



ПЕРИОДИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ НАЦИОНАЛЬНОГО ЯДЕРНОГО ЦЕНТРА РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН



Вестник НЯЦ РК

ПЕРИОДИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ НАЦИОНАЛЬНОГО ЯДЕРНОГО ЦЕНТРА РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

ВЫПУСК 2(66), ИЮНЬ 2016

Издается с января 2000 г.

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР – д.ф.-м.н. БАТЫРБЕКОВ Э.Г.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: д.ф.-м.н. СКАКОВ М.К. – заместитель главного редактора, д.т.н. БАТЫРБЕКОВ Г.А., д.ф.-м.н. БУРТЕБАЕВ Н.Т., доктор инженерии ВИЕЛЕБА В.К. (Польша), к.ф.-м.н. ВОЛКОВА Т.В., к.ф.-м.н. ВУРИМ А.Д., д.т.н. ГРАДОБОЕВ А.В. (Россия), к.ф.-м.н. КОЗТАЕВА У.П., ЛУКАШЕНКО С.Н., д.ф.-м.н. МАКСИМКИН О.П., д.ф.-м.н. МИХАЙЛОВА Н.Н., к.г.-м.н. ПОДГОРНАЯ Л.Е., д.ф.-м.н. СОЛОДУХИН В.П., д.ф.-м.н. ТАЖИБАЕВА И.Л., профессор ФУДЖИ-Е (Япония)

ҚР ҰЯО Жаршысы

ҚАЗАҚСТАН РЕСПУБЛИКАСЫ ҰЛТТЫҚ ЯДРОЛЫҚ ОРТАЛЫҒЫНЫҢ МЕРЗІМДІК ҒЫЛЫМИ-ТЕХНИКАЛЫҚ ЖУРНАЛЫ

2(66) ШЫҒАРЫМ, МАУСЫМ, 2016 ЖЫЛ

NNC RK Bulletin

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

ISSUE 2(66), JUNE 2016

Периодический научно-технический журнал «Вестник НЯЦ РК», решением Комитета по контролю в сфере образования и науки включен в перечень изданий, рекомендованных для публикации материалов:

- по физико-математическим наукам,
- по специальности 25.00.00 науки о Земле.

В журнале представлены доклады **IX Международной конференции «Мониторинг ядерных** испытаний и их последствий» (08 – 12 августа 2016 г., Алматы, Казахстан).

СОДЕРЖАНИЕ

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ И ПРОДУКТОВ ОРГАНИЗАЦИИ ДОГОВОРА О ВСЕОБЪЕМЛЮ- ЩЕМ ЗАПРЕЩЕНИИ ЯДЕРНЫХ ИСПЫТАНИЙ В СЕЙСМИЧЕСКОМ МОНИТОРИНГЕ РОССИИ Старовойт О. Е., Коломиец М. В., Рыжикова М. И
ОСОБЕННОСТИ ВОЛНОВОЙ КАРТИНЫ ПОДЗЕМНОГО ЯДЕРНОГО ВЗРЫВА В СЕВЕРНОЙ КОРЕЕ 6 ЯНВАРЯ 2016 ГОДА ПО ДАННЫМ РЕГИСТРАЦИИ РОССИЙСКИМИ СЕЙСМИЧЕС- КИМИ СТАНЦИЯМИ
Маловичко А. А., Гаосатарова И. П., Коломиец М. В
ВАЖНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ, ПОЛУЧЕННЫЕ БЛАГОДАРЯ ОТКРЫТИЮ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРУПП В КАЗАХСТАНЕ Михайлова Н. Н
СИСТЕМА СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА В БЕЛАРУСИ Аронов А. Г
- ИСТОРИЯ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В БАЙКАЛЬСКОМ РИФТЕ И НА ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЯХ
Чечельницкий В. В., Добрынина А. А., Черных Е. Н., Тубанов Ц. А., Предеин П. А
СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ШИРОКОПОЛОСНОГО СЕЙСМОПРИЁМНИКА С ЕМКОСТНЫМ ПРЕОБРАЗОВАТЕЛЕМ С ЗАРУБЕЖНЫМИ АНАЛОГАМИ Башилов И. П., Волосов С. Г., Королёв С. А., Меркулов В. А., Овчинников В. М., Овчинникова О. В
ОБНАРУЖЕНИЕ И ИЗМЕРЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ОТРАЖЕННЫХ ОТ ПОВЕРХНОСТИ ВНУТРЕННЕГО ЯДРА ВОЛН С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СИСТЕМ ГРУППИРОВАНИЯ СЕЙСМОПРИЕМНИКОВ Бабрар Л. И. Казарис П. Б., Китор И. О., Красионекор Л. Н., Ориницикор В. М., 53
вобров Д. И., Каазик П. Б., Китов И. О., Краснощсков Д. п., Овчинников Б. М
МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ АКУСТО-ГРАВИТАЦИОННЫХ И СЕИСМИЧЕСКИХ ВОЛН ОТ ПОДЗЕМНЫХ ВЗРЫВОВ ПРИ СТРАТИФИКАЦИИ ВЕТРА В АТМОСФЕРЕ Михайлов А. А., Мартынов В. Н
АПОСТЕРИОРНЫЕ АЛГОРИТМЫ АНАЛИЗА ДАННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА Воскобойникова Г. М., Хайретдинов М. С
МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НЕСТАЦИОНАРНЫХ ПРОЦЕССОВ В ОЧАГОВОЙ ЗОНЕ ПРИ ВНЕЗАПНОМ ВОЗНИКНОВЕНИИ РАЗРЫВА Ким А. С., Шпади Ю. Р., Стихарный А. П., Литвинов Ю. Г
A COMPARATIVE STUDY OF TWO AZIMUTH-BASED NON-STANDARD LOCATION METHODS R. Jih
ГОДОГРАФЫ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «БОРОВОЕ» ПО ПОДЗЕМНЫМ ЯДЕРНЫМ ИСПЫТАНИЯМ Ан В. А., Каазик П. Б., Челюбеева Т. В
РАСПОЗНАВАНИЕ СЛАБЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ПРОМЫШЛЕННЫХ ВЗРЫВОВ В РАЙОНЕ ВОСТОЧНО-БЕЙСКОГО РАЗРЕЗА (ХАКАСИЯ, РОССИЯ) Добрынина А. А. Герман В. И
СРАВНЕНИЕ СТАНЦИОННЫХ ПОПРАВОК СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ СЕТИ КNET (СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ), ПОЛУЧЕННЫХ ПРИ АНАЛИЗЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ МЕТОДОМ ВЫЧИСЛЕНИЯ ОТНОШЕНИЯ АМПЛИТУДНЫХ СПЕКТРОВ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ И ВЕРТИКАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТЫ СИГНАЛА Мансуров А. Н., Сычева Н. А

АНАЛИЗ СОСТОЯНИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НАКАНУНЕ, ВО ВРЕМЯ И ПОСЛЕ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ ЗА ПЕРИОД 2013-2015 ГОДЫ Мукашева С. Н., Ким А. С., Соколова О. И., Бурлаков Г. В., Качусова О. Л., Шарипова Г	. 106
ОСОБЕННОСТИ ДАЛЬНЕЙ МИГРАЦИИ РАДИОНУКЛИДОВ ПОДЗЕМНОГО ЯДЕРНОГО ВЗРЫВА «ГЛОБУС-1» К ПОДЗЕМНЫМ ИСТОЧНИКАМ ПИТЬЕВОГО ВОДОСНАБЖЕНИЯ КИНЕШЕМСКОГО РАЙОНА ИВАНОВСКОЙ ОБЛАСТИ	112
1 олуоов Б. Н., Сапожников Ю. А	. 113
IMPROVEMENT OF GT CLASSIFICATION OF SOVIET PNES K. G. Mackey, K. Fujita, A. Abishev, E. Bergman	. 123
ТРЕНАЖЕРЫ ДЛЯ ПОДГОТОВКИ МЕЖДУНАРОДНЫХ ИНСПЕКТОРОВ ПО ОБНАРУЖЕНИЮ ПРИЗНАКОВ СКРЫТОГО ЯДЕРНОГО ИСПЫТАНИЯ Горин Н. В. Казанцев Л. Л. Чуриков Ю. И. Веснибалоцкий И. О. Юсупов Р. И. Кузьмин А. В.	
Сагарадзе Д. А., Ивашкин Н. В., Ярмошенко И. В., Онищенко А. Д.	. 128
ЭФФЕКТЫ В ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЕ И ИОНОСФЕРЕ НА ЗАПУСКИ РАКЕТ-НОСИТЕЛЕЙ С КОСМОДРОМА «БАЙКОНУР» И «ВОСТОЧНЫЙ» И ИХ ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ЗНАЧИМОСТЬ Салихов Н. М., Пак Г. Д., Крякунова О. Н., Милютин В. И., Маевская В. И., Николаевский Н. Ф., Цепакина И. Л.	. 135
СЕЙСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ КАК ОСНОВА СЕЙСМИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ АТОМНЫХ ЭЛЕКТРОСТАНЦИЙ (НА ПРИМЕРЕ НОВОВОРОНЕЖСКОЙ АЭС) Надежка Л. И., Семенов А. Е., Семенов А. М., Колесников И. М.	. 146
ВОЗДЕЙСТВИЕ ВЗРЫВОВ В КАРЬЕРЕ ПАВЛОВСКОГО ГОК НА ЖИЛЫЕ ПОСТРОЙКИ ПОСЕЛКА ШКУРЛАТ Пивоваров С. П., Сафронич И. Н., Пивоваров Р. С., Колесникова С. И., Савенков А. В	. 152
ВАРИАЦИИ МЕХАНИЗМОВ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ И ДЖУНГАРИИ: СВЯЗЬ С 22 ЛЕТНИМ ЦИКЛОМ В МАГНИТНОМ ПОЛЕ СОЛНЦА Полешко Н. Н., Досайбекова С., Хачикян Г. Я.	. 160
СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ТЕРРИТОРИИ ДЖУНГАРИИ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН ЗА 2005–2015 ГГ. Кадырханова Н. Ж., Бектурганова Б. Б., Жакупов Н. С., Гессель М. О	. 166
ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРОЦЕССА СОВРЕМЕННОГО РАЗЛОМОБРАЗОВАНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА ПО ДАННЫМ О МЕХАНИЗМАХ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ Добрынина А. А., Саньков В. А.	. 170
СПИСОК АВТОРОВ	. 180

УДК 550.34:621.039.9

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ И ПРОДУКТОВ ОРГАНИЗАЦИИ ДОГОВОРА О ВСЕОБЪЕМЛЮЩЕМ ЗАПРЕЩЕНИИ ЯДЕРНЫХ ИСПЫТАНИЙ В СЕЙСМИЧЕСКОМ МОНИТОРИНГЕ РОССИИ

Старовойт О. Е., Коломиец М. В., Рыжикова М. И.

