только способом приближения первого порядка. На рисунке 1 в качестве примера представлены основные этапы анализа записей сейсмической станцией Боровое (BRVK) подземных испытаний на площадках Балапан Семипалатинского полигона и Pahute Невадского полигона.

Следует отметить, что на станции Боровое с 1966 г. регистрация проводилась в цифровом формате [17]. Это позволяло определять момент вступления волны P с погрешностью не более 0.03 с. На других сейсмических станциях выполнялась фотооптическая регистрация вертикального короткопериодного канала со скоростью 60 мм/мин. При использовании фотосейсмограмм участки вступления волны P сканировались и обрабатывались по специально разработанной программе при развёртке порядка 250 мм/мин, что обеспечило погрешность определения момента вступления волны P не более 0.05 с.



Рисуок 1. Экспериментальные локальные годографы (слева) и линейные тренды времени пробега продольной сейсмической волны (справа) вдоль трасс: а, б – Балапан - BRVK; в, г – Pahute - BRVK

Для каждой из исследуемых трасс рассчитан экспериментальный локальный годограф продольной волны (рисунок 1а, в), в соответствии с которым времена пробега пересчитаны к одному (среднему) эпицентральному расстоянию. По приведённым временам пробега определен линейный тренд в календарном времени на интервале исследования (рисунок 1 б, г). Вариации времени пробега продольной волны, как правило, не превышают ±0.5 сек относительно экспериментального локального годографа.

В таблице 1 представлены основные характеристики 7 исследованных сейсмических трасс и оценки линейного тренда времени пробега сейсмических волн для периода 1962 - 1992 гг. Заметна существенная разница периода наблюдений на каждой трассе, что связано с наличием фактических сейсмограмм по каждой станции.

Таблица 1. Основные характеристики сейсмических трасс и оценки линейного тренда времени пробега сейсмических волн

Трасса	Тип волны	t, сек	D, км	Y, год	N	H_m, км	Оценка линейного тренда времени пробега сейсмической волны:	
							мс / год	% / год
Bal–SEM	Pg	18	110	1977-1989	66	15.1	–5.71	-31.7×10^{-3}
Bal–BRVK	Pn	93	690	1968-1989	89	28.5	–4.55	-4.89×10^{-3}
Bal–SVE	P	180	1430	1971-1989	53	228	–1.91	-1.06×10^{-3}
Bal–NRI	P	272	2226	1971-1989	82	671	–0.79	-0.29×10^{-3}
Pahu–ILT	P	503	5075	1968-1992	60	1134	–0.11	-0.020×10^{-3}
Bal–ILT	P	528	5464	1965-1989	84	1206	+0.13	$+0.025 \times 10^{-3}$
Pahu–BRVK	P	782	9984	1962-1991	66	2741	+1.68	$+0.21 \times 10^{-3}$

Примечание: t – среднее время пробега волны P; D – среднее эпицентральное расстояние; Y – период наблюдений; N – количество испытаний, использованных в анализе; H_m – максимальная глубина сейсмического луча по модели PREM; % / год – линейный тренд в процентах относительно среднего времени пробега; Bal – площадка Балапан Семипалатинского испытательного полигона; Pahu – площадка Pahute Невадского испытательного полигона.

По результатам исследования на 7-и трассах «полигон-станция» (рисунок 2) линейный тренд времени пробега продольной волны в период 1962–1992 гг. имеет различную полярность (таблица 1): а) на трассах площадка Балапан (Bal) Семипалатинского испытательного полигона – сейсмические станции "Семипалатинск" (SEM), "Боровое" (BRVK), "Свердловск" (SVE) и "Норильск" (NRI) с расстояниями 110, 690, 1430 и 2226 км, соответственно, время пробега волны P уменьшается в календарном времени; б) на трассах площадка Пахьют (Pahu) Невадского испытательного полигона – станция "Иультин" (ILT, расстояние 5075 км) и Bal – ILT (5464 км) время пробега практически не изменяется; в) на трассе Pahu – BRVK (9984 км) время пробега увеличивается в календарном времени.



STS и NTS – Семипалатинский и Невадский испытательные полигоны. Сейсмические станции: SEM – Семипалатинск, BRVK – Боровое, SVE – Свердловск, NRI – Норильск, ILT – Иультин

Рисунок 2. Проекции исследуемых сейсмических трасс на поверхность Земли

Основные результаты дальнейшего послойного анализа линейного тренда времени пробега продольной сейсмической волны в календарном времени приведены в таблице 2. Рассмотрены времена пробега продольной волны от площадки Балапан до сейсмических станций Семипалатинск, Боровое, Свердловск, Норильск, Иультин и от площадки Pahute до станций Иультин и Боровое на участках траектории сейсмического луча для интервалов глубины: 0 - 24.4 км, 24.4 - 220 км, 220 - 400 км, 400 - 670 км и 670 -Hm км в соответствии с моделью PREM (Preliminary Reference Earth Model, Dziewonski & Anderson, 1981).

Самая короткая трасса в данном экспериментальном исследовании – *Bal-SEM*, на которой вся траектория сейсмического луча проходит в области земной коры (Hm = 15.1 км). Если принять условие равномерного изменения времени пробега P-волны в календарном времени в данном слое, величина линейного тренда на 1 км траектории P-волны в слое 0 - 24.4 км составит

$$k = \tau \div L = -5.71 \div 119.9 = -0.0476 \text{ мс/год×км}$$

Вторая по протяжённости трасса – *Bal-BRVK*, на которой P-волна проходит через слой 0 - 24.4 км полностью и частично через следующий слой 24.4 - 220 км (Hm = 28.5 км). Так как по условиям PREM строение Земли не зависит от региона, величина линейного тренда в слое 0 - 24.4 км на трассе *Bal-BRVK* составит:

$$\delta\tau_{24.4} = k \times L = -0.0476 \times 77.18 = -3.67 \text{ мс/год}$$

Третья по протяжённости трасса – *Bal-SVE*, на которой P-волна проходит через слои 0 - 24.4 км и 24.4 - 220 км полностью, а также частично через следующий слой 220 - 400 км (Hm = 228.1 км). Величина линейного тренда в слое 0 - 24.4 км на трассе *Bal-SVE* составит:

$$\delta\tau_{24.4} = k \times L = -0.0476 \times 68.90 = -3.28 \text{ мс/год}$$

Однако, экспериментально установленная величина линейного тренда на всей трассе *Bal-SVE* равна $\tau = -1.91$ мс/год. Таким образом, в интервале глубин 24.4 - 228.1 км линейный тренд времени пробега P-волны в календарном времени составляет:

$$\delta\tau_{24.4-228.1} = \tau - \delta\tau_{24.4} = -1.91 - (3.28) = +1.37 \text{ мс/год}$$

В интервале глубин от 24.4 км до 228.1 км происходит изменение состояния среды в календарном времени от уплотнения к разуплотнению.

Аналогичные расчёты позволили получить оценку линейного тренда времени пробега продольной волны в календарном времени по модели PREM на других трассах: Балапан-Норильск: $\delta\tau_{24.4} = -2.72$ мс/год; $\delta\tau_{24.4\text{-}670.8} = +1.93$ мс/год; Pahute-Иультин: $\delta\tau_{24.4} = -2.58$ мс/год; $\delta\tau_{24.4\text{-}1133.6} = +2.48$ мс/год; Балапан-Иультин: $\delta\tau_{24.4} = -2.57$ мс/год; $\delta\tau_{24.4\text{-}1206.4} = +2.70$ мс/год; Pahute-Боровое: $\delta\tau_{24.4} = -2.40$ мс/год; $\delta\tau_{24.4\text{-}2740.8} = +4.08$ мс/год.

Таким образом, в период 1962 - 1992 гг. на глубинах до 24.4 км наблюдается уплотнение среды, а на глубинах от 220 км до 2741 км – разуплотнение среды. В интервале глубин от 24.4 км до 220 км происходит переход от уплотнения к разуплотнению среды.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты экспериментального определения линейного тренда времени пробега продольной сейсмической волны в календарном времени (таблица 1) позволили установить следующее:

а) наибольшее изменение времени пробега наблюдается на самой короткой трассе Балапан – Семипалатинск и составляет (–0.0317) процента/год, что свидетельствует о повышении плотности среды;

б) переход от уплотнения к разуплотнению среды по экспериментальным данным наблюдается на трассах Pahute – Иультин и Балапан – Иультин, протяжённостью 5075 и 5464 км, соответственно, что отвечает максимальным глубинам траектории сейсмического луча по модели PREM порядка 1100 - 1200 км.

Последующий анализ экспериментальных данных показал, что изменение плотности среды происходит не равномерно вдоль всей траектории сейсмического луча. Так, в результате послойного анализа линейного тренда времени пробега по модели PREM получена оценка интервала глубин, составляющего 24.4 - 220 км, в котором происходит переход от уплотнения к разуплотнению среды. К этому результату следует относиться именно как к «оценке», так как модель PREM не учитывает разницы внутреннего строения в различных регионах Земли. Так, например, глубина земной коры по модели PREM оценивается в 24.4 км, тогда как в регионах Семипалатинского полигона и станции Боровое реальные глубины составляют порядка 40 - 50 км.

Ранее сформулированная рабочая гипотеза [8, 9] о том, "…что граница между верхней мантией, испытывающей сжатие в интервале лет 1961-1992 гг., и нижней мантией, испытывающей разуплотнение, проходит на глубинах порядка 1100 – 1200 км…", не нашла подтверждения в последующих исследованиях. В [8, 9] предполагалось равномерное распределение линейного тренда времени пробега продольной волны вдоль всей траектории сейсмического луча. Последующий послойный анализ линейного тренда времени пробега продольной сейсмической волны в календарном времени показал, что переход от уплотнения к разуплотнению среды по модели PREM происходит в области глубин 24.4 - 220 км, которым соответствуют эпицентральные расстояния порядка 700 - 1200 км. Безусловно, анализ по модели PREM не даёт возможности определить точное значение глубины перехода от уплотнения к разуплотнению среды, так как реально глубины различных слоёв (например, земной коры) отличаются как в районах входа и выхода сейсмического луча, так и в различных регионах Земли. Тем не менее, полученные результаты позволяют сосредоточить дальнейшие исследования в области эпицентральных расстояний порядка 700 - 1200 км, что соответствует максимальным глубинам 24.4 - 220 км траектории луча по модели PREM.