Геофизическая служба Российской академии наук, Обнинск, Россия

Представлен опыт использования Геофизической службой РАН данных и информационных продуктов ОДВЗЯИ и Казахстанского национального центра данных в сейсмическом мониторинге России и сопредельных территорий в режиме оперативной обработки информации в 2014 – 2015 гг. Оценена эффективность автоматической отправки предварительного автоматического донесения о землетрясении (Alarm) Службы срочных донесений (ССД) после заключения Соглашения между ГС РАН и Подготовительной Комиссией ОДВЗЯИ об использовании данных сейсмических станций в проблеме цунами. Показано использование в ССД данных из бюллетеня SEL1 при локации событий с M<4.5 на территории России.

Методика работы ССД

Работа Службы срочных донесений (ССД) Геофизической службы РАН базируется на первичных данных, которые поступают в Информационно-обрабатывающий центр (ИОЦ) в Обнинске в режиме близком к реальному времени в виде волновых форм и времен вступления первых фаз [1, 2]. По состоянию на конец 2015 года сеть сейсмических станций, участвующих в работе ССД в режиме близком к реальному времени состоит из 126-и станций (рисунок 1). Данные 81-ой станции обрабатываются непосредственно в ИОЦ (красные и желтые треугольники), 45-и станций поступают в ИОЦ в виде автоматически выделенных вступлений (arrival) (зеленые треугольники).

Автоматически выделенные первые вступления поступают в ССД от трех различных международных сейсмологических центров: международного центра данных IDC CTBTO (SLSD ARRIVAL – Standard List of Signal Detections) – по 10 станциям, Казахстанского национального центра данных KNDC –

по 12 станциям, Корпорации сейсмологических университетов США IRIS (ассоциированные вступления) - по 22 станциям. С 2009 г. ведется автоматическая отправка первого предварительного донесения ССД Alarm с результатом предварительного автоматического определения параметров эпицентра программой AssocW [3, 4]. Подписание Соглашения между ГС РАН и Подготовительной Комиссией ОДВЗЯИ об использовании данных сейсмических станций в проблеме цунами в конце 2013 г. позволило снизить по результатам предварительного тестирования магнитудный уровень автоматической отправки для землетрясений Мира с М≥6 до М≥5.5. С июня 2014 г. приняты следующие параметры для автоматической отправки: для землетрясений Мира с М≥5.5, для землетрясений Северной Евразии с М≥5 при условии, что число станций в расчетах N≥10.

На рисунке 2 приведен график, показывающий уменьшение времени передачи донесений ССД с одновременным увеличением числа станций по годам.



Рисунок 1. Сейсмические станции, данные которых используются в ССД ГС РАН в режиме, близком к реальному времени



Рисунок 2. Число станций, участвующих в работе ССД, и время подачи донесений за период 2009 - 2015 гг.

К концу 2015 г. число станций, данные которых поступают в режиме, близком к реальному времени, составило 126, из них российских станций - 41. Среднее время передачи Alarm уменьшилось до 17.6 мин, при этом для землетрясений территории России оно составило 12 мин. Рассылка автоматического донесения осуществляется в 15 адресов.

Для сокращения времени передачи автоматического донесения Alarm ведется настройка региональных программ AssocR, использующих данные только от станций конкретного региона. После подписания Соглашения об использовании данных сейсмических станций в проблеме цунами расширились возможности по настройке региональных ассоциаторов AssocR. К работающей в экспериментальном режиме на сервере kivhub программе автоматического расчета гипоцентров событий для региона Кавказа были добавлены станции KBZ, BELG и BRTR, также был настроен и в тестовом режиме работает AssocR для землетрясений из 3-го квадранта (Чилийских).

Уточненное срочное донесение ССД, в котором параметры гипоцентра определены и проанализированы оператором с привлечением данных по опорным и региональным станциям, включающих макросейсмические проявления, рассылается по электронной почте в различных форматах по 60 адресам в заинтересованные правительственные и научные организации, в первую очередь, МЧС России (Министерство Российской Федерации по делам гражданской обороны, чрезвычайным ситуациям и ликвидации последствий стихийных бедствий), а также в различные международные сейсмологические центры. Кроме того, заполняется БД (MS SQL, ORACLE и Access), данные помещаются на сайт ГС РАН [5]. По редким, уникальным землетрясениям, ощутимым с силой 5 и более баллов на территории России и сопредельных территориях, а также по разрушительным землетрясениям мира составляются и помещаются на Web-страницу ГС РАН Информационные сообщения. Можно отметить, что существующая «виртуальная» сеть ССД ГС РАН и методика обработки вывели ССД на стабильный уровень регистрации (более 4,5 тыс. землетрясений в год) – рис. 3.



Рисунок 3. Число землетрясений, зарегистрированных в Службе срочных донесений за 2009 – 2015 гг.

Если в 2013 г. отмечалось заметное увеличение числа землетрясений России за счет повышенной сейсмической активности Дальневосточных регионов, то 2014 - 2015 гг. были спокойными в сейсмическом отношении на территории России. Это очень редкие годы, когда землетрясения (как природные, так и техногенные) не вызвали на всей территории России никаких повреждений и тем более разрушений.

На рисунке 4 приведены кумулятивные графики повторяемости землетрясений на территории России, данные по которым обработаны в ССД в 2011 – 2015 гг. Расчет магнитуды М, исходя из значений MS и mb, выполнен по формулам из [Кондорская и др., 1993]: M=MS, если h≤70, M=MS+0.8 если h>70 км; M=1.59mb–3.67, если h≤70, M=1.77mb–5.2, если h>70 и h≤390, M=1.85mb–4.9,если h>390.



Рисунок 4. Кумулятивные графики повторяемости землетрясений на территории России согласно ССД за 2011 – 2015 гг.

Из рисунка 4 следует, что после наблюдаемого в 2013 г. нарушения хода сейсмического режима для землетрясений с М>5, связаного с усилением сейсмичности Курило-Камчатского района России и наиболее сильного землетрясение (М=9.3) в Охотском море 24 мая 2013 г., сейсмический режим в 2014 - 2015 гг. соответствовал уровню сейсмически спокойного на территории России 2011 г. с представительностью регистрируемых землетрясений М~3.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ СТВТО И КМОС

в режиме, близком к реальному времени

Проведен анализ участия станций СТВТО и КNDC, поступающих в ССД в режиме, близком к

реальному времени. В таблице 1 и на рисунке 5 представлены результаты этого анализа.

Как следует из таблицы 1, волновые формы 11 станций СТВТО поступают и обрабатываются в ИОЦ (5-й столбец), а еще по 11 станциям поступают автоматические вступления (6-й столбец). Волновые формы 2-х станций KNDC (BRVK, KURK) поступают и обрабатываются в ИОЦ, а по 15 станциям поступают автоматические вступления. На рисунке 5 эти станции показаны в числе 58 наиболее часто используемых в ССД ГС РАН в 2014 - 2015 гг. Следует отметить станции KURK и BRVK, участие которых в ССД максимально.

				Поступа	ают в виде	Участи	ю в 2014 г.	Участие в 2015 г.	
№ п/п	Код станции	название станции, географическое положение	Сеть	Волновые формы	Автом. вступления из центров	все зем-ния <i>N</i> =4765	c M≥6.5 <i>N</i> =40	все зем-ния <i>N</i> =4569	c M≥6.5 N=52
1	AAK	Ала-Арча, Кыргызстан	KYRG	+	2(KNDC)	3186	35	2914	42
2	AB31	Акбулак Array, Казахстан	NNC		2	510	10	716	20
3	AKASG AKBB	Малин Array, Украина	NSAU	+	1(CTBTO)	1558 1197	9 14	1619 1704	17 35
4	ΑΚΤΟ	Актюбинск, Казахстан	NNC		2	320	7	324	12
5	BELG	Белогорное	OBN	+		396	2	1660	34
6	BRTR BR131	Keskin Array, Турция	ISK	+	1	1621 660	12 11	1480 637	17 17
7	BRVK	Боровое, Казахстан	NNC	+		3363	31	3621	48
8	CMAR	Chiang Mai Array, Таиланд			1	2043	18	1997	27
9	DGAR	Diego Garcia, Индийский океан			1	113	8	107	18
10	FINES	FINESS Array, Финляндия	HEL		1	1768	7	1888	20
11	KBZ	Хабаз	RIPT	+		2224	22	2376	39
12	KIRV	Киров	RIPT	+		1443	21	1976	37
13	KKAR KK31	Каратау Аггау, Казахстан	NNC	+	2	106 798	17	26 665	19
14	KLR	Кульдур	OBN	+		2755	31	2995	44
15	KMBO	Kilima Mbogo, Кения	NAI		1	239		377	16
16	KURK	Курчатов, Казахстан	NNC	+	2	3800	34	1185	16
17	MAKZ	Маканчи, Казахстан	NNC		2	683	15	555	21
18	MKAR MK31	Маканчи Array, Казахстан	NNC	+	1, 2	2576 3069	16 30	2553 2570	30 38
19	NRIK	Норильск	RIPT	+		2186	23	2421	45
20	OTUK	Ортау, Казахстан	NNC		2	186	6	148	3
21	PDGN	Подгорное, Казахстан	NNC		2	520	12	479	15
22	PEA0B PETK	Петропавлавск Аггау	KRSC	+	1	1060 166	29	923 166	47 46
23	SEY	Сеймчан	NERS	+		2061	26	1612	30
24	TKM2	Tokmak 2, Zhambyl, Казахстан	KYRG		2	412	10	521	16
25	USA0B USRK	Уссурийск Аггау	RIPT	+		972 148	22	873 182	25 1
26	WRA	Warramunga Array, Австралия	CAN		1	1367	7	1617	22
27	YKA	Yellowknife Array, Канада	OTTR		1	1138	10	1068	11
28	ZAA0B ZALV	Залесово Аггау	RIPT	+	1	2725 1870	26 12	2903 2236	47 27

Таблица 1. Участие сейсмических станций в работе ССД в 2014 - 2015 гг.