Таблица 2. Параметры трасс по модели PREM и полученные экспериментальные значения линейного тренда времени пробега продольной сейсмической волны

Трасса	Параметр	Значение (всего)	Границы глубины данного слоя, км				
			0 - 24.4	24.4 - 220	220 - 400	400 - 670	670 - H_m
Bal-SEM D = 109.9 км H_m = 15.1 км τ = –5.71 мс/год	t L $\delta\tau$	19.08 119.9 -	19.08 119.9 –5.71	- - -	- - -	- - -	- - -
Bal-BRVK D = 689.4 км H_m = 28.5 км τ = –4.55 мс/год	t L $\delta\tau$	89.88 705.10 -	12.44 77.18 –3.67	77.44 627.92 –0.88	- - -	- - -	- - -
Bal-SVE D = 1428.8 км H_m = 228.1 км τ = –1.91 мс/год	t L $\delta\tau$	185.28 1495.40 -	11.14 68.90 –3.28	126.48 1018.12 → +1.37	47.66 408.38 →	- - -	- - -
Bal-NRI D = 2224.3 км Hm = 670.8 км τ = –0.79 мс/год	t L $\delta\tau$	278.86 2531.36 -	9.26 57.08 –2.72	66.52 535.38 → +1.93	63.90 558.58 →	128.40 1264.76 →	10.72 115.36 →
Pahu-ILT D = 5182.3 км H_m = 1133.6 км τ = –0.11 мс/год	t L $\delta\tau$	509.1 5280.2 -	8.8 54.3 –2.58	59.5 479.4 → +2.48	54.1 472.0 →	84.4 827.7 →	302.2 3447.2 →
Bal-ILT D = 5459.8 км H_m = 1206.4 км τ = +0.13 мс/год	t L $\delta\tau$	528.40 5534.16 -	8.76 54.02 –2.57	58.88 473.94 → +2.70	53.18 464.40 →	81.88 782.52 →	325.70 3759.28 →
Pahu-BRVK D = 9976.3 км H_m = 2740.8 км τ = +1.68 мс/год	t L $\delta\tau$	778.6 9232.7 -	8.2 50.5 –2.40	51.7 416.3 → +4.08	44.6 389.6 →	61.7 603.5 →	612.4 7772.7 →

Примечания: *По PREM*: H_m – максимальная глубина траектории сейсмического луча; t – время пробега продольной сейсмической волны в данном слое, с; L – протяжённость траектории сейсмического луча в данном слое, км; $\delta\tau$ – оценка линейного тренда времени пробега продольной волны в интервале 0-24.4 км и во всех ниже расположенных слоях трассы (→) до H_m, мс/год. По эксперименту: τ – экспериментальная оценка линейного тренда времени пробега сейсмической волны в календарном времени на всей трассе; D – эпицентральное расстояние.

В [7] проанализированы вариации времени пробега продольной сейсмической волны относительно годографа IASPEI-91 (International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior) на эпицентральных расстояниях 800 – 1200 км от Семипалатинского полигона по данным десяти среднеазиатских станций в интервале 1968 – 1989 гг. В работе отмечено, что "…рост скорости и соответственно уменьшение времени пробега коррелируется с уменьшением количества землетрясений… и, наоборот, уменьшение скорости коррелируется с увеличением количества землетрясений…" (количество землетрясений с $K \geq 9$ подсчитывалось в радиусе 250 км от станции). Авторы связывали этот факт с "преобладанием процессов сжатия в земной коре и верхней мантии в течение наблюдаемого периода в районе Северного Тянь-Шаня и процессов разуплотнения в районах Срединного и Южного Тянь-Шаня". Обращает на себя внимание тот факт, что уменьшение времени пробега в календарном времени наблюдается на 4-х станциях, расположенных на эпицентральных расстояниях 790 - 871 км от площадки Балапан Семипалатинского полигона. В то же время на 5-ти из 6-ти станций, расположенных на расстояниях 870 - 1193 км, наблюдается увеличение времени пробега в календарном времени. Этот факт, возможно, связан не с сейсмичностью районов расположения сейсмических станций, а с глубиной траекторий сейсмических лучей. Результаты исследований, приведенных в [9], нельзя объяснить сейсмичностью в районе станции, так как все станции, наблюдения которых использовались в анализе, расположены в асейсмичных (слабосейсмичных) регионах.

Обращает на себя внимание близость оценок границы процессов сжатия и разуплотнения по эпицентральному расстоянию ~870 км по IASPEI-91 в [7] с проведенным расчётом по модели PREM для интервала глубины 24.4 - 220 км перехода от уплотнения к разуплотнению среды в календарном времени (соответствует эпицентральному расстоянию порядка 700 - 1200 км). Однако, первопричина обнаруженного явления (регион расположения сейсмической станции или максимальная глубина траектории сейсмического луча) требует дополнительного исследования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате послойного анализа в соответствии с моделью PREM линейного тренда времени пробега продольной сейсмической волны в календарном времени в интервале 1962 - 1992 гг. на семи трассах установлено:

1. В интервале глубин 0 - 24.4 км происходит уплотнение среды;
2. В интервале глубин 24.4 - 20 км происходит переход от уплотнения к разуплотнению среды;
3. В интервале глубин 220 - 4660 км происходит разуплотнение среды.

Для уточнения глубины границы изменения состояния среды в календарном времени необходимо провести исследования в различных регионах в интервале эпицентральных расстояний порядка 700 - 1200 км.

Благодарности. Авторы выражают благодарность сотрудникам Геофизической службы РАН Е.Б. Тереховой и Л.С. Петуховой, оказавшим помощь при подборе сейсмограмм для данных исследований в архиве ЦОМЭ ГС РАН.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 05-05-65358 и № 07-05-00323).

ЛИТЕРАТУРА

1. Utsu, T. Temporal variations in travel time residuals of P waves from Nevada sources // J. Phys. Earth, 1973. – V. 21. – P. 475. – 480.
2. Гамбурцева, Н.Г. Периодические вариации параметров сейсмических волн при просвечивании литосферы мощными взрывами / Н.Г. Гамбурцева, Е.И. Люкэ, В.Н. Николаевский, С.И. Орешин, И.П. Пасечник, В.Е. Перегонцева, Х.Д. Рубинштейн // ДАН СССР, 1982. – Т. 266. № 6. – С. 1349 – 1353.
3. Ан, В.А. Вариации параметров сейсмических волн при просвечивании Земли на расстоянии 90° / В.А. Ан, Е.И. Люкэ, И.П. Пасечник // ДАН СССР, 1985. – Т. 285. № 4. – С. 834 – 840.
4. Ан, В.А. Циклические изменения параметров сейсмической волны Р на трассе Невада - Боровое / В.А. Ан, Е.И. Люкэ // Физика Земли, 1992. – № 4. – С. 20 – 31.
5. Адушкин, В.В. Структурные особенности внутреннего строения Земли по результатам сейсмическихнаблюдений за подземными ядерными взрывами / В.В. Адушкин, В.А. Ан, В.М. Овчинников // Физика Земли, 2000. – № 12. – С. 3 – 26.
6. Адушкин, В.В. О динамических процессах во внутренних геосферах Земли по временам пробега сейсмических волн / В.В. Адушкин, В.А. Ан, П.Б. Каазик, В.М. Овчинников // ДАН, 2001. – Т. 381. № 6. – С. 822 – 824.
7. Гамбурцева, Н.Г. Геодинамические процессы в сейсмоактивных районах Тянь-Шаня по данным мониторинга с использованием ядерных взрывов / Н.Г. Гамбурцева, Т.М. Сабитова, Д.Д. Султанов, И.А. Санина, О.П. Кузнецов, И.В. Волкова, О.А. Усольцева // Физика Земли, 2006. – № 4. – С. 3 – 13.
8. Ан, В.А. Подземный ядерный взрыв в исследованиях динамики внутреннего строения Земли / В.А. Ан, Л.Д. Годунова, П.Б. Каазик, Т.В. Челюбеева // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных, Обнинск: ГС РАН, 2006. – С. 8 – 12.
9. Ан, В.А. Изменения параметров внутренних геосфер Земли на интервале 1961 – 1992 гг. / В.А. Ан, Л.Д. Годунова, П.Б. Каазик // Вестник НЯЦ РК, Курчатов: НЯЦ РК, 2007. – Вып. 2. – С. 27 – 32.

10. United States nuclear tests. July 1945 through September 1992 // US Department of Energy, Nevada Operation Office, Report DOE/NV-209, 2000. – 151 p.
11. Springer, D.I. Seismic source summary for all U.S. belowsurface nuclear explosions / G.A. Pawloski, J.L. Ricca, R.F. Rohrer, D.K. Smith // Bull. Seism. Soc. Am., 2002. – V. 92, No. 5. – P. 1806 – 1840.
12. Бочаров, В.С. Характеристики 96 подземных ядерных взрывов на Семипалатинском испытательном полигоне / В.С. Бочаров, С.А. Зеленцов, В.Н. Михайлов // Атомная энергия, 1989. – Т. 67. – Вып. 3. – С. 210 – 214.
13. Ядерные испытания СССР. М.: ИздАТ, 1997. – 304 с.
14. Коновалов, В.Е. Размещение объектов подземных ядерных испытаний на площадке Балапан Семипалатинского испытательного полигона / В.Е. Коновалов, О.В. Грязнов // Вестник НЯЦ РК «Геофизика и проблемы нераспространения», 2000. – Вып. 2. – С. 101 – 104.
15. Thurber, C. Nuclear explosion locations at the Balapan, Kazakhstan, nuclear test site: the effects of high- precision arrival times and three-dimensional structure / C. Trabant, F. Haslinger, R. Hartog // Phys. Earth Planet Int., 2001. – No. 123. – P. 283 – 301.
16. Taylor, S.R. Three dimensional crust and upper mantle structure at the Nevada test site // J. Geophys. Res., 1983. – V. 88, No. 133. – P. 2220 – 2232.
17. Адушкин, В.В. Сейсмические наблюдения и контроль за подземными ядерными взрывами на геофизической обсерватории «Боровое» / В.В. Адушкин, В.А. Ан // Физика Земли, 1990. – № 12. – С. 47 – 59.

СЕЙСМИКАЛЫҚ ТОЛҚЫНЫ ӨТУ УАҚЫТЫ БОЙЫНША ГЕОСФЕРАЛАРДЫҢ ТЫҒЫЗДЫ ӨЗГЕРУІН ЗЕРТТЕУ

Ан В.А., Годунова Л.Д., Каазик П.Б.

Ресей ғылымдар акаадемиясының Геосфералар динамикасы институты, Мәскеу, Ресей

Жерасты ядролық жарылыстарын жүргізуіне сейсмологиялық бақылауы процессінде бір тарсса бойы кума сейсмикалық толқыны өту уақытының күнтізбелік уақытында вариациялары анықталған – квазипериодтылары және сызықтық тренд. 1962-1992 ж.ж. кезеңіне PREM (1981) үлгісі бойынша сызықтық трендті зерттеулерімен 0-244 км. аралығында ортаның ныгыздауы, ал 220-2741 км. – ортаның босаңсуы көрсетілген. Ортаа күйініңныгыздауынан босаңсуына ауысуы 244км. ден 220 км. терендігіне келеді.