Рисунок 5. Наиболее часто используемые станции в ССД ГС РАН в 2014 и 2015 гг.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В ССД ДАННЫХ БЮЛЛЕТЕНЯ SEL1 CTBTO

В ССД по подписке поступают данные бюллетеня SEL1 (Standard Event List 1) Международного центра данных, который представляет собой вступления основных сейсмических волн, создаваемые на основе автоматического программного выделения, позволяющие дополнить данные национальной сейсмической сети, что позволяет повысить точность определения основных параметров очагов землетрясений [6].

Ν	Код	Время	Фаза	Дельта	Азимут	mb
1	ARU	21:45:10.0	Р	0.71	192	4.2
2	SVE	21:45:12.6	Р	1.04	106	-
3	KIRV	21:46:14.3	Р	5.23	290	-
4	AKTK	21:46:34.0	Р	6.72	184	4.4
5	BRVK	21:46:46.8	Р	7.73	117	-
6	AB31	21:46:49.5	Р	7.91	175	-
7	BELG	21:46:51.5	Р	8.03	239	-
8	ZAA0B	21:48:26.3	Р	15.02	91	-
9	KK31	21:48:35.5	Р	15.88	147	-
10	KIV	21:48:44.4	Р	16.64	225	-
11	NCK	21:48:47.1	Р	16.70	222	-
12	KBZ	21:48:46.2	Р	16.76	224	-
13	SHA1	21:48:47.5	Р	16.84	224	-
14	MKAR	21:48:59.2	Р	17.52	116	-
15	NRIK	21:48:58.5	Р	17.53	34	-
16	MK31	21:49:01.7	Р	17.68	116	4.2
17	AKASG	21:49:10.0	Р	18.48	262	4.1
18	AKBB	21:49:09.8	Р	18.48	262	3.9
19	DGZ	21:49:09.2	Р	18.49	101	3.8
20	ARCES	21:49:17.3	Р	19.10	324	-
21	GNI	21:49:21.3	Р	19.40	214	4.2
22	NORES	21:50:12.0	Р	24.24	298	-
23	NOA	21:50:12.7	Р	24.33	299	3.8

Таблица 2. Результаты локации землетрясения с mb=4.1 в районе Уральских гор по данным 23 станций

Примечание – красным цветом в таблице выделены станции с данными из SEL1 CTBTO В таблице 2 и на рисунке 6 приведен пример локации землетрясения в районе Уральских гор с mb=4.1, произошедшего 18 октября 2015 г. в 21:44:51, по данным 23 станций. Параметры землетрясения: Lat = 57.13, Lon = 58.83, depth= 5 км, mb – 4.1/8.



Рисунок 6. К определению параметров землетрясения mb=4.1 в районе Уральских гор с использованием данных SEL1 СТВТО

По 14 станциям из 23 (ARU, KIRV, BRVK, BELG, ZAAOB, KIV, NCK, KBZ, SHA1, NRIK, MK31, AKBB, DGZ, GNI) данные непрерывно поступали в ССД в виде волновых форм в режиме, близком к реальному времени, по одной станции (SVE) волновые формы скачивались по запросу, по трем станциям (AKTK, AB31, KK31) данные получены в виде arrival из KNDC, а вступления по 5 станциям получены из SEL1 СТВТО (MKAR, АКАЅС, ARCES, NORES, NOA). Добавление последних станций позволило улучшить азимутальное окружение события, уменьшить GAP=104° до GAP=70°. При этом положение эпицентра изменилось незначительно, в пределах 5 км.

Эпицентр землетрясения располагался в пределах промышленно развитой зоны Среднего Урала (в 115 км к северо-западу от Екатеринбурга), и поэтому оно вызвало большой резонанс в регионе. Землетрясение ощущалось на довольно большой территории Свердловской области и Пермского края. Вблизи эпицентра интенсивность сотрясений достигла 5 баллов. В крупнейших промышленных центрах Урала интенсивность сотрясений не превысила 3 баллов: Кунгур, Екатеринбург, Новоуральск, Первоуральск 3, Пермь 2 - 3, Челябинск 2 балла по шкале MCK-64.

Всего за период 2014 – 2015 гг. в ССД данные бюллетеня SEL1 использованы в определении параметров более 800 землетрясений с магнитудой mb≤4. 5.

Выводы

Использование в оперативном режиме данных и продуктов СТВТО и KNDC в Службе срочных донесений Геофизической службы РАН помогает решать основные задачи ССД - снижать магнитудный уровень, повышать точность определения параметров землетрясений и уменьшать время передачи автоматического донесения о произошедшем землетрясении Alarm. Соглашение между ГС РАН и Подготовительной Комиссией ОДВЗЯИ об использовании данных сейсмических станций в проблеме цунами позволило увеличить общее число станций, участвующих в работе ССД ГС РАН в режиме, близком к реальному времени, до 126-ти, а среднее время передачи Alarm сократить до 17.6 мин, причем для землетрясений территории России - до 12 мин. Расширились возможности настройки автоматического ассоциатора AssocR для отдельных регионов, что позволит сократить время объявления тревоги.

Литература

- 1. Старовойт, О. Е. Использование данных и продуктов Организации по ДВЗЯИ в сейсмическом мониторинге России / О. Е. Старовойт, М. В. Коломиец, М.И. Рыжикова // Вестник НЯЦ РК, 2012. Вып. 2. С. 11 16.
- Старовойт, О. Е. Использование данных и продуктов Организации Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний в сейсмическом мониторинге России / О. Е. Старовойт, М. В. Коломиец, М. И. Рыжикова // Вестник НЯЦ РК, 2014. – Вып. 2. — С. 14 – 19.
- Красилов, С. А. Организация процесса обработки цифровых сейсмических данных с использованием программного комплекса WSG / С. А. Красилов, М. В. Коломиец, А. П. Акимов // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы международной сейсмологической школы, посвященной 100-летию открытия сейсмических станций «Пулково» и «Екатеринбург» // Обнинск: ГС РАН, 2006. – С. 77 – 83.
- Акимов, А. П. Автоматический модуль быстрого определения параметров гипоцентра землетрясения по данным цифровой сейсмической сети / А. П. Акимов // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Четвертой Международной сейсмологической школы // Обнинск: ГС РАН, 2009. – С. 3 – 7.

5. Геофизическая служба РАН [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://www.ceme.gsras.ru.

 Старовойт, О. Е. Мониторинг афтершоковых процессов с использованием данных ОДВЗЯИ на примере Курильских землетрясений 15.11.2006 и 13.01.2007 / О. Е. Старовойт, М. В. Коломиец // Вестник НЯЦ РК, 2008. – Вып. 2. – С. 85 – 89.

ЯДРОЛЫҚ СЫНАҚТАРҒА ЖАППАЙ ТЫЙЫМ САЛУ ТУРАЛЫ ШАРТЫ ҰЙЫМЫНЫҢ ДЕРЕКТЕРІ МЕН ӨНІМДЕРІН РЕСЕЙ СЕЙСМИКАЛЫҚ МОНИТОРИНГІСІНДЕ ПАЙДАЛАНУ

Старовойт О. Е., Коломиец М. В., Рыжикова М. И.

РҒА Геофизикалық қызметі, Обнинск, Ресей

РҒА Геофизикалық қызметі ЯСЖТШҰ мен Қазақстан ұлттық деректер орталығының деректері мен ақпараттық өнімдерін Ресей және шектес аумақтардың мониторингісінде 2014-2015 ж.ж. жедел өңдеу режимінде пайдалану тәжірибесі блістірілген. Цунами проблемасында сейсмикалық станциялардың деректерін пайдалану туралы РҒА ГҚ мен ЯСЖТШҰ Дайындық Комиссиясы арасындағы Келісім жасасудан кейін Жедел хабарлама қызметінің (ЖХҚ) жерсілкінулер туралы алдын ала автоматты хабарламаны (Alarm) жіберудің тиімділігі бағаланады. Ресей аумағында М<4.5 оқиғаларды локациялауында SEL1 бюллетеньнің деректерін ЖХҚ-де пайдалануы көрсетілген.

CTBTO DATA AND DATA PRODUCTS IN SEISMIC MONITORING IN RUSSIA

O. Ye. Starovoit, M. V. Kolomiyets, M. I. Ryzhikova

Geophysical Survey RAS, Obninsk, Russia

The presentation describes experience of Geophysical Service RAS gained from use of CTBTO data and its data products as well as of KNDC data and data products in seismic monitoring in Russia and in bordering areas in near-real time mode data processing in 2014 – 2015. The effectiveness of the automatic sending of preliminary automated earthquake report (Alarm) of Earthquake Early Alert Service (EEAS) is assessed after conclusion of the Agreement between the GS RAS and the Preparatory Commission of the CTBTO on the use of the seismic stations in the problem of tsunami. The use of SEL1 Bulletin data in EEAS for events M<4.5 on Russian territory is shown.

УДК 550.34:621.039.9

ОСОБЕННОСТИ ВОЛНОВОЙ КАРТИНЫ ПОДЗЕМНОГО ЯДЕРНОГО ВЗРЫВА В СЕВЕРНОЙ КОРЕЕ 6 ЯНВАРЯ 2016 ГОДА ПО ДАННЫМ РЕГИСТРАЦИИ РОССИЙСКИМИ СЕЙСМИЧЕСКИМИ СТАНЦИЯМИ

Маловичко А. А., Габсатарова И. П., Коломиец М. В.

Геофизическая служба Российской академии наук, Обнинск, Россия

Представлены результаты анализа записей станциями Геофизической службы РАН подземного ядерного взрыва, произведенного 6 января 2016 г. в Северной Корее. Особое внимание уделено особенностям записей взрыва на региональных расстояниях от 2 до 20 градусов. Сопоставлены результаты локации эпицентра взрыва в оперативном режиме по данным Службы Срочных донесений Геофизической службы РАН, региональных центров ГС РАН, работающих в системе предупреждения цунами, и международных центров СТВТО, NEIC и СSEM. Выполнено сравнение с записями предыдущих событий подобной природы 9 октября 2006 г., 25 мая 2009 г. и 12 февраля 2013 г. Рассмотрены дискриминанты для различения ядерных взрывов и землетрясений.

6 января 2016 г. Корейская Народно-Демократическая Республика (КНДР) объявила о проведении четвертого ядерного испытания в виде подземного взрыва водородной бомбы в районе полигона Пунгери. Тестовые испытания КНДР проводит с периодичностью 3-3.5 года. По сообщению Исполнительного секретаря Подготовительной комиссии Организации Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ/СТВТ) Лассино Зербо «...станции международной сети IMS СТВТО зарегистрировали необычное сейсмическое событие 6 января 2016 г. в 01 час 30 минут (по Гринвичу), местоположение которого близко к полигону ядерных испытаний, ранее произведенных в КНДР. Природа зарегистрированного события будет окончательно определена (подтвержден тип события как ПЯВ подземный ядерный взрыв и взрыв водородной бомбы) после сбора и анализа необходимого объема информации, включающей не только сейсмические записи, но главное – данные радионуклидных станций, регистрирующих распространение инертных газов в атмосфере, как это было сделано по трем предыдущих ПЯВ в КНДР».

В международной прессе, появившейся сразу же после регистрации ПЯВ, специалисты не сомневались во взрывной природе зарегистрированного события исходя из особенностей волновой картины по станциям, удаленным на региональные расстояния. Вместе с тем, высказывались сомнения в факте взрыва водородной бомбы. Вывод был мотивирован относительно слабой энергетической выраженностью события, сопоставимой с предыдущими ПЯВ, произведенными в КНДР (термоядерная бомба создает намного более сильный эффект). P. Richards, известный американский ученый из Lamont-Doherty Earth Observatory Колумбийского университета, обратил внимание на то, что все предыдущие испытания водородных бомб имели энергию в несколько мегатонн и магнитуду mb=6÷7, а магнитуда события 6 января 2016 г. немногим отличалась от 5 (по разным оценкам от mb=4.8 до mb=5.1). Это мнение

поддержано другим ученым – Won-Young Kim. Предварительная оценка мощности ПЯВ, исходя, например, из соотношения mb=0.72lgY(kt) + 4.52 [1] составила ~6 кт.

Международный центр данных (МЦД) ОДВЗЯИ определил уточненные параметры события в каталоге REB (Reviewed event bulletin). Событие, с данными о возможной его природе, присвоенной категории с числовым баллом, было включено в список SSEB (Standard Screened Event Bulletin). Следует отметить, что процедура «отбора» событий (screening) в SSEB в Международном центре данных основана на использовании нескольких критериев [2]: 1) соотношение магнитуд объемной и поверхностной волн (Ms:mb); 2) оценка глубины явления (Depth); 3) соотношение высокочастотных региональных амплитуд P/S (Reg); 4) энергетика сейсмического местоположения и анализ гидроакустического сигнала (Hydro). Пороговое значение фильтрации события определено по критерию Ms:mb - SCOREM, по формуле:

$$SCOREM = \frac{2.20 - (1.25 \cdot mb - Ms)}{2\sigma_M} - 1$$

Критерий Ms:mb применяется ко всем событиям с mb ≥ 3.5, представленным в REB, для которых имеется, по крайней мере, 2 значения Ms. При SCOREM >0 событие отфильтровывается как имеющее природное происхождение, при SCOREM ≤ 0 , событие отбирается для бюллетеня SEB (Standard Event Bulletin) и подвергается дальнейшему исследованию с применением других дискриминантов: по критерию глубины явления (DSRORE), по критерию региональных соотношения амплитуд фаз (RSCORE). Согласно информационному блоку, размещенному на Web-сайте СТВТО, данное сейсмическое событие не «отсеяно» как природное, а отобрано (категория NS) для SEB (Standard Event Bulletin) и проверки природы по соотношению магнитуд объемной и поверхностной волн «scorem», которое оказалось отрицательным (-3.49). Для сравнения – ПЯВ в Северной Корее 12.02.2013 г. характеризовался значением SCOREM = -3.79.

Таким образом, получено подтверждение природы ПЯВ по «магнитудному» критерию. Для полноты картины проведены исследование с использованием третьего из вышеназванных критериев, связанного с соотношение высокочастотных региональных амплитуд P/S (Reg) по записям ближайших региональных станций российской сети.

Параметры взрыва по данным Службы срочных донесений ГС РАН

Событие 6 января 2016 г., магнитуда которого mb=5.1 по среднесетевым оценкам превысила магнитуду двух первых аналогичных событий (9 октября 2006 г. и 25 мая 2009 г.), немного ниже, чем у события 12 февраля 2013 г., было зарегистрировано многими мировыми сетями, в том числе станциями Геофизической службы РАН. Как отмечалось в [3– 5], сейсмическая сеть в режиме Службы Срочных донесений (ССД) ГС РАН представлена не только российскими станциями, но и станциями сейсмических сетей других стран, участвующих в международном обмене данными в оперативном режиме (рисунок 1). Это позволило достигнуть удовлетворительного окружения эпицентра события и получить статистически значимое решение для гипоцентра.



Рисунок 1. Расположение сейсмических станций, зарегистрировавших ядерный взрыв 6 января 2016 г. в Северной Корее и участвующих в его параметризации в режиме ССД ГС РАН

Параметры эпицентра ядерного взрыва в Северной Корее определены в три этапа:

 предварительное автоматическое решение получено уже через 10 минут по данным 23 станций: ТЈN, KLR, ULN, YAK, MA2, TIXI, ZAA0B, BILL, MKAR, CMAR, NRIK, KURK, AAK, BRVK, ARU, KIRV, OBN, PUL, FINES, KIV, WRA, YKA, AKASG, - удаленных на региональные и телесейсмические расстояния;

 первое интерактивное решение получено по данным 39 станций (из дополнительных станций 4 удалены на региональные расстояния от эпицентра -VLA, MAJO, YSS, ZEA);

– уточненное решение получено по данным 62 станций, удаленных на расстояния от 2.01° до 94.48° и достаточно равномерно окружавших эпицентр (рисунок 1) (добавились 3 станции: MSHR, USA0B и ERM, - на региональном расстоянии, станции из бюллетеня SEL1 СТВТО и вступления «arrivals» из бюллетеня KNDC).

Полученные в ССД ГС РАН в оперативном режиме параметры события 6 января 2016 г. в районе ядерного полигона Пунгери были сопоставлены с данными, полученными в оперативном режиме из ряда сейсмологических центров (таблица 1, рисунок 2). Отмечается хорошее совпадение этих данных. Максимальный разброс эпицентров – 6 км, наиболее приближены определения IDC-REB и NEIC, разброс по ним не более 1 км. Определения ССД ГС РАН близки к этим центрам и отклоняются примерно на 4 км к юго-востоку. Можно считать, что в ССД ГС РАН получен обнадеживающий по точности результат локации эпицентра события 6 января 2016 г. В оперативном режиме работали и два региональных центра ГС РАН - на Камчатке и Сахалине, в рамках проекта цунами-службы. Они предоставили свои результаты с задержкой не более 15 минут после произведения ПЯВ, лучшие их решения с использованием региональных годографов также представлены в таблице 1.



Рисунок 2. Положение эпицентров ядерного взрыва в Северной Корее 6 января 2016 г. по данным различных центров

N⁰	Время в очаге, ч-мин-с (GMT)	Широта, град.	Долгота, град.	Глубина, км	К-во станций	mb / N	GAP	Центр
1	01-29-58.6	41.28	129.08	1	39	5.2/15	105	ССД ИОЦ ГС РАН
2	01-30-00.68	41.3046	129.0201	0		MPSP=5.3		SHKL
3	01-29-57.25	41.2902	129.0486	0		MPSP=4.6		KRSC
4	01-30-01.4	41.305	129.039	0	103	5.1	29	NEIC
5	01-30-00.7	41.31	129.05	0	140	5.1	25	CSEM
6	01-30-00.52	41.2863	129.1012	0	27	4.8		IDC-SEL1
7	01-30-00.49	41.3039	129.0481	0	36	4.9/63	45	IDC- REB

Таблица 1. Основные параметры ядерного взрыва в Северной Корее 06 января 2016 г. по данным различных сейсмологических центров

Примечание: ССД ИОЦ ГС РАН – Служба Срочных Донесений Информационно-обрабатывающего центра Геофизической службы РАН; SHKL – Сахалинский региональный центр ГС РАН; KRSC – Камчатский региональный центр ГС РАН; NEIC – Национальный центр информации о землетрясениях Геологической службы США;CSEM – Европейско-Средиземноморский сейсмологический центр; IDC – Международный центр данных, Австрия, Вена (результаты автоматической обработки: SEL1 – Standard Event Lists, уточненный вариант автоматической обработки – REB); GAP – максимальная азимутальная брешь в окружении эпицентра станциями.

Эпицентры события с mb=5.1 по данным различных сейсмологических центров компактно ложатся в область, оконтуренную эллипсом, большая ось которого имеет северо-западное простирание, и не превышает 7 км, малая ось – не более 4 км (S=22 км²).

Записи станций на территории России

Событие 6 января 2016 г. зарегистрировано многими станциями на территории России. Наибольшую информативность несут в себе сейсмические записи ближайших из них: «Мыс Шульца», «Владивосток», «Горнотаежное», «Уссурийск» (станция МО РФ+СТВТО), «Терней», «Хабаровск», «Кульдур», «Зея», «Горный», «Николаевск» (рисунок 3).