GEOSPHERES DENSITY CHANGE INVESTIGATION BASED ON SEISMIC WAVE TRAVEL TIME

V. Ann, L. Godunova, P. Kaazik

Institute for the Dynamics of the Geospheres of the Russian Academy of Science, Moscow, Russia

While seismological monitoring over the underground nuclear explosions, variations of longitudinal waves travel times along the same trace (both quasiperiodic and linear trand) were established. Linear trend research for the period from 1962 to 1992 based on PREM (1981) model showed that there was medium consolidation within the depth range 0 - 24.4 km and medium deconsolidation within the depth range 220 - 2741 km. Medium consolidation to deconsolidation transition takes place within the depth range 24.4 - 220 km.

УДК 539.21:539.12.04:669.3

ОБРАТНОЕ МАРТЕНСИТНОЕ α→γ-ПРЕВРАЩЕНИЕ В СТАЛИ 12Х18Н10Т, ОБЛУЧЕННОЙ ДО 56 СНА В РЕАКТОРЕ БН-350 И ДЕФОРМИРОВАННОЙ ПРИ 293К

[1)]Максимкин О.П., [2)]Рахашев Б.К.

[1)]Институт ядерной физики НЯЦ РК, Алматы, Казахстан
[2)]Международный Казахско-Турецкий Университет им. Х.А. Ясави, Шымкент, Казахстан

Приведены и обсуждаются результаты экспериментов по отжигу ферромагнитной мартенситной α-фазы, индуцированной деформацией стали 12Х18Н10Т, облученной в реакторе БН-350 повреждающей дозой 56 сна.

Обнаружен эффект увеличения намагниченности высокооблученной стали в районе температуры отжига 400°С, который не наблюдался для стали, облученный дозой 12,3 сна.

ВВЕДЕНИЕ

Высоколегированные нержавеющие хромоникелевые стали широко применяются в реакторостроении. Так, в быстром реакторе БН-350 шестигранные чехлы тепловыделяющих сборок (ТВС) 1 и 2-го поколений изготовляли из аустенитных нержавеющих сталей 12Х18Н10Т и 08Х16Н11М3. При этом еще до эксплуатации стали подвергали механико-термической обработке (МТО) в заводских условиях, заключающейся в холодной деформации стенок чехла на 15-20% с последующим отжигом при 800°С в течение часа [1]. С точки зрения воздействия на структурно-фазовое состояние можно было ожидать, что холодная деформация стали (особенно на участках вблизи ребер) приводила к образованию в аустенитной матрице (γ, ГЦК-решетка) мартенситной α-фазы (α, ОЦК-решетка), а последующий высокотемпературный отжиг способствовал протеканию обратного мартенситного α→γ-превращения и образованию фазонаклепанного аустенита [2]. Отметим, что нейтронное облучение фазонаклепанной стали обусловливает иное ее поведение, чем аустенизированной стали (возможно, вследствие обогащения никелем γ-фазы при γ→-переходе, протекающего с определенной скоростью), и это необходимо принимать во внимание при эксплуатации отдельных ответственных узлов реакторных установок [3], где применяются стали в ВТО состоянии.

Анализ литературы показал, что явления бездиффузионного прямого и обратного мартенситного превращения всесторонне исследованы для необлученных материалов [4, 5, 6], тогда как для облученных сталей число работ значительно меньше [7,8]. В этой связи представляло интерес исследовать закономерности α→γ-превращения и связанных с ним изменений структуры и физико-механических свойств в аустенитной нержавеющей стали 12Х18Н10Т – конструкционном материале реактора на быстрых нейтронах.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

В качестве объектов для исследования служили ТВС ЦЦ-19 (топливная сборка центральной зоны) и Н-214(1) (экранная сборка), эксплуатировавшиеся 370 и 3697 эффективных суток до степени выгорания 10% и 0,5%, соответственно, а затем длительное время (несколько лет) находившиеся в воде в бассейне-хранилище. Шестигранные чехлы ТВС реактора БН-350 имели следующие размеры: длина 2400 мм, ширина грани – 50 мм, размер «под ключ» – 96 мм, толщина стенки чехла – 2 мм.

Изучали образцы нержавеющей стали 12Х18Н10Т в виде пластин 20х2х0,3 мм (рисунок 1), вырезанных из граней чехлов отработавших ТВС с уровней «0» (214(1)) и «-160мм» (ЦЦ-19) от центра активной зоны реактора БН-350, которые были облучены до повреждающей дозы 12,3 и 56 сна, соответственно.

Кратковременные испытания на одноосное растяжение со скоростью деформации $8 \cdot 10^{-4}$ $с^{-1}$ проводили до разрыва при комнатной температуре на универсальной испытательной машине «Инстрон 1195», оснащенной пневматическими захватами. До и после механических испытаний измеряли распределение ферромагнитной фазы по длине образца с помощью феррозонда Ф.105 (Германия).

Исследования изменений микроструктуры стали в результате облучения и деформации проводили с использованием металлографического микроскопа Neophot-2 и электронного микроскопа JEM 100CX. Утонение ПЭМ-объектов проводилось с помощью механической шлифовки и полировки с последующей электрополировкой в электролите 20% HCLO4 + 80% C2H5OH.

Для изучения обратного мартенситного α→γ-превращения проводили изохронные отжиги деформированных образцов, содержащих α-фазу. Необлученные и облученные холоднодеформированные стальные образцы отжигали в вакуумированной капсуле в интервале температур 200-800°С в течение 30 мин с шагом 25°С и при этом измеряли остаточное содержание ферромагнитной фазы в зоне разрушения стального образца и строили ее температурные зависимости.

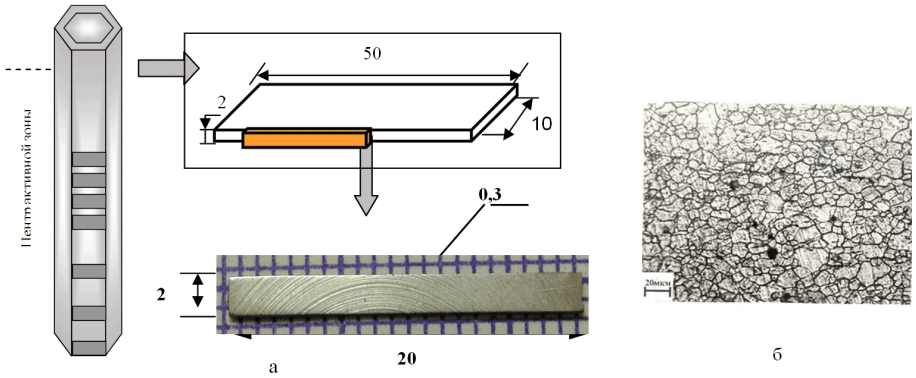


Рисунок 1. а) Схема вырезки и внешний вид образца для механических испытаний (паспорт № 69/2/1, ТВС ЦЦ-19, «-160 мм»); б) Микроструктура стали 12Х18Н10Т (МТО) после облучения (не деформированный образец)

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Сборка ЦЦ-19

Металлографические исследования структуры стального образца, облученного нейтронами до 56 сна, показали, что она однородна и характеризуется полиэдральным строением аустенитных зерен размером 10-15 мкм с мелкими и крупными включениями (рисунок 2):

- мелкие (< 2 мкм) – вероятнее всего $Me_{23}C_6$ (дисперсные карбиды) расположены как по границам зерен, так и в теле зерна – в деформационных полосах;
- крупные (5-10 мкм) – скорее всего карбиды и нитриды титана.

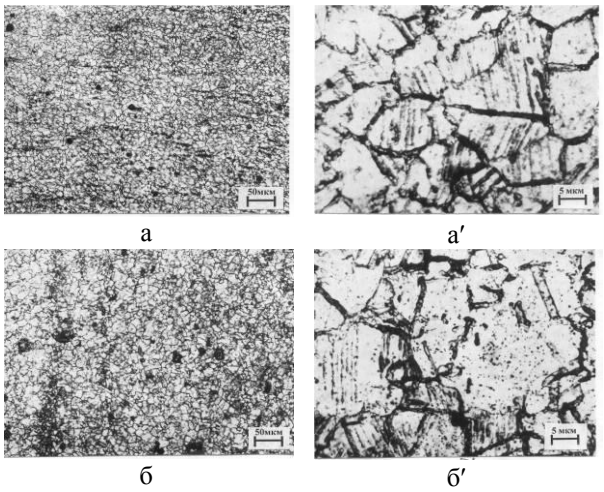


Рисунок 2. Микроструктура образца облученной стали 12Х18Н10Т с отметки «-160мм» от ЦАЗ (ТВС ЦЦ-19): а, а′ – торцевая часть; б, б′ – внешняя поверхность

Согласно результатам просвечивающей электронной микроскопии в стальном образце после нейтронного облучения до повреждающей дозы 56 сна наблюдается развитая дислокационно-петлевая структура, на фоне которой видны микрочастицы вторичной фазы (рисунок 3) (скорее всего TiC), которые распределены в материале равномерно.

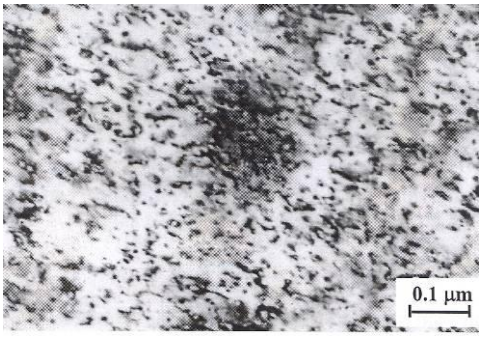


Рисунок 3. Микроструктура облученной аустенитной стали Х18Н10Т (сборка ЦЦ-19) на отметке «-160 мм»

В результате холодного растяжения и разрушения образца микроструктура облученной нейтронами стали существенно изменилась и стала в значительной степени неоднородной. Это хорошо видно из рисунка 4, где разрушенный образец условно поделен на 5 зон.

В зоне разрыва (о) видны микротрещины, в зонах 1-3 зерна вытянуты вдоль оси растяжения, тогда как в зоне 4, где деформация сравнительно меньше, зерна сохранили свою первоначальную форму. Соответственно, количество индуцированного деформацией α'-мартенсита также неодинаково: больше всего в зоне разрыва, меньше всего – в участке 4, сравнительно далеко (4 мм) отстоящим от места разрушения. Детальное наблюдение за развитием пластического течения образца показало, что на определенном этапе растяжения в материале возникала и перемещалась «волна деформации» [9], которая способствовала достижению больших значений удлинений (~20%) и, соответственно, сравнительно большому количеству образующегося α′-мартенсита деформации. Результаты изменений ферромагнитных свойств стального деформированного образца при отжиге представлены на рисунке 5.