→ – место взрыва; ▲ – станции MSH (Δ=2.00°), VLA (Δ=2.78°), GRTR (Δ=3.33°), USRK (Δ=3.61°), TEY (Δ=6.64°), KLR (Δ=8.17°), KHBR (Δ=8.32), GRNR (Δ=10.76°), ZEA (Δ=12.48°)

Рисунок 3. Схема расположения ближайших станций относительно места взрыва 6 января 2016 г.

Записи этих станций частично находятся в непрерывном оперативном доступе для ССД ГС РАН, частично присланы из Сахалинского филиала ГС РАН. Они использовались на этапе уточнения параметров ПЯВ, записи четырех ближайших станций «Мыс Шульца» (MSH), «Владивосток» (VLA), «Горнотаежное» (GRTR), «Уссурийск» (USRK) исследованы на нахождение особенностей волновой картины. Сведения о станциях приведены в таблице 2, положение их показано на рисунке 3.

Все станции расположены в одном квадранте с азимутальным створом от 5° до 60°. Характерные черты взрыва на записях (рисунок 4) четырех ближайших станций (MSHR, GRTR, VLA и USRK) выражаются, в первую очередь, в регистрации максимальной энергии колебаний в продольных волнах, вторичные фазы (Pg-волна) имеют амплитуды примерно в три раза больше, чем регистрируемые в первом вступлении. В более удаленной зоне (записи сейсмостанций «Терней», «Кульдур», «Хабаровск», «Горный») волновая картина несколько иная: Pg-волна регистрируется неуверенно, а максимальная энергия отмечается в группе колебаний, приуроченных к Рп-волне. Во всех четырех случаях на горизонтальных компонентах практически отсутствует Sn-волна, но отчетливо проявляется Lg – волна. На записи станции «Мыс Шульца» Lg – волна особенно отчетливо видна на отфильтрованной записи в полосе 0.5 – 2.0 Гц. При фильтровании в полосе 0.04 – 0.125 Гц выделяется поверхностная волна Релея с максимумом, соответствующим групповой скорости V=2.62 км/с и периодом Т=9.5 с (рисунок 5). Как отмечено в [7], для записей станций, находящихся в I зоне удаления от взрыва, на расстояниях ∆≥200 км, первой регистрируется волна Рп. Однако, судя по величине групповой скорости на записи «Мыс Шульца», удаленной на 220 км (V=6.36 км/с), в первые вступления выходит волна, возможно, иной природы, или, что также вероятно, скорости распространения Рп для этого района ниже стандартных значений по годографу IASP91 или AK135 (V=7.8 км/с).

	Сейсмич	Дата открытия-	Координаты и высота над уровнем моря						
N⁰		Код		закрытия (уста-				Подпочва	Тип оборудования
	пазвание станции, код сети	между- народный	регио- нальный	новки нового оборудования)	φ, °N	λ, °E	h, м		осорудования
1	Владивосток OBN	VLA	- VLAR	01.01.1929 (03.07.2005) 01.06.2014	43.120 43.120 43.119	131.893 131.885 131.885	73 61	кварцит- порфиры	CM-3OC+SDAS CMG-40T + Q330
2	Горнотаёжное SKHL	GRTR	GRT	23.08.2006	43.701	132.163	256	2 кат.	L4C-3D, STS-2+ LS7000XT
3	Горный SKHL	GRNR	ГРН	01.12.1978 (13.08.2005)	50.763	136.449	470	гравий	L4C-3D, STS-2+ LS7000XT
4	Зея SKHL	ZEA	ЗЕЯ	01.06.1976 (29.07.2006) (06.11.2012)	53.757	127.286	273	супесь	L4C-3D, STS-2+ LS7000XT; CM-3KB+UGRA
5	Кульдур OBN+ IMS CTBTO	KLR	-	15.09.1954 (06.10.2010)	49.236	131.738	486	мраморовидный известняк	STS-2+EVROPA
6	Мыс Шульца OBN	MSHR	MSH	01.10.2008	42.580	131.157	84		CMG-3ESP
7	Николаевск- на-Амуре SKHL	NKL	НКЛ	01.07.1970 (21.06.2013) (12.10.2013)	53.150	140.680	15	2 кат.	СКМ-3, СКД, С5С, ОСП-2М; СМ-3ОС+UGRA, СМG-5TD
8	Терней SKHL	TEY	TPH	01.02.1982 (30.09.2005) (09.10.2011)	45.062	136.601	45	2 кат.	L4C-3D, STS-2+ LS7000XT; CMG-6TD; CMG-5T+ CMG-DAS-S6
9	Хабаровск OBN SKHL	HABR KHBR	ХБР	01.04.2005 (11.082005)	48.473	135.052	58	2 кат.	CM-30C+SDAS; L4C-3D, STS-2+ LS7000XT
10	Уссурийск Ussuriysk Array Beam IMS CTBTO	USRK (USA0B- центральный пункт)			44.283	132.083			









Записи трансформированы на вертикальную (BHV), трансверсальную (BHT) и радиальную (BHR) компоненты (азимут 50°) и отфильтрованы – верхняя в полосе 0.04 – 0.125 Гц, три нижних в полосе 0.5 – 2.0 Гц. Амплитуда верхней сейсмограммы компоненты BHZ искусственно увеличена для иллюстрации наличия поверхностной волны

Рисунок 5. Трехкомпонентная запись цифровой станции «Мыс Шульца» взрыва 06.01.2016 г. в Северной Корее Покомпонентное сравнение записей (11-секундный фрагмент) сейсмического события 6 января 2016 г. и ПЯВ 12.02.2013 г., выровненных относительно первой фазы P-волны (рисунок 6), показало, что записи схожи, хотя имеются и незначительные различия. Время пробега Pg – волны относительно Pn одинаковые, полярность первого вступления на всех компонентах одинаковая и положительная.



Рисунок. 6. Покомпонентное сравнение 11-секудного фрагмента записей группы Р-волн двух сейсмических событий, произошедших на испытательном полигоне в КНДР: 06.01.2016 г. и ПЯВ 12.02.2013 г.

Взаимная корреляция записей *P*-волны двух событий изменяется в различных частотных полосах: наиболее подобны записи вертикальной компоненты в полосе частот 0.5–2.0 Гц (R=0.92), в полосе 1.0–3.0 Гц (R=0.83); в полосе 3.0-6.0 Гц (R=0.75); в полосе 4.0-8.0 Гц (R=0.80); а на частотах выше 8 Гц взаимное подобие записей перестает быть значимым, значение коэффициента корреляции падает до R \geq 0.44. Отчасти это можно объяснить различным спектром шумов на станции при регистрации двух событий, что хорошо видно при сравнении спектров шумов и на спектрограммах, построенных при одних и тех же параметрах окон (рисунок 7).

Если за время в очаге принять T₀=01^h30^m00.49^s (IDC-REB), то начало группы волн с максимальными значениями амплитуды регистрируется через 37.17 сек, это соответствует групповой скорости V=5.86 км/с. Близкое значение принято для волны Pg в годографе IASP91 и используемом в работе «Стандартная номенклатура сейсмических фаз» (V=5.8 км/с) [8]. Эта группа, длительностью 2.5 сек, имеет сложное строение (рисунок 5) и, вероятно, сформирована за счет интерференции других отражений, в состав которых могут войти и запредельные отраженные волны PbPb и PgPg. Вероятно, это могло привести к некоторому увеличению амплитуды сигнала в этой группе. Следует отметить, что южно-корейские сейсмологи используют для интерпретации в качестве Рд-волны групповую скорость V=6.0 км/с [9], а для выделения и интерпретации региональных сейсмических фаз на записях ПЯВ в Северной Корее в [10] используют интервалы групповых скоростей: $Pn - V=7.8 \div 6.4$ км/с; $Pg - V=6.3 \div 5.1$ км/с; Lg – V=3.7 $\div 2.9$ км/с; волна Релея – V=5.0 $\div 2.0$ км/с. В группе поперечных волн отчетливо выделяется Lg-волна, имеющая групповую скорость $\sim V = 3.50$ км/с. Цуг поверхностной волны Релея отмечен на записи, отфильтрованной в полосе 0.04–0.125 Гц, и характеризуется групповой скоростью от 3.2 до 2.4 км/с с максимумом V =2.69 км/с (рисунок 4).



Рисунок 7. Спектрограммы (частотно-временные диаграммы) двухминутных фрагментов записей двух взрывов в Северной Корее: а – 12 февраля 2013 г.; б – 6 января 2016 г. Станция «Мыс Шульца». Вертикальная компонента



→ – место взрыва; ▲ – станции «Долинск» (DOL), «Корсаков» (КОR), «Невельск» (NEV), «Южно-Сахалинск» (YSS), «Огоньки» (ОGK), «Ильинское» (ILY), «Оха» (ОКН), «Южно-Курильск» (YUK), «Курильск» (KUR), «Северо-Курильск» (SKR)

Рисунок 8. Схема расположения станций с трассами, проходящими через акватории Японского и Охотского морей, относительно места взрыва 6 января 2016 г. На записях станций с трассами распространения сейсмических лучей, проходящими через акватории Японского и Охотского морей (рисунок 8), и удаленных на расстояния более $10^{\circ}-20^{\circ}$, отмечается иная волновая картина – выделяются при фильтровании в полосе 1.0-4.0 Гц только первые вступления в группе *P*-волн, практически нет поперечных (*Sn*, *Lg*) волн и поверхностных волн (рисунок 9).

Иная волновая картина зарегистрирована станциями Байкальской сети, удаленными от эпицентра события на Δ =14.4°–21.8°, здесь максимум энергии связан с *Lg*-волной, но записи отфильтровываются в узкой полосе частот 0.5–2.0 Гц.



Рисунок 9. Записи вертикальной компоненты, отфильтрованные в полосе 1.0–4.0 Гц. Станции Сахалина и Курильских островов

Сравнение записей взрывов 9 октября 2006 г., 25 мая 2009 г., 12 февраля 2013 г. и 6 января 2016 г.

Параметры 4-х взрывов по данным Информационно-обрабатывающего Центра ГС РАН представлены в таблице 3.