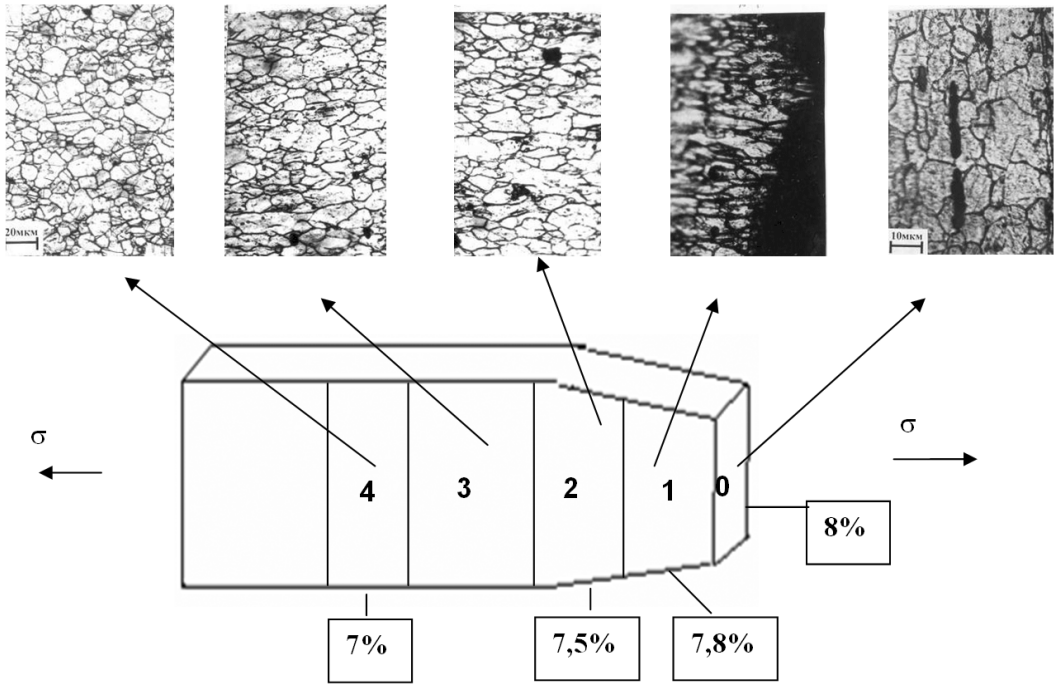


Рисунок 4. Схема разрушенного облученного образца стали 12Х18Н10Т. Показана микроструктура в различных его участках, а также количество ферромагнитной α′-фазы в соответствии с показаниями феррозонда

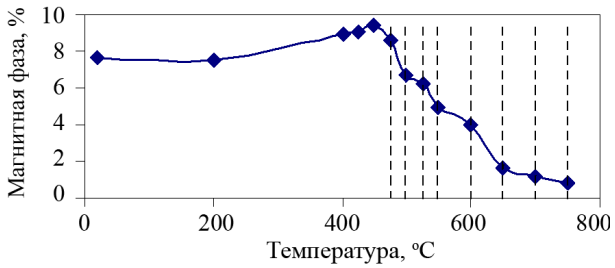


Рисунок 5. Влияние температуры отжига на количество ферромагнитной фазы (ФФ) в зоне 1 (рис. 4) облученного деформированного образца стали 12Х18Н10Т (п. 69/2(I))

Из рисунка 5 видно, что изменения ФФ становятся заметными выше температуры отжига 200°С. При этом количество ферромагнитной фазы сначала нарастает, а достигнув максимума при 450°С – снижается и окончательно исчезает при 800°С. Скорость температурного уменьшения ФФ неодинакова в температурном интервале 450-800°С. Можно выделить три участка сравнительно быстрого уменьшения ФФ – 450-500°С, 525-550°С, 600-650°С.

Следует отметить, что характер отжига ФФ в других зонах на образце несколько отличается от отжига в месте разрыва, но общим было одно – локальный максимум при 450°С и полный отжиг при 800°С.

Сборка Н214 (1), отметка «0»

Согласно металлографическим исследованиям после облучения дозой 12,3 сна, микроструктура стали 12Х18Н10Т незначительно отличалась от структуры стали, облученной дозой 56 сна, размер зерна также не изменился, а в кристаллах наблюдали частицы вторичных фаз.

При холодной деформации существенные изменения микроструктуры наблюдали лишь в зоне, близкой к месту разрыва образца (рисунок 6). Это является отражением того факта, что в образце, облученном дозой 12,3 сна, деформация была в значительной степени локализованной и он, в отличие от образца, облученного большей дозой (56 сна), не проявил высокие пластические свойства (δ ~7%). Показания ферроизмерителя в данном случае были также значительно меньшими ~1,4%, чем для образца, облученного большим флюенсом (8%)

На рисунке 7 показано, как с ростом температуры отжига изменяется количество α′-фазы в зоне разрушения образца стали 12Х18Н10Т, облученного до повреждающей дозы 12,3 сна. На графике можно выделить несколько областей, характеризующихся различной скоростью уменьшения α'-фазы (рисунок 8).

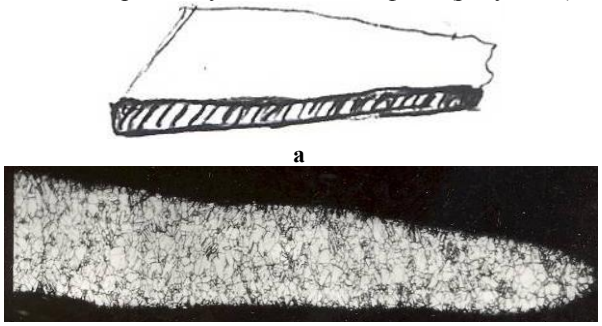


Рисунок 6. Схема деформированного до разрушения стального образца и микроструктура его боковой поверхности

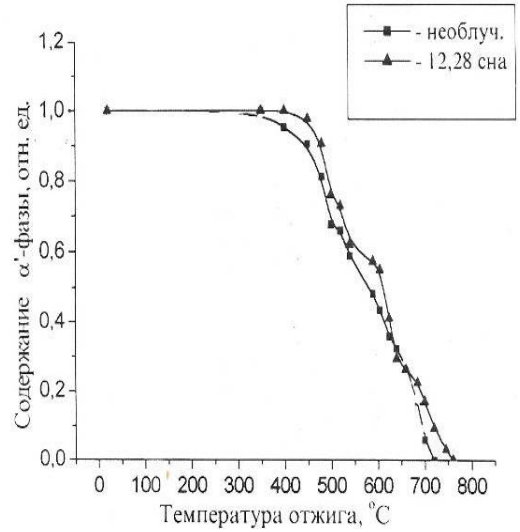


Рисунок 7. Зависимость содержания α′-фазы в зоне разрушения стального образца от температуры отжига

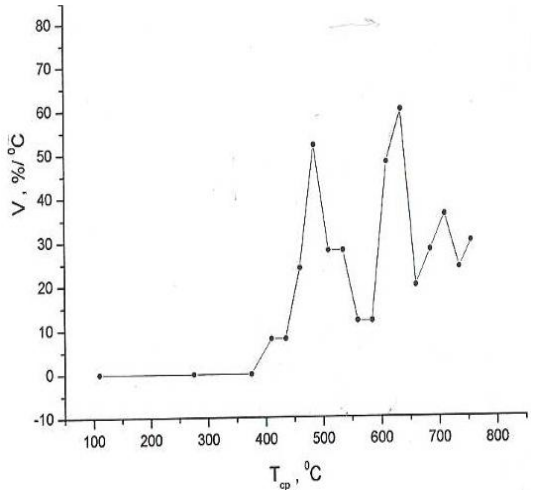


Рисунок 8. Дифференциальная кривая термического отжига ферромагнитной фазы в облученной и деформированной стали 12Х18Н10Т (12,3 сна) (соответствует экспериментальной кривой на рисунке 7)

Первая область – 20-350°С, в которой магнитные свойства стали остаются практически неизменными. Во второй области, выше 350°С, процессы отжига ферромагнитной фазы протекают с сравнительно небольшой скоростью, причем в облученной нейтронами стали этот процесс начинают регистрировать при более высоких температурах (около 450°С), чем в необлученной (400°С). В то же время граница завершения второй области у облученной стали совпадает с необлученным материалом. Третья температурная область (480-720°С) характеризуется интенсивным уменьшением количества мартенситной α'-фазы. При температура, больших чем 750°С, ферромагнитной фазы в данной стали после 30 минут отжига зарегистрировано не было.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

При сравнении полученных спектров отжига ферромагнитной фазы для образцов, облученных дозой 12,3 и 56 сна, обращает на себя внимание эффект увеличения показаний ферроизмерения во втором случае в интервале температур 200-450°С с максимумом при 450°С. Ранее, при отжигах образцов этой же стали, аустенизированных и затем облученных в исследовательском реакторе ВВР-К до небольших повреждающих доз (0,1 сна), такого эффекта не наблюдали [7,8].

В то же время из литературы известны примеры, когда в экспериментах по старению образцов хромоникелевых сталей типа 18-8, 18-10, необлученных и деформированных при низких (~ 180°С) температурах, наблюдали увеличение магнитной восприимчивости [10,11], электросопротивления [12] и микротвердости [13] при температурах около 400°С. Общепризнанного объяснения этого явления до сих пор не найдено.

Интересно отметить, что в работе [14] для стали AISI 304, облученной в реакторе EBR-II, при отжиге наблюдали процессы изменения размерных факторов именно в интервале температур вблизи 400°С, однако авторы не акцентировали это обстоятельство.

В нашем случае наряду с различием имеется большое сходство в изменениях магнитных свойств стали, облученной до двух сильно различающихся повреждающих доз. Так, первый максимум в спектре возврата ФФ для обоих образцов фиксируется при температурах 475 – 500°С, второй – при температурах около 625°С. В обоих случаях для облученной, а также для необлученной стали 12Х18Н10Т, процесс уменьшения ФФ при отжиге заканчивается к 750-800°С полным ее исчезновением.

Привлекая для анализа полученных данных сведения из литературных источников, можно предположить, что эффект увеличения ФФ в интервале 200-450°С связан с отжигом внутренних напряжений сжатия, образовавшихся при высокодозном нейтронном облучении и деформации, препятствующих γ→α переходу [10]. Таким образом, в интервале 200-450°С образуются новые порции α-мартенсита, в том числе и так называемого «упругого мартенсита» [15], что приводит к увеличению ФФ. Уменьшение количества ферромагнитной фазы в интервале 450-700°С связано с отжигом индуцированного деформацией α-мартенсита. Некоторым доказательством сказанному могут служить результаты работ [16,17], в которых установлено, что при отжиге необлученной деформированной стали 304 в интервале температур 200-450°С протекают процессы возврата и образования α-фазы с выделением тепла, тогда как при 450-700°С происходит α→γ превращение, сопровождающееся процессом поглощения тепла. Полученные в данной работе результаты целесообразно использовать при характеризации конструкционных аустенитных сталей ТВС быстрых реакторов, которые, как отмечается в работе [18], в результате облучения до высоких флюенсов нейтронов

приобретают ферромагнитные свойства, что связывают с выделением α-фазы при воздействии облучения [19]. При дальнейшем хранении отработавших ТВС не исключено, что температура материала (особенно оболочки ТВЭла) может повышаться до 300-400°С, что приведет к инициированию обратного α→γ превращения.

В заключение авторы выражают искреннюю благодарность Сильнягиной Н.С., Турубаровой Л.Г., Щербининой Н.В. и Цай К.В. за помощь, оказанную в работе с высокорадиоактивными стальными образцами.

Литература

1. Алешин, С.В. Состояние и пути совершенствования технологии производства шестигранных труб из сталей различных классов / Алешин С.В., Краснов А.К. // ВАНТ, серия: «Атомное материаловедение». –1987. - № 1(24). - С. 48-52.
2. Малышев, К.А., Фазовый наклеп аустенитных сплавов на железоникелевой основе / Малышев К.А., Сагарадзе В.В., Сорокин И.П. и др. // Москва.- Наука. – 1982. - 260 с.
3. Вахтин, А.Г. Распухание шестигранных чехлов ТВС реактора БН-600 / Вахтин А.Г., Порошо С.И., Дмитриев В.Д., Александров Ю.И. // Труды международной конференции по радиационному материаловедению. - Алушта 22-25 мая 1990. – Харьков. – 1991. - т.7. - С. 189-195.
4. Толмасов, В.А. Изменение фазового свойства нержавеющей стали 1Х18Н9Т под влиянием пластической деформации / Толмасов, В.А. // ФММ. – 1958. - т.VI. - №5. - С. 838-842.
5. Земцова, К.А. Старение сплавов Fe-Ni-Ti в процессе обратного мартенситного превращения α→γ / Земцова Н.Д., Василевская М.М., Малышев К.А. // ФММ. - т.24. – 1967. - №2. - С. 293-298.
6. Малипов, Л.С. Развитие мартенситных превращений при деформации в Fe-Mn-сталях различного состава / Малипов Л.С., Харлапова Е.Я. // Металловедение и термическая обработка металлов. – 1988. - №1. - С. 11-14.
7. Максимкин, О.П. Влияние температуры деформации и отжига на мартенситное превращение облученной стали 12Х18Н10Т / Максимкин О.П., Садвакасов Д.Х. // ФММ. – 1992. - №5. - С.136-139.
8. Максимкин, О.П. Мартенситные γ↔α превращения в стали 12Х18Н10Т, облученной в реакторе ВВР-К / Максимкин О.П., Налтаев А., Бердалиев Д.Т., Рахашев Б.К. // Вестник НЯЦ РК. – 2007 - №3. - С.53-57.
9. Гусев, М.Н. Новое физическое явление в высокооблученных нержавеющих сталях – "волны пластической деформации" – и его практическое использование / Гусев М.Н., Максимкин О.П., Токтагулова Д.А. // Вестник НЯЦ РК. – 2008. - Вып.1. – С. 27-34.
10. Чухлеб, А.Н. Фазовые превращения γ↔α при старении в сталях типа 18-8, предварительно деформированных при отрицательных температурах / Чухлеб А.Н., Мартынов В.П. // ФММ. - т.10. – 1960. - №2. - С. 240-243.
11. Mangonon, L. / Mangonon L. and Thomas G. // Metallurgical Transaction. – 1970. - v.1. - P. 1587.
12. Нетесов, В.М. Влияние α→γ-превращения на электрическое сопротивление и структуру стали Х18Н10Т / Нетесов В.М., Ясс А.А. // Металловедение. – 1987. - №3. - С. 104-106.
13. Рожкова, С.Б. Механические свойства аустенитных сталей после низкотемпературной деформации и отпуска / Рожкова С.Б., Осинцева А.Л. // Металловедение и термическая обработка металлов. –1975. - №2. - С. 63-66.
14. Porter, D.L. Response to annealing and Reirradiation of AISI 304L Stainless Steel Following initial High-Dose neutron Irradiation in EBR-II / Porter D.L., McVay G.L. and Walters L.C // Материалы ASTM STR 725. – 1981. - P. 500-511.
15. Максимкин, О.П. Магнитометрическое исследование особенностей мартенситного α→γ -превращения в облученной нейтронами стали 12Х18Н10Т / Максимкин О.П., Цай К.В // Металлы. - 2008. - №5. - С. 39-47.
16. Stout, R.K. Heat effects upon annealing plastically deformed 304 L stainless steel / Stout R.K. and Brooks C.R. // Scripta Metallurgica. - v.10. – 1976. - P. 741-746.
17. Лариков, А.Н. Образование и залечивание микротрещин при деформации и отжиге аустенитной стали / Лариков А.Н., Мудрук П.В., Юрченко Ю.Ф. // Металлофизика. - №5. – 1989. - т.11.
18. Воронин, И.М. Ферромагнитные свойства аустенитных хромоникелевых сталей и сплавов, облученных до высоких флюенсов нейтронов / Воронин И.М., Пороло С.И. // Атомная энергия. – 1989. - т.66. - №1. - С. 33-37.
19. Stanley, J.T. Ferrite formation in neutron-irradiated austenitic stainless-steel / Stanley J.T. and Hendrickson L.E. // J/Nucl.Materials.- 80 (1979). - P. 69-78.

БН-350 РЕАКТОРЫНДА 56 СНА-ҒА ДЕЙІН СӘУЛЕЛЕНГЕН ЖӘНЕ 293 К ТЕМПЕРАТУРАДА ДЕФОРМАЦИЯЛАНҒАН 12Х18Н10Т БОЛАТТАҒЫ КЕРІ МАРТЕНСИТТІК α→γ-ТҮРЛЕНУ

[1)]Максимкин О.П., [2)]Рахашев Б.К.

[1)]ҚР ҰЯО Ядролық физика институты, Алматы, Қазақстан
[2)]Қ.А. Яссауи атындағы Халықаралық Қазақ-Түрік Университеті, Шымкент, Қазақстан

БН-350 реакторында 56 сна зақымдаушы дозасына дейін сәулеленген 12Х18Н10Т болаттағы деформация әсерінен пайда болған ферромагниттік мартенситтік α-фазаны күйдіру бойынша эксперименттер нәтижелері келтіріледі және талқыланады.

Жоғары дозада сәулеленген болатта 400ºС күйдіру температурасы маңайында 12,3 сна зақымдаушы дозасына дейін сәулеленген болатта байқалмаған магниттелудің арту эффектісі байқалды.

THE RETURN MARTENSITIC α→γ - TRANSFORMATION IN 12CR18NI10TI STELL, IRRADIATED UP TO 56 D.P.A. IN BN-350 REACTOR AND DEFORMED AT 293 K

[1)]O.P. Maksimkin, [2)]B.K. Rakhashev

[1)]Institute of Nuclear Physics NNC RK, Almaty, Kazakhstan
[2)]International Kazakh-Turkish University, Chimkent, Kazakhstan

The results of annealing experiments of ferromagnetic martensitic α-phase, indused by the deformation of 12Cr18Ni10Ti stell, irradiated in BN-350 reactor with the damaging dose of 56 d.p.a. are shown and discussed.

The effect of magnetization increase of highly irradiated stell around the annealing temperature of 400ºC, which was not observed for the stell, irradiated with a dose of 12,3 d.p.a. was found out.

УДК 539.2:536.42

ВЛИЯНИЕ РЕАКТОРНОГО ОБЛУЧЕНИЯ НА ЗАКОНОМЕРНОСТИ МАРТЕНСИТНОГО γ→α-ПРЕВРАЩЕНИЯ В СТАЛИ 12Х18Н10Т ПРИ ДЕФОРМАЦИИ

[1)]Максимкин О.П., [2)]Бердалиев Д.Т.

[1)]Институт ядерной физики НЯЦ РК, Алматы, Казахстан
[2)]Международный Казахско-Турецкий Университет им. Х.А. Ясави, Шымкент, Казахстан

Исследованы закономерности образования и развития мартенситной α-фазы в процессе деформации нержавеющей стали 12Х18Н10Т, облученной нейтронами. Определены кинетические параметры γ→α'-перехода при различных скоростях растяжения стальных образцов.

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что мартенситное γ→α′-превращение, протекающее при деформации метастабильных аустенитных нержавеющих сталей, во многом определяет их пластические свойства. Известно также, что этот класс сталей широко используется в реакторостроении для изготовления ответственных деталей и узлов активной зоны ядерно-энергетических установок на быстрых нейтронах. В этой связи исследование особенностей фазового γ→α′-перехода, приводящего также к изменению магнитных свойств этих материалов как в необлученном, так и в облученном состояниях, представляет большой практический интерес для реакторного материаловедения. При этом, если кинетика мартенситного превращения в необлученных сталях изучена достаточно хорошо [1,2], то экспериментальные данные для облученных материалов практически отсутствуют [3].

Поскольку количество мартенситной α'-фазы ($M_ф$) и интенсивность (dMф/dε) образования α-мартенсита во время деформации существенным образом влияют на степень изменения пластичности и прочности сталей, то важное значение для управления их механическими свойствами придается определению и исследованию кинетических параметров γ→α′-превращения. В [3] для описания фазового γ→α′-превращения, индуцированного деформацией, предложено следующее эмпирическое уравнение:

$$M_Ф = 1 - \exp(-k\varepsilon^n) \qquad (1)$$

где k, n – постоянные параметры, ε – логарифмическая деформация.

В работе [4] предложено уравнение, учитывающее автокаталитичность мартенситного превращения:

$$\frac{M_ф}{1-M_ф} = A\varepsilon^B, \qquad (2)$$

где параметр А – характеризует склонность деформируемой стали к мартенситному превращению, В – показатель автокаталитичности.