По имеющимся в распоряжении авторов данным только одна сейсмическая станция «Владивосток» из рассматриваемых станций записала все четыре взрыва в Северной Корее (региональное расстояние ~305 км). На рисунке 10 приведены ее трехкомпонентные записи всех четырех ПЯВ в едином амплитудном масштабе без применения фильтрации.

via (bho	Pn Pg Lg
06Oct09 01:32:00.0	Ph
vta/bhe 06Oct09 01-32:00 0	
vla/bhz	Pn Pg Lg
06 Oc t09 01 :32 :00.0	Pn Pn
vla/bhz 09May25 00:53:50.0	With the Will have a second low and a second and a second and the
	Pn L L Lature Lature
vla/bhn 09May25 00:53:56.0	
station	ենց անաձանականություն են
09May25 00:53:56.0	
	Pn Pg
VLA/bhz 13Feb12	- How with the man and a second with the pattern of the second second second second second second second second
02:47:53.4	blan hiddelight an
	ditte did dation to a second discovery and a second difference of the second second second second second second
VLA/bhe 13Feb12 02:53:58.0	
	and the state of the second state of the secon
VI Aðshr	the first of the first section of the state
16.Jan06 01:21:00.0	- India and the first standard and the standard and the standard standard and the standard s
	Pn I I I I I I I I I I I I I I I I I I I
VLA/bhn 16Jan06	
01:21:00.0	Nullin he had bld at reach a free triber and free of reactions to
VLAbhe	Although the faith land in some and state i half that infrank million and see a set and some and see a second a
01:21:00.0	And the hold of the second
	000420 000500 000500
00.04.00	

относительное время (час:мин:сек)

Рисунок 10. Трехкомпонентные записи трех взрывов в Северной Корее. Цифровая станция «Владивосток». Без фильтрации

В волновой картине четырех взрывов наблюдаются как схожие, так и отличительные черты, что, в том числе, определяется различными мощностью и механизмами проведения ПЯВ. Схожими чертами во всех случаях являются: 1) интенсивная вторичная волна Pg, которая регистрируется через 5.1 сек после первого вступления и хорошо заметна как на вертикальных, так и на горизонтальных составляющих; 2) практическое отсутствие выраженных Sn –волн; 3) наличие Lg –волны (лучше видна на фильтрованной записи в полосе $0.5-1.5 \Gamma u$.

Отличительные черты (лучше видны на фильтрованных записях) связаны с поверхностной волной Релея – для первого события волна практически отсутствует, а для других событий имеет разную интенсивность. Это видно на спектрограммах и спектрах (рисунки 11 и 12).

На частотно-временных диаграммах (спектрограммах) (рисунок 11), построенных с помощью программы «Geotool» [11], можно видеть изменчивость частотного состава со временем в пределах всей записи. При построении спектрограмм длина скользящего временного окна составила 5 сек, сдвиг – на 0.6 сек. Амплитуда спектра мощности нормирована на максимум и показана различным цветом, согласно легенде справа. Шкала частоты показана слева.

Таблица 3. Основные параметры ядерных взрывов в Северной Корее 9 октября 2006 г., 25 мая 2009 г., 12 февраля 2013 г. и 6 января 2016 г. по данным ССД ГС РАН

N⁰	Дата	Время в очаге, ч-мин-с (GMT)	Широта, град.	Долгота, град.	Глубина, км	К-во станций	mb / N	GAP	Эпицентральное расстояние, град.
1	09.10.2006	01-35-26.0	41.31	128.6	0	11	4.0/6	125	2.83-73.66
2	25.05.2009	00-54-40.9	41.29	129.07	0	51	5.0/31	95	2.78–94.48
3	12.02.2013	02-57-49.4	41.31	129.10	1	70	5.3/36	42	1.99–94.44
4	06.01.2016	01:29:59.0	41.28	129.09	1	39	5.2/15	105	2.78-68.70

ОСОБЕННОСТИ ВОЛНОВОЙ КАРТИНЫ ПОДЗЕМНОГО ЯДЕРНОГО ВЗРЫВА В СЕВЕРНОЙ КОРЕЕ 6 ЯНВАРЯ 2016 ГОДА ПО ДАННЫМ РЕГИСТРАЦИИ РОССИЙСКИМИ СЕЙСМИЧЕСКИМИ СТАНЦИЯМИ



Рисунок 11. Сравнение частотно-временных диаграмм четырех взрывов в Северной Корее: a – 9 октября 2006 г.; б – 25 мая 2009 г.; в – 12 февраля 2013 г.; г – 6 января 2016 г.

Как видно из спектрограммы наибольшую энергию несут в себе объемные продольные волны в полосе частот от 1,5 до 7 Γu на станции Владивосток. Для ПЯВ 12 февраля 2013 г. группа Р-волн выглядит более компактной в частотной полосе от 2 до 4 Γu . Большая часть энергии каналовых волн Lg сосредоточена в полосе 1–2 Γu . Запись ПЯВ 25 мая 2009 г. (рисунок 11 б) самая «богатая» в спектральном отношении – все волны имеют более широкий спектр, относительно других ПЯВ.

В спектрах продольных волн *Pn* и *Pg* прослеживаются отчетливые минимумы, особенно заметные на спектре ПЯВ 12 февраля 2013 г. (рисунок 12-а). Спектр ПЯВ 6.01.2016 г. по уровню и по внешнему виду в основном повторяет спектр ПЯВ 12 февраля 2013 г. Наиболее выраженный минимум на спектрах всех событий в области 4.7 Гц связан, вероятно, с поглощающими свойствами среды (для ПЯВ 6 января 2016 г. он смещен на 4.2 Гц). В спектре записи фрагмента с Lg+LR-волнами максимум связан с интервалом частот 0.3–1 Гц. Наибольшие значения имеет амплитуда спектра ПЯВ 12 февраля 2013 г. (рисунок 12-б), амплитуда спектра ПЯВ 6 января 2016 г. примерно на 5 дБ ниже.



Рисунок 12. Сопоставление спектров волн ядерных взрывов в Северной Коре: а – волны Pn+Pg (фрагмент записи 15 с); б – волны Lg+LR (фрагмент записи 70 с. Станция «Владивосток»

Сейсмические дискриминанты

Проведено исследование сейсмических записей ближайших станций к месту ядерных испытаний в Северной Корее - «Мыс Шульца», «Владивосток» и «Кульдур», - с точки зрения эффективности отдельных дискриминантов при распознавании природы событий (взрывов и землетрясений). В [3–5] на примерах записей двух более ранних ПЯВ в Северной Корее показано, что спектральные отношения волн Pg/Lg на российских региональных станциях, расположенных в азимутальном створе 40–90°, имеют такую же эффективность, как и китайская станция MDJ (Δ =373 км, Az=6°) [12], а также другие станции Китая и Южной Кореи, расположенных на расстоянии Δ =190–560 км в различных азимутах [13].

Для получения вероятностного критерия различения взрывов и землетрясений, широко используются амплитудные спектры и их отношения для волн *Pn*, *Pg*, *Sn* и *Lg* [13], а также логарифмы спектральных отношений фрагментов названных фаз [9, 10, 12]. При этом для ПЯВ в Северной Корее, как показано в [9, 10], на станциях Южной Кореи и Китая получены устойчивые результаты на среднесетевых значениях.

Впервые для ПЯВ. произведенного 06 января 2016 г., рассчитаны среднесетевые значения log Pg/Lg по четырем станциям, расположенным на расстояниях Δ =2.0–3.61°: «Мыс Шульца», «Владивосток», «Горнотаежное» и «Уссурийск». На станции «Владивосток» использованы записи сейсмометра СМG -40T (1.0–20 Гц), установленного в 2014 г. в рамках сотрудничества с Южно-Корейской сейсмологической службой (КІGAM - Коrea Institutes of

Geoscience and Mineral Resources). Полученные значения сопоставлены с аналогичными данными по станции MDJ из [12] (рисунок 13) и со среднесетевыми значениями для всех трех ПЯВ по данным Южно-Корейских станций [10] (рисунок 14). Установлено хорошее их соответствие.





Рисунок 13. Логарифм спектральных отношений Pg/Lg по записям четырех станций («Мыс Шульца», «Владивосток», «Горнотаежное» и «Уссурийск») на фоне двух кривых спектральных отношений Pg/Lg. Расстояние от эпицентра ПЯВ Δ=2.0-3.61°



 - значение спектрального отношения Pg/Lg по данным четырех российских станций

Рисунок 14. Среднесетевые спектральные отношения Pg/Lg для семи сейсмических событий (три ПЯВ в Северной Корее, четыре ближайших к ним землетрясения) [по 10]

ИССЛЕДОВАНИЕ КИНЕМАТИЧЕСКИХ ОСОБЕН-НОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН НА РЕГИОНАЛЬНЫХ РАССТОЯНИЯХ

Достоверность результатов о местоположении гипоцентров сейсмических событий, кроме полноты анализируемого объема данных по станциям, хорошо окружающих эпицентр, зависит от используемого годографа сейсмических фаз. Ранее [14] по результатам регистрации ПЯВ на территории России было показано, что наблюденные времена прихода региональных фаз имеют отклонения от годографов IASP91 [15] (AK135 [16]). Эти годографы построены для обобщенной модели земной коры, описывающей в основном сейсмоактивные области Земли и не учитывают региональные неоднородности в земной коре и верхней мантии. В [14] сделаны следующие выводы относительно годографов для обобщенной модели земной коры:

 для платформенных областей на расстояниях от источника 1500 – 2000 км отклонения могут достигать -8/-10 секунд для *Pn*, -15/-20 секунд для *Sn*;
для областей кайнозойской складчатости – от

-2 до +4 секунд для Pn и -5/+5 для Sn;

– времена пробега волн Pg, характеризующие среднюю скорость в земной коре, по величинам отклонений от годографа IASP91, делятся на три группы: для платформ; палеозойских массивов и тектонически-активных областей. Для первой группы характерны отклонения до +3/-5 сек на расстояниях 700–1000 км. Времена пробега в тектонически-активных областях практически совпадают с годографом IASP9; времена пробега волн Lg характеризуются большими разбросами даже в пределах однородных провинций.

Собранные авторами записи по ПЯВ 6 января 2016 г., с одной стороны, получены при хорошем окружении эпицентра ПЯВ станциями, с другой стороны, станции находились в разных тектонических зонах. Проведена оценка степени близости зарегистрированных времен пробега с обобщенным годографом АК135. С этой целью построены редуцированные годографы для Рп-волны, так как наибольшее число вступлений участвующих в локации относится именно к этой волне. Редуцированные годографы являются результатом вычитания из наблюденных времен или рассчитанных по годографу АК135, прямолинейного годографа с заданной кажущейся скоростью, принятой в данном случае V_{Pn}=8 км/с. Время проведения ПЯВ было принято $T_0=01^h30^m00.49^s$, из IDC-REB. На график (рисунок 15) нанесены также редуцированные годографы Р.З. Тараканова для трех Дальневосточных зон: западной, южной и Курило-Японской [17].

Известно, что на примере анализа результатов обработки афтершоков Шикотанского землетрясения 1994 г. было показано [18], что отмечаются значительные, и при этом систематические, расхождения параметров землетрясений по результатам обработки в различных сейсмологических центрах, использующих разные годографы. Эти отклонения связывались, в первую очередь, с особенностью строения отдельных блоков тектоносферы в регионе. Учет таких неоднородностей и особенностей годографа особенно важен для станций в редких сетях, где при локации возникает необходимость использования не только первых вступлений, но и вторичных фаз – S-волн.





Рисунок 15. Сопоставление редуцированных годографов АК135 и для Дальневосточного региона [по Тараканову Р.3.,2005]

Приведенные графики редуцированных годографов с наложенными на них наблюденными временами пробега Pn-волны хорошо иллюстрируют картину отклонения последних от годографа АК135. Большая часть станций ближней зоны с расстояниями менее 1000 км имеет времена пробега Рп-волны лучше всего описываемые годографом Тараканова для Курильского и Японского регионов, включая китайскую станцию MDJ и японскую MAJO. Станции, расположенные на территории Китая (BJT, HIA) и станция «Горный» (GRNR) имеют времена пробега близкие к годографу Pn^{AK135}. Большая часть станций, расположенных на острове Сахалин, имеет времена пробега Pn-волны, близкие к западному Дальневосточному годографу Тараканова и отклоняются от годографа АК135 на расстояниях в 1200 км примерно на 4 с в большую сторону, тем самым, характеризуя более низкоскоростную среду, чем в модели годографа АК135. Кинематическая калибровка станций международной сети, инициированная рядом международных организаций (СТВТО, IASPEI и др.) относительно глобального годографа IASP91 [15], позволила количественно оценить эти отклонения.

Для станций Дальневосточного региона такие отклонения в зависимости от расстояний могут достигать 2–4 с для Pn-волн и до 12 с для Sn-волн (рисунок 16) [14]. Более того, как показано в [19], если ~10 лет назад коррекции к годографу IASP91 строились на основе собранных данных по событиям "ground truth", то начиная с 2012 г. в IDC успешно проводят коррекции на основе RSTT (Regional Seismic Travel Time) моделирования с использованием «3D Earth». Графические изображения таких коррекций для станций «Уссурийск» и «Ургал (Кульдур)», предлагаемые для работы с программой «Geotool», показаны на рисунке 17.



Рисунок 16. Временные отклонения от годографа IASP91 по сейсмической станции «Южно-Сахалинск», рассчитанные по трехмерной скоростной модели [14] для волн: а – Pn; б – Sn



Рисунок 17. Отклонения от годографа IASP91 в волнах Pn на основе RSTT

Как видно из рисунка 17, временные отклонения в месте проведения ПЯВ могут достигать порядка 1.5–2 с, что не противоречит наблюденным данным по станции «Кульдур» (рисунок 15), но несколько преувеличено для станции «Уссурийск» (USA0B на рисунок 15).

Выводы

Проведенный анализ волновой картины четырех ПЯВ, проведенных в Северной Корее, на российских станциях в региональной зоне для ПЯВ 06 января 2016 г. подтверждает ранее установленные признаки предыдущих ядерных взрывов: короткопериодный характер записи в первых вступлениях продольных волн, максимальная энергия в объемных волнах (в полосе 2-4 Гц), относительно малая интенсивность поперечных волн группы *Sn*, *Sg*, и весьма интенсивная в узком частотном диапазоне каналовая волна типа Lg.

Эффективность дискриминанта логарифм спектрального отношения Pg/Lg, подтверждается на среднесетевых значениях российских станций.

Очевидно, что для корректного использования годографа AK135 (IASP91) и для более точной локации гипоцентров событий Дальневосточного региона при использовании данных региональных станций необходимо применять систему коррекций (например, SSSC – station-specific source corrections).

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Кедров, О.К. Сейсмические методы контроля ядерных испытаний / О.К. Кедров // Изд-во ИФЗ РАН. Москва Саранск, 2005. С. 420.
- 2. Бобров, Д.И. Существующая система отбора событий в Международном Центре Данных / Д.И. Бобров, Дж.М. Койн // Вестник НЯЦ РК, 2009. № 3 С. 11–16.
- Старовойт, О.Е. Регистрация подземного ядерного взрыва в Северной Корее Геофизической службой РАН / О.Е. Старовойт, И.П. Габсатарова, М.В. Коломиец / Вестник НЯЦ РК, 2008. – Вып.2. – С. 27-32.
- Маловичко, А.А. Особенности волновой картины подземного ядерного взрыва в Северной Корее 25 мая 2009 года по данным регистрации российскими сейсмическими станциями / А.А. Маловичко, И.П., Габсатарова, М.В. Коломиец // Вестник НЯЦ РК, 2010. – Вып.3. – С. 45–52.
- Маловичко, А.А. Особенности волновой картины подземного ядерного взрыва в Северной Корее 12 февраля 2013 года по данным регистрации российскими сейсмическими станциями / А.А. Маловичко, И.П. Габсатарова, М.В. Коломиец // Вестник НЯЦ РК, 2014. – Вып.2 (58). - С. 20–29.
- 6. Землетрясения России в 2013 г. Обнинск: ГС РАН, 2015. 224 с.
- Пасечник, И.П. Характеристики сейсмических волн при ядерных взрывах и землетрясениях / И.П. Пасечник // М. Наука. 1970. – 193 с.
- Storchak, D. Standard nomenclature of seismic phases. Information Sheet IS 2.1 / D.Storchak, P. Bormann, J. Schweitser Editor Peter Bormann. GeoForschungsZentrum Potsdam // IASPEI New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP). -Volume 1. – 2002–2012.
- 9. Sheen and G. Kim // Geophys. J.Int. 2010.180.pp. 243-250, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04422.x
- Zhao, L.F. Estimation of the 25 May 2009 North Korean Nuclear Explosion / Lian-Feng Zhao, Xiao-Bi Xie, Wei-Min Wang, Zhen-Xing Yao Yield. //Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 102, No. 2, pp. 467–478, April 2012, doi: 10.1785/0120110163
- Coyne, J. Clark K., Lloyd S. IDC Documentations Geotool Software User Tutorial / J. Coyne, K. Clark, S. Lloyd / 16 July 2003. - P 59.
- 12. Richards, P.G. Analysis of digital seismograms from nuclear explosions across forty years / P.G. Richards, W.-Y.Kim // Вестник НЯЦ РК, 2008. Вып.2. С. 21–26.
- Гамбурцева, Н.Г. Сейсмический метод идентификации подземных ядерных взрывов и землетрясений на региональных расстояниях / Н.Г. Гамбурцева [и др.] // Физика Земли, 2004. – №5 – С. 80–94.
- 14. Кириченко, В.В. Использование подземных ядерных взрывов, проведенных на Семипалатинском испытательном полигоне, для сейсмической калибровки центральной части Северной Евразии / В.В. Кириченко, Ю.А. Краев // Геофизика и проблемы нераспространения. Вестник НЯЦ РК, 2001. – Вып. 2. – С. 69–76.
- 15. Shin, J.S. Regional observations of the second North Korean nuclear test on 2009 May 25. / J.S. Shin, D.-H.
- 16. Kennett, B.L.N. (Compiler and Editor). IASPEI 1991 Seismological Tables / B.L.N. Kennett / Bibliotech, Canberra, Australia, 1991. 167 p.
- 17. Kennett, B.L.N. Engdahl, E.R. & Buland R., 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times, Geophys J Int, 122, 108–124.
- 18. Тараканов, Р.З. Новые годографы Р и S-Р -волн для Дальневосточного региона / Р.З. Тараканов // Владивосток, 2005.
- Fan, G. Validating and Applying Regional Seismic Travel Time Models to IDC Event Detection and Location / G. Fan, J. Given, D. Bobrov // CTBTO PrepCom, IDC, Vienna, Austria. http://www.ctbto.org/fileadmin/snt2013/posters/T1-P64.pdf.

РЕСЕЙ СЕЙСМИКАЛЫҚ СТАНЦИЯЛАРЫМЕН ТІРКЕУ ДЕРЕКТЕРІ БОЙЫНША 2016 ЖЫЛҒЫ 6 ҚАҢТАРДАҒЫ СОЛТҮСТІК КОРЕЯДА ЖЕРАСТЫ ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТЫҢ ТОЛҚЫНДЫҚ СҮРЕТІНІҢ ЕРЕКШЕЛІКТЕРІ

Маловичко А. А., Габсатарова И. П., Коломиец М. В.

РҒА Геофизикалық қызметі, Обнинск, Ресей

Солтүстік Кореяда 2016 ж. 6 қаңтарда жүргізілген жерасты ядролық жарылыстың РҒА Геофизикалық қызметі станцияларының жазбаларын талдау нәтижелері берілген. Ерекше назар жарылыстың 2 ден 20 градуске дейін аймақтық қашықтықтардағы жазбаларының ерекшеліктеріне аударылған. РҒА Геофизикалық қызметінің Жедел хабарлама қызметінің, цунами туралы хабарлау жүйесінде жұмыс істейтін РҒА ГҚ аймақтық орталықтарының, СТВТО, NEIC және CSEM халықаралық орталықтардың деректері бойынша жедел режимінде жарылыстың эпиорталығын локациялау нәтижелері салыстырылған. Тәрізді тегіндегі 2006 ж. 9 қазанда, 2009 ж. 25 мамырда және 2013 ж. 12 ақпандағы оқиғалардың жазбаларымен салыстыру орындалған. Ядролық жарылыстар мен жерсілкінулерді айыру үшін дискриминанттар қарастырылған.