В настоящей работе исследовали закономерности образования и развития магнитной α′-фазы в облученной нейтронами хромоникелевой стали типа 18-10 в процессе деформации, применяя для обработки экспериментальных данных оба уравнения (1) и (2).

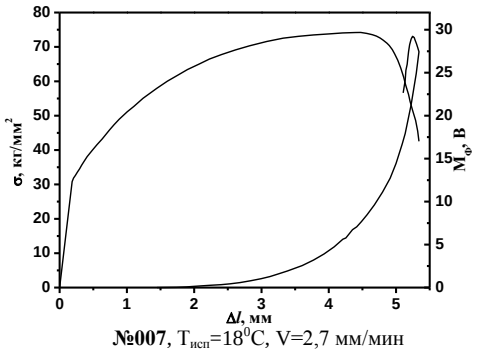
МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭКСПЕРИМЕНТА

Исследовали цилиндрические, типа малогагаринских, образцы стали 12Х18Н10Т с длиной рабочей части 10 мм и диаметром 1,7 мм, термообработка которых заключалась в нагреве в вакууме до 1323 К, выдержке в течение получаса и последующим охлаждении в воде. Термообработанные образцы облучали в канале активной зоны исследовательского атомного реактора ВВР-К до флюенсов в интервале $1{,}2\cdot10^{21} \div 5\cdot10^{22}$ н/м^2 (Е>0,1 МэВ), температура облучения не превышала 373 К. Испытания на растяжение со скоростями 0,27 и 0,5 мм/мин проводили при комнатной температуре на разрывной машине FP 100/1, оборудованной специальным электронным измерительным устройством для непрерывной регистрации количества объемной феррофазы в деформируемом образце. При этом первичные данные об α'-фазе получали в некоторых "ферритных числах", которые переводили в объемные проценты, используя тарировочные графики [5]. Основной результат эксперимента – одновременно регистрируемые диаграмма «нагрузка – удлинение» и кривая изменения количества феррофазы в зависимости от удлинения, которые были использованы для определения характеристик прочности и пластичности, а также кинетических параметров образования и развития мартенситной α'-фазы.

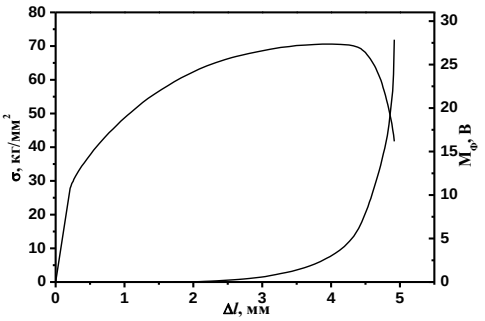
РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Испытания как необлученных, так и облученных нейтронами образцов стали 18-10 показали, что образование мартенситной α′-фазы начинается после достижения некоторого критического значения деформации – $\delta_ф$ (или напряжения $\sigma_ф$), причем $\delta_ф$ и $\sigma_ф$ различны для образцов исходных и подверженных облучению. На рисунке 1 показаны, характерные для проведенных испытаний инженерные диаграммы растяжения и кривые деформационного изменения количества образующейся α'-фазы.

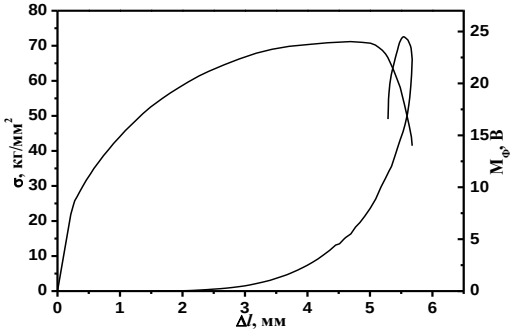
В таблице 1 приведены средние для $2\text{-}3^x$ испытаний значения механических и магнитных характеристик, полученные в результате обработки экспериментальных кривых.



№007, $T_{исп}=18^0$C, V=2,7 мм/мин
а – необлученная



№087, $T_{исп}$=30°C, V=0,5 мм/мин
б – облученная нейтронами $2\cdot10^{22}$ н/м^2



№356, 18-10 1050(30) необл, $T_{исп}$=18°C, V=2,7 мм/мин
в – облученная нейтронами $5\cdot10^{22}$ н/м^2

Рисунок 1. Инженерные диаграммы растяжения и кривые образования α'-мартенсита деформации в стали 12Х18Н10Т (1050 ℃, 30 мин)

Из рисунка 1 и таблицы 1 видно, что, несмотря на более раннее (по деформации) образование магнитной фазы в облученных образцах, характер изменения ее количества во всех случаях в целом одинаков. Это, видимо, говорит о том, что облучение (по крайней мере, до флюенсов, использованных в настоящей работе) не вносит существенного изменения в механизм формирования новой фазы. Смещение же начала образования феррофазы при растяжении облученных образцов в сторону меньших деформаций можно объяснить наличием в кристаллической ГЦК-решетке аустенита радиационных дефектов – дополнительных центров образования зародышей новой мартенситной ОЦК-фазы. Обращает на себя внимание тот факт, что при флюенсе $1\cdot10^{23}$ н/м^2 значения $\delta_ф$ в 2 раза меньше, чем для необлученной стали. В то же время величина $\sigma_ф$ с ростом дозы облучения изменяется не столь значительно.

Из таблицы 1 следует также, что влияние облучения на предел текучести ($\sigma_{0,2}$) становится заметным, начиная с флюенса $5\cdot10^{21}$ н/м^2, в то время как для предела прочности ($\sigma_в$) этот порог – $1\cdot10^{23}$ н/м^2. Общая остаточная пластичность (σ) образцов стали 18-10, облученных до указанных флюенсов и испытанных при комнатной температуре, практически не изменяется по сравнению с необлученной сталью. Тенденция к снижению пластических свойств наблюдается только при максимальной дозе облучения.

Представляет интерес зависимость количества феррофазы, образующейся к моменту разрыва образца ($M_ф$), от дозы облучения. До флюенса $5\cdot10^{22}$н/м^2 заметного влияния облучения на γ→α′-превращение не наблюдается, однако при указанной дозе облучения обнаруживается двукратное возрастание величины $M_ф$. Дальнейшее повышение повреждающей дозы ведет к уменьшению количества феррофазы, образующейся в стали 18-10 при деформации. Видимо, при флюенсе нейтронов $5\cdot10^{22}$ н/м^2 в материале создаются наиболее благоприятные условия для образования и роста преципитатов α′-фазы, т.е. создается оптимальная концентрация и морфология радиационных дефектов, которые в совокупности с границами зерен и субзерен образуют систему центров зарождения и развития феррофазы. В то же время не исключено, что уменьшение значения $M_ф$ при $1\cdot10^{23}$ н/м^2 связано с некоторым уменьшением пластичности, т.е. меньшим временем растяжения и, соответственно, временем образования и развития α′-фазы.

Таблица 1. Характеристики прочности, пластичности и намагниченности стали 12Х18Н10Т до и после облучения в реакторе ВВР-К

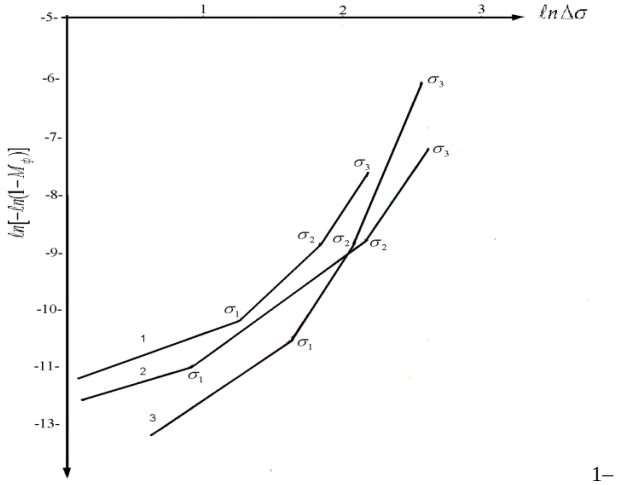
Флюенс, х10^{21} н/м^2	$\sigma_{0,2}$, кг/мм^2	$\sigma_в$, кг/мм^2	$\sigma_{0,2}/\sigma_в$	δ, %	$\delta_ф$, %	$\sigma_ф$, кг/мм^2	$M_ф$, ферритные числа
0	25	73	0,35	48	16	62	29,5
1,2	25	73	0,34	51	12	56	33,0
2,5	25	73	0,35	48	11	55	29,2
5	27	75	0,35	49	11	55	24,9
10	30	74	0,40	41	12	60	25,0
20	30	74	0,41	47	13	60	30,9
50	33	75	0,44	49	11	60	56,9
100	45	79	0,58	42	8	65	29,2

При анализе формы линии экспериментальных кривых (1,2,3) деформационного изменения количества α'-фазы, приведенных на рисунке 1, их в соответствии с уравнением (1) перестраивали в координатах «$ln[-ln(1-M_\phi)]$ – $ln\Delta\sigma$» с учетом уравнения Людвига: $\sigma = \sigma_0 + k\varepsilon^n$. Оказалось, что в области равномерного удлинения логарифмические функции представляют собой, как правило, три пересекающиеся прямолинейных отрезка, тангенсы угла наклона которых к оси абсцисс ni, а также значения условных напряжений, соответствующих точкам перегиба, зависят от степени деформации и флюенса (рисунок 2). Полученные результаты представлены в таблицах 2 и 3.

Наличие точек перегиба на рассматриваемом графике (рисунок 3) говорит о том, что характер образования и развития феррофазы изменяется в процессе деформации. В моменты растяжения, близкие к появлению α'-мартенсита, он, согласно проведенным измерениям, распределен равномерно, т.е. зародыши новой фазы появляются гомогенно практически по всей рабочей длине образца (этому соответствует участок I на кривой $lnM\phi(\Delta\sigma)$). Затем, вследствие локализации деформации в определенной части образца, равномерность распределения феррофазы нарушается, в результате чего первоначальная интенсивность образования феррофазы сохраняется лишь в наиболее деформируемой части образца (этому соответствует участок II). И, наконец, вторая точка перегиба кривой зависимости $lnM\phi(\Delta\sigma)$ соответствует началу формирования видимой шейки на образце, т.е. процессу максимальной локализации деформации.

Приведенное объяснение поведения зависимости $lnM\phi(\Delta\sigma)$ было подтверждено специальным экспериментом, в ходе которого с помощью сканирующего по поверхности образца феррозонда регистрировалось распределение магнитной фазы по длине образца в процессе деформации. Результаты этого эксперимента показаны на рисунке 2.

Наряду со сказанным выше первичные кривые, характеризующие образование и накопление α-мартенсита деформации, обрабатывали с помощью уравнения Людвигсона-Бергера (2), предполагая, что $M_\phi + M_{аусm} \approx 1$ с учетом малости значений M_ϕ в исследуемой стали (2-5% к моменту разрыва образца), а также считая, что переход γ→ε невозможен. С этой целью экспериментальные кривые «$M_\phi - \varepsilon$» перестраивали сначала в координатах «$M_\phi/(1-M_\phi) - \varepsilon$» (рисунок 4), а затем в логарифмических координатах (рисунок 5) с целью нахождения коэффициентов А и В в уравнении (2). Установлено, что линейные анаморфозы функции $M_\phi = f(\varepsilon)$, описанные с помощью уравнения (2), в области равномерной деформации представляют собой прямые линии с единым набором констант А и В (рисунок 5 и таблица 4).



1– необлученные; 2 – $5\cdot10^{21}$ н/м^2; 3 – $5\cdot10^{22}$ н/м^2

Рисунок 2. Линейные анаморфозы кривых образования и развития мартенситной α′-фазы в стали 12Х18Н10Т при растяжении

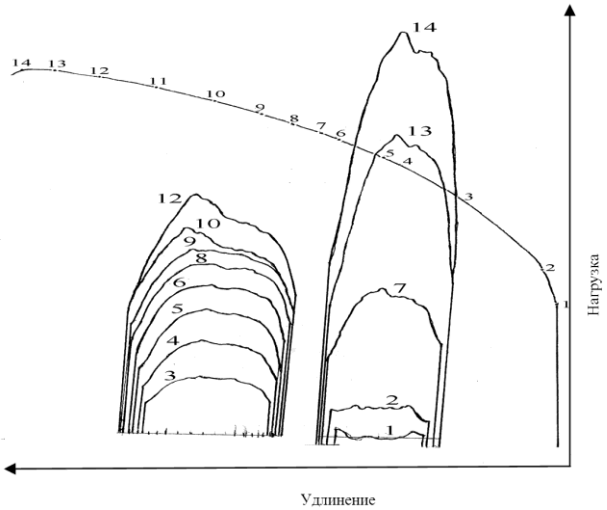


Рисунок 3. Распределение α'-фазы по длине деформируемого образца на различных этапах растяжения

Таблица 2. Кинетические параметры мартенситного γ→α'-перехода в стали 12Х18Н10Т при скорости растяжения V = 0,27 мм/мин

№№ образцов	Состояние стали	$\delta_{кр.}$ %	$\sigma_{кр.}$ кг/мм^2	σ_I кг/мм^2	σ_{II} кг/мм^2	σ_{III} кг/мм^2	n_I	n_{II}	n_{III}
140 300	необлуч.	13,0	57,0	62,9	67,8	72,1	0,6	2,0	4,0
228	$1{,}2\cdot10^{21}$ н/м^2	11,5	61,0	64,1	67,4	74,1	0,4	1,3	3,6
297 169	$1\cdot10^{22}$ н/м^2	11,7	56,9	60,2	63,1	67,4	0,4	1,3	2,6

Таблица 3. Кинетические параметры мартенситного γ→α′-перехода при скорости растяжения стальных образцов V = 0,5 мм/мин

№№ образцов	Состояние стали	$\delta_{кр.}$ %	$\sigma_{кр.}$ кг/мм^2	σ_I кг/мм^2	σ_{II} кг/мм^2	σ_{III} кг/мм^2	n_I	n_{II}	n_{III}
437 123	необлуч.	15,5	61,2	64,5	67,5	70,1	1,2	2,2	3,7
201 177	$1{,}2\cdot10^{21}$ н/м^2	14,2	58,7	62,9	67,5	70,5	0,5	2,9	4,6
211 179	$2{,}5\cdot10^{21}$ н/м^2	11,4	55,1	60,3	63,6	68,4	1,0	1,9	3,1
204 205	$5\cdot10^{21}$ н/м^2	11,8	55,1	57,6	63,9	69,3	0,7	1,7	3,5
277 288	$1\cdot10^{22}$ н/м^2	11,3	59,9	62,6	66,5	69,7	0,8	1,5	2,6
94 222	$2\cdot10^{22}$ н/м^2	12,5	58,6	65,8	68,5	73,5	1,0	2,6	5,5
19 20 59	$5\cdot10^{22}$ н/м^2	11,2	60,3	65,3	68,5	73,4	1,7	3,7	5,8
116 224	$1\cdot10^{23}$ н/м^2	7,9	65,1	71,1	–	77,2	1,4	3,6	5,9

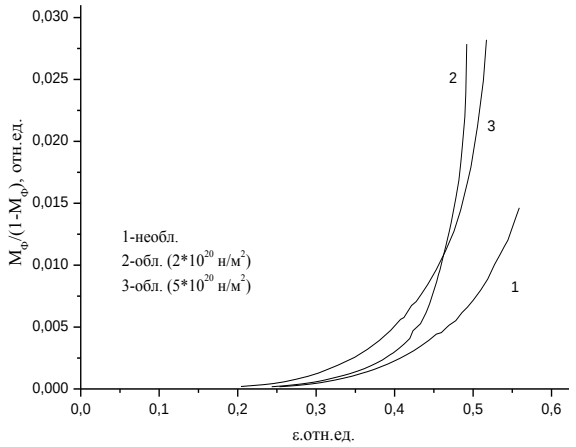
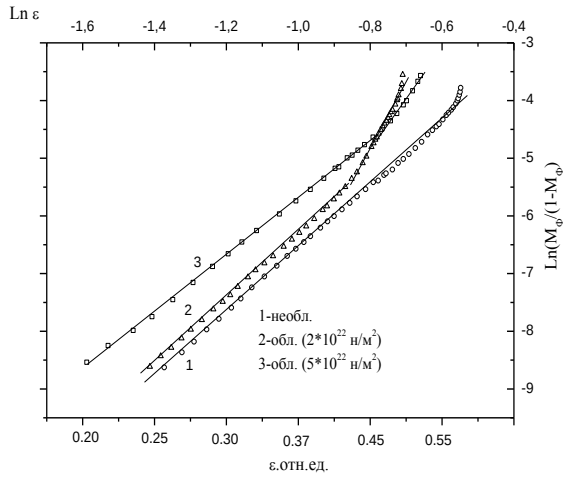


Рисунок 4. Кинетические кривые накопления мартенситной α′-фазы (интегральное количество) при деформации стали 12Х18Н10Т



1 – необл.; 2 – обл. $2\cdot10^{22}$ н/м^2; 3 – обл.$5\cdot10^{22}$ н/м^2

Рисунок 5. Линейные анаморфозы кинетических кривых накопления мартенситной α′-фазы (интегральное количество) при деформации стали 12Х18Н10Т

Таблица 4. Значения коэффициентов A и B в уравнении $\frac{M_\phi}{1-M_\phi} = A\varepsilon^B$ *для необлученных и облученных образцов стали 12Х18Н10Т*

№ образца	Флюенс, н/м^2	A	B
356	0	0,3	5,4
087	$2\cdot10^{22}$	0,6	5,6
007	$5\cdot10^{22}$	0,7	5,5

Наряду с тем экспериментальные кривые использовали для определения интенсивности мартенситного превращения, которую оценивали как первую производную изменения количества α′-мартенсита по степени деформации, т.е. $I_\varepsilon = \frac{dM_\phi}{d\varepsilon}$. Для характеризации интенсивности мартенситного превращения кроме того определяли величину средней (в пределах Δε) интенсивности $Icp._\varepsilon = \frac{\Delta M_\phi}{\Delta\varepsilon}$. Деформационные зависимости I_ε и $Icp._\varepsilon$ приведены на рисунке 6, из которого следует, что в общем случае можно различать 4 участка с различной интенсивностью образования и развития α′-фазы при деформации. Наиболее интенсивно процесс γ→α′-превращения протекает на заключительных стадиях растяжения, что скорее всего связано с локализацией пластического течения материала. Если сравнивать абсолютные значения интенсивности, то величина I_ε максимальна для флюенса $2\cdot10^{22}$ н/м^2 и минимальна для необлученной стали (рисунок 7).

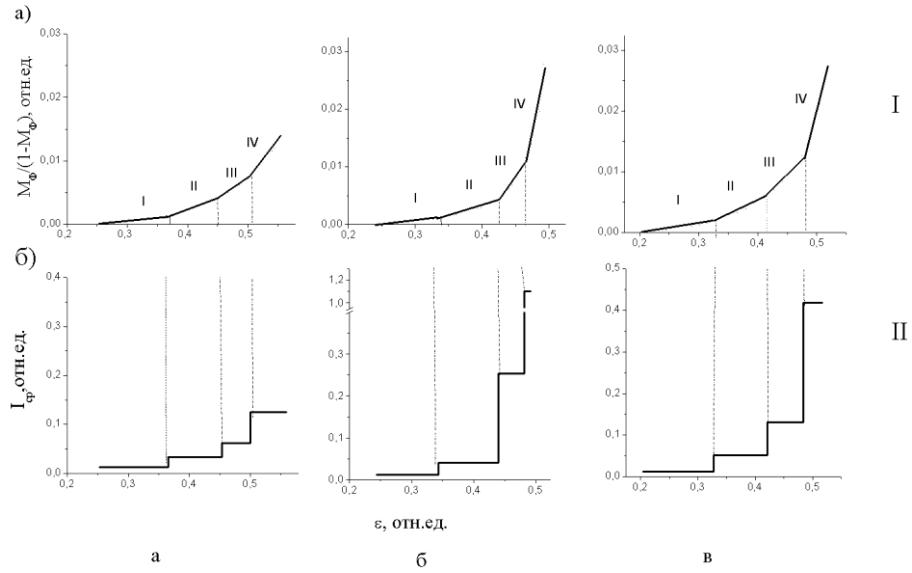
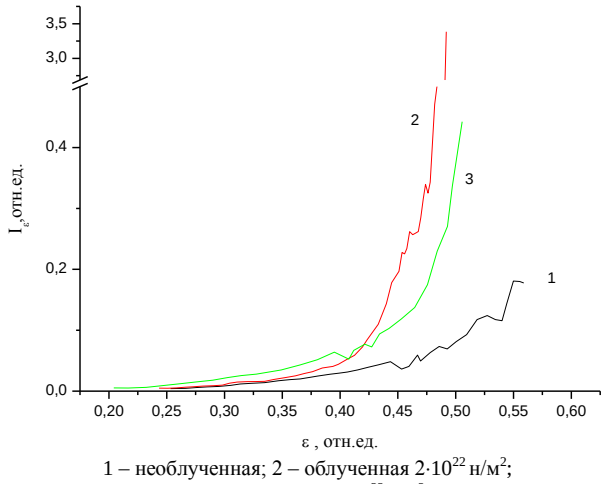


Рисунок 6. I) Стадийность процесса образования и развития мартенситной α′-фазы при деформации стали 12Х18Н10Т. II) Изменение средних значений интенсивности мартенситного γ→α-превращения: а – необлученная сталь; б – облученная нейтронами $2\cdot10^{22}$ н/м^2; в – облученная нейтронами $5\cdot10^{22}$ н/м^2

Обращает на себя внимание, что найденные значения показателя степени (n3 и B) в обоих уравнениях (1) и (2)по порядку величины не отличаются друг от друга. Кроме того эти величины мало различаются для необлученных и облученных нейтронами даже максимальным флюенсом ($5\cdot10^{22}$ н/м^2) образцов. В то же время, сравнивая и анализируя данные, можно придти к выводу, что экспериментальные кривые лучше описываются уравнением (2), чем с помощью уравнения (1).



1 – необлученная; 2 – облученная $2\cdot10^{22}$ н/м^2;
3 – облученная $5\cdot10^{22}$ н/м^2

Рисунок 7. Зависимость интенсивности мартенситного превращения от деформации стали 12Х18Н10Т

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Можно предположить, что нейтронное облучение нержавеющей стали влияет в основном на процесс зарождении частиц α′-фазы, а не на их рост. Дефектные структуры, более развитые в облученной стали, являются потенциальными местами для облегченного зарождения α′-фазы, тогда как зародившись мартенситная линза развивается в дефектной аустенитной матрице так же как и в необлученной. Это может быть, например, в том случае, если напряжения, связанные с возникшим зародышем α′-мартенсита, по величине больше, чем напряжения, необходимые для образования этого зародыша. Поэтому эффект автокаталитичности не зависит от дефектности кристаллической структуры. В то же время высказанные предположения нуждаются в дополнительном подтверждении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Максимкин, О.П. Кинетика мартенситного γ→α′-превращения, индуцированного деформацией в стали 12Х18Н10Т, облученной нейтронами / Максимкин О.П., Садвакасов Д.Х. // Препринт. ФТИ МН-АН РК. - 97-1. – Алматы. – 1997. – 32 с.
2. Лебедев, А.А. Кинетика мартенситного превращения при пластическом деформировании аустенитных сталей / Лебедев А.А., Ковальчук Б.И., Косарчук В.В.. Зайцева Л.В. // Проблемы прочности. – 1985. - № 9. - С. 3-8.

3. Tsuzaki, K. / Tsuzaki K., Maki T. and Tamura I. //Journal De Physique. – 1982. - v. 43. - № 12. - P. C4.423 – C4.428.
4. Guimaraes I.C. / Guimaraes I.C. //Scripta Met. – 1972. - v. 6. - P. 795.
5. Максимкин О.П., Бабушкин А.А., Садвакасов Д.Х. Установка для регистрации феррофазы, образующейся в парамагнитных материалах в процессе растяжения / Максимкин О.П., Бабушкин А.А., Садвакасов Д.Х. // Известия АН Каз.ССР. сер. физ.мат. – 1988. - № 6. - С. 32-33.
6. Ludwigson, D.C. Plastic Behavior of Metastable austenitic Stainless steels / Ludwigson D.C., Berger J.D. // J. Iron and Steel Inst. – 1969. - v. 207. - № 1. - P. 63.

ДЕФОРМАЦИЯ КЕЗІНДЕГІ 12Х18Н10Т БОЛАТТАҒЫ γ→α МАРТЕНСИТТІК ТҮРЛЕНУДІҢ ЗАҢДЫЛЫҚТАРЫНА РЕАКТОРЛЫҚ СӘУЛЕЛЕНУДІҢ ӘСЕРІ

[1)]Максимкин О.П., [2)]Бердалиев Д.Т.

[1)]ҚР ҰЯО Ядролық физика институты, Алматы, Қазақстан
[2)]Қ.А. Яссауи атындағы Халықаралық Қазақ-Түрік Университеті, Шымкент, Қазақстан

Нейтрондармен сәулеленген 12Х18Н10Т болаттағы деформация процесі кезіндегі мартенситтік α′-фазаның пайда болуы мен дамуның заңдылықтары зерттелді. Болат үлгілерді әр түрлі жылдамдықтармен созған кезде γ→α’ өтулердің кинетикалық параметрлері анықталды.

THE INFLUENCE OF REACTOR IRRADIATION ON THE MARTENSITIC γ→α-TRANSFORMATIONS LAWS IN 12CR18NI10TI STEEL DURING THE DEFORMATION

[1)]O.P. Maksimkin, [2)]D.T.Berdalyev

[1)]Institute of Nuclear Physics NNC RK, Almaty, Kazakhstan
[2)]International Kazakh-Turkish University, Chimkent, Kazakhstan

The laws of magnetic a α’-phase formation and development in the course of deformation of 12Cr18Ni10Ti stainless steel, irradiated with the neutrons, were investigated. Kinetic parameters of γ→α’ -transition were defined at various stretching speeds of the steel samples.

СПИСОК АВТОРОВ

Ан В.А., 155
Байер С.А., 22
Башилов И.П., 29
Беляшова Н.Н., 22
Бердалиев Д.Т., 167
Бобров Д.И., 11
Васильев Д.В., 98
Великанов А.Е., 127
Венанзи Ф., 22
Волосов С.Г., 29
Вудс М.Т., 40
Годунова Л.Д., 155
Джунек В., 22, 40
Еманов А.А., 111, 134
Еманов А.Ф., 111, 134
Зербо Л., 5
Зубко Ю.Н., 29
Каазик П.Б., 155
Кемерайт Р.К., 22
Кемерайт Р.С., 40
Клаутер Д., 22
Койн Дж.М., 11
Комаров И.И., 120
Копничев Ю.Ф., 48, 67, 76, 88
Королёв С.А., 29
Костюк А.Д., 148
Кризи Дж.П., 40
Кунаков А.В., 55
Кунаков В.Г., 33, 36
Лескова Е.В., 111, 134
Максимкин О.П., 161, 167
Михайлова Н.Н., 17, 22, 104, 120, 127
Мухамадеева В.А., 148
Неведрова Н.Н., 98
Николаев А.В., 29
Полешко Н.Н., 104
Рахашев Б.К., 161
Роман-Нивс Дж., 22, 40
Санчаа А.М., 98
Сёмин А.Ю., 111
Синева З.И., 22
Соколова И.Н., 48, 55, 67, 76, 88
Старовойт Ю.О., 33, 36
Суродина И.В., 98
Сычева Н.А., 148
Уткин В.И., 61
Фатеев А.В., 111, 134
Филина А.Г., 111, 134
Шепелев О.М., 55
Юрков А.К., 61

ТРЕБОВАНИЯ К ОФОРМЛЕНИЮ СТАТЕЙ

Статьи предоставляются в виде электронной (на гибком диске или по электронной почте присоединенным (attachment) файлом) в формате MS WORD и печатной копии.

Текст печатается на листах формата А4 (210×297 мм) с полями: сверху 30 мм; снизу 30 мм; слева 20 мм; справа 20 мм, на принтере с высоким разрешением (300-600 dpi). Горизонтальное расположение листов не допускается.

Используются шрифт Times New Roman высотой 10 пунктов для обычного текста и 12 пунктов для заголовков. Пожалуйста, для заголовков используйте стили (Заголовок 1, 2…) и не используйте их для обычного текста, таблиц и подрисуночных подписей.

Текст печатается через одинарный междустрочный интервал, между абзацами – один пустой абзац или интервал перед абзацем 12 пунктов.

В левом верхнем углу должен быть указан индекс УДК. Название статьи печатается ниже заглавными буквами. Через 3 интервала после названия, печатаются фамилии, имена, отчества авторов и полное наименование, город и страна местонахождения организации, которую они представляют. После этого, отступив 2 пустых абзаца или с интервалом перед абзацем 24 пункта, печатается основной текст.

При написании статей необходимо придерживаться следующих требований:

- Статья должна содержать аннотации на казахском, английском и русском языках (130-150 слов) с указанием названия статьи, фамилии, имени, отчества авторов и полного названия, города и страны местонахождения организации, которую они представляют;
- Ссылки на литературные источники даются в тексте статьи цифрами в квадратных [1] скобках по мере упоминания. Список литературы следует привести по ГОСТу 7.1-2003;
- Иллюстрации (графики, схемы, диаграммы) должны быть выполнены на компьютере (ширина рисунка 8 или 14 см), либо в виде четких чертежей, выполненных тушью на белом листе формата А4. Особое внимание обратите на надписи на рисунке – они должны быть различимы при уменьшении до указанных выше размеров. На обороте рисунка проставляется его номер. В рукописном варианте на полях указывается место размещения рисунка. Рисунки должны быть представлены отдельно в одном из форматов *.tif, *.gif, *.png, *.pcx, *.dxf с разрешениями 600 dpi.
- Математические формулы в тексте должны быть набраны как объект Microsoft Equation или MathType. Химические формулы и мелкие рисунки в тексте должны быть вставлены как объекты Рисунок Microsoft Word. Следует нумеровать лишь те формулы, на которые имеются ссылки.

К статье прилагаются следующие документы:

- рецензия высококвалифицированного специалиста (доктора наук) в соответствующей отрасли науки;
- выписка из протокола заседания кафедры или методического совета с рекомендацией к печати;
- акт экспертизы (экспертное заключение);
- на отдельном листе автор сообщает сведения о себе: фамилия, имя, отчество, ученая степень, должность, кафедра и указывает служебный и домашний телефоны, адрес электронной почты.

Текст должен быть тщательным образом выверен и отредактирован. В конце статья должна быть подписана автором с указанием домашнего адреса и номеров служебного и домашнего телефонов, адрес электронной почты.

Статьи, оформление которых не соответствует указанным требованиям, к публикации не допускаются.

Ответственный секретарь д.т.н. М.К. Мукушева
тел. (722-51) 2-33-35, E-mail: MUKUSHEVA@NNC.KZ

Технический редактор А.Г. Кислухин
тел. (722-51) 2-33-33, E-mail: KISLUHIN@NNC.KZ

Адрес редакции: 071100, Казахстан, г. Курчатов, ул. Ленина, 6.
http://www.nnc.kz/vestnik

© Редакция сборника «Вестник НЯЦ РК», 2001.

Регистрационное свидетельство №1203-Ж от 15.04.2000г.
Выдано Министерством культуры, информации и общественного согласия Республики Казахстан

Тираж 300 экз.

Выпуск набран и отпечатан в типографии
Национального ядерного центра Республики Казахстан
071100, Казахстан, г. Курчатов, ул. Ленина, 6.