WAVEFORM FEATURES OF UNDEGROUND NUCLEAR EXPLOSION IN NORTH KOREA ON JANUARY 06, 2016 ACCORDING TO DATA FROM RUSSIAN SEISMIC STATIONS

A.A. Malovichko, I.P. Gabsatarova, M.V. Kolomietc

Geophysical Survey RAS, Obninsk, Russia

The results of the analysis of RAS station records for underground nuclear explosion produced on January 6, 2016 in North Korea are presented. Particular attention is paid to the peculiarities of explosion records at regional distances from 2 to 20 degrees. The results of the epicenter location according SSD GS RAS, regional centers of GS RAS operating in the tsunami warning system, and international IDC CTBTO, NEIC and CSEM centers are compared. A comparison with the records of previous events of this nature of 9 October 2006, May 25, 2009 and February 12, 2013 is provided. The discriminants for nuclear explosions and earthquakes are considered.

ВАЖНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ, ПОЛУЧЕННЫЕ БЛАГОДАРЯ ОТКРЫТИЮ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРУПП В КАЗАХСТАНЕ

Михайлова Н. Н.

Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан

Приведены результаты использования данных сейсмических групп, расположенных на территории Казахстана. Кроме мониторинга ядерных испытаний, выделены три основных направления использования этих данных, важные для региональной сейсмологии: сейсмический мониторинг землетрясений и промышленных взрывов, выявление новых типов сейсмических источников и их параметризация, детальный анализ волновой структуры записей землетрясений для получения новых данных о формировании «далекой» коды Lg-волн.

Период 1999 - 2006 гг. явился совершенно уникальным этапом развития в Казахстане сейсмологических наблюдений: в течение столь короткого времени одна за другой вводились в строй новые сейсмические группы. Оператором сети сейсмических групп в комплексе с рядом других станций является Институт геофизических исследований, в то время входивший в состав Национального ядерного центра РК [1]. Основное назначение создаваемых сейсмических групп - мониторинг ядерных испытаний и землетрясений в составе глобальных сетей наблюдений. Три сейсмические группы: Маканчи, Боровое и Курчатов-Крест, - входят в Международную систему мониторинга (МСМ), создаваемую в соответствии с Договором о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ) [2]. При этом Маканчи является первичной станцией Международной системы сейсмического мониторинга (МСМ), Боровое и Курчатов-Крест входят в сеть вспомогательных станций МСМ [3]. Две сейсмические группы – Каратау и Акбулак созданы совместно с Центром прикладных технологий воздушных сил, АFTAC (США) и интегрированы в сеть мониторинга ядерных испытаний AFTAC [4].

Сейсмические группы имеют различную конфигурацию и апертуру [5]. Так, конфигурация четырех групп (Маканчи, Боровое, Каратау, Акбулак) представляет (условно) две концентрических окружности с размещенными вдоль них девятью элементами (вертикальные сейсмометры) и центральный элемент (трехкомпонентный сейсмометр). Апертура их составляет 3–4 км. Это, так называемые, мало- апертурные сейсмические группы (рисунок 1-а).

Сейсмическая группа Курчатов-Крест [5] имеет конфигурацию в виде двух взаимно ортогональных профилей с 21 размещенными элементами (20 вертикальных сейсмометров, 1 центральный – трехкомпонентный сейсмометр) – рисунок 1-б. Апертура группы составляет 22,5 км.

Сейсмометры на всех группах размещены в скважинах глубиной 25–60 м. Подробная информация о сейсмических группах и их аппаратурном оснащении размещена на веб-сайте Казахстанского национального центра данных [5].



Рисунок 1. Конфигурация сейсмических групп: а – Маканчи (аналогична конфигурации сейсмических групп Боровое, Каратау, Акбулак): б – Курчатов - Крест

Данные со всех сейсмических групп поступают в Казахстанский национальный центр данных (КНЦД) в г. Алматы, а также передаются в международные Центры данных (IDC, NEIR, ISC, EMSC, GSRAS), где успешно используются в глобальном сейсмическом мониторинге. Так, все казахстанские группы участвовали в регистрации и оперативной обработке сейсмических записей четырех ядерных испытаний, произведенных в Северной Корее, во всех международных центрах данных [6, 7]. Данные казахстанских сейсмических групп постоянно используются при обработке сильнейших землетрясений мира, к ним активно обращаются исследователи разных стран для применения в различных областях геофизики, в том числе для изучения структуры Земли и создания более полных её моделей [8].

Огромный вклад сейсмические группы внесли и в региональную сейсмологию Центральной Азии. Главными направлениями использования данных сейсмических групп, по которым получены важные, совершенно новые результаты, имеющие как практическое значение для задач оценки сейсмической опасности и снижения сейсмического риска, так и фундаментальное значение для развития представления о строении и геодинамике региона, являются:

1. Региональный мониторинг землетрясений и промышленных взрывов на территории Казахстана и соседних стран Центральной Азии.

2. Выявление новых типов сейсмических источников и их параметризация.

3. Детальное изучение волновых полей от региональных землетрясений для характеристики литосферных неоднородностей в Центральной Азии.

1. РЕГИОНАЛЬНЫЙ МОНИТОРИНГ

До создания новых сейсмических групп региональный мониторинг в Казахстане осуществлялся сетью сейсмических станций Сейсмологической опытно-методической экспедиции (СОМЭ) МОН РК. Станции этой экспедиции были сконцентрированы в основном на юге и юго-востоке страны (рисунок 2), все они были трехкомпонентными, сейсмоприемники располагались в штольнях, шурфах, на постаментах на поверхности грунта. Обработка данных мониторинга с составлением каталогов землетрясений проводилась также в СОМЭ.

Высокая плотность станций в районе Северного Тянь-Шаня близ г. Алматы и низкая в других регионах отразилась на эффективности сети по уровню представительного энергетического класса. Минимальный уровень представительной регистрации (К=6 энергетического класса) был обеспечен именно в районе хребтов Заилийский и Кунгей Алатау близ г. Алматы. На удалении во всех направлениях в пределах сейсмоактивной части Казахстана этот уровень возрастал до 9–10. Как видно из рисунка 2, практически 85% территории Казахстана не было охвачено сейсмическими наблюдениями и, с точки зрения изучения сейсмичности, эта территория оставалась белым пятном.

Установка нескольких дополнительных трехкомпонентных станций вряд ли кардинально изменила бы ситуацию, поскольку для локализации источников сигналов потребовалась бы сеть станций с определенной плотностью. В этом отношении сейсмическая группа имеет неоспоримые преимущества перед единичной станцией - даже по одной группе, зарегистрировавшей близкие или региональные события, источник может быть локализован. Обработка записей сейсмических групп предусматривает определение времен вступлений различных сейсмических фаз, азимута на источник (баказимута), а также кажущейся скорости. Разность времен вступлений сейсмических фаз позволяет оценить эпицентральное расстояние. По расстоянию и баказимуту может быть найден эпицентр. Кажущаяся скорость помогает в правильной интерпретации типа сейсмической волны. Баказимут и кажущаяся скорость сейсмических сигналов определяются с использованием пространственно-временного спектрального анализа записей (f-k – анализ) [9], В КНЦД для этих целей используются программные пакеты Seetools (предоставлен национальным центром данных США, US NDC) и Geotool [10]. В последнее время применяется также корреляционный метод определения азимута и кажущейся скорости сигналов [11], составляюоснову программного пакета РМСС ший Progressive Multi Channel Correlation (предоставлен французским национальным центром данных).

По сейсмическим группам имеется возможность обнаружения и параметризации более слабых событий, чем по отдельной трехкомпонентной станции за счет того, что соотношение сигнал/шум может быть значительно увеличено, максимально до $G=\sqrt{N}$ раз (N – количество элементов группы), за счет суммирования отдельных трасс с учетом задержек во времени.



Рисунок 2. Схема расположения сейсмических станций СОМЭ МОН РК

На рисунке 3 приведена схема расположения сейсмических станций, в том числе сейсмических групп, работающих под управлением РГП ИГИ на территории Казахстана.



трехкомпонентная сейсмическая станция; 2 – сейсмическая группа;
сейсмические группы Зеренда, Чкалово, Восточная большебазовой системы Боровое, находящиеся на модернизации)

Рисунок 3. Схема расположения сейсмических станций РГП ИГИ

Из рисунка 3 видно, что сейсмические группы расположены по периметру Казахстана, что позволяет с успехом использовать их данные для сейсмомониторинга как внутри территории, так и за её пределами. Отметим, что новые группы расположены в существенно разных с точки зрения сейсмических условий районах: две из них – Маканчи (MKAR) и Каратау (KKAR), – в сейсмически активных областях восточного и южного Казахстана, три других – Акбулак (ABKAR), Боровое (BVAR) и Курчатов (KURK), - в асейсмичных или слабоактивных районах.

Результаты работы сети сейсмических групп коренным образом изменили взгляд на сейсмичность всей территории Казахстана. Во-первых, выявлены новые сейсмически активные области в той части территории, которая раньше считалась асейсмичной в соответствии с действующей картой общего сейсмического районирования Казахстана [12]. Во-вторых, там, где и раньше было известно о наличии сейсмичности, благодаря высокой эффективной чувствительности сейсмических групп, удалось зарегистрировать и локализовать слабые события, тем самым детализировать сейсмическую обстановку в районе групп. На рисунке 4-а приведен пример графика дальности регистрации событий разной магнитуды сейсмической группой Маканчи в диапазоне эпицентральных расстояний до 15°, а также карта минимальных регистрируемых энергетических классов событий на территории Казахстана и сопредельных стран Центральной Азии (рисунок 4-б).

По сравнению с трехкомпонентными станциями сейсмическая группа на одних и тех же расстояниях способна представительно (без пропусков) регистрировать события почти на единицу магнитуд меньше [13]. Из рисунка 4-б видно, что вблизи самой группы регистрируются события с магнитудой от mb=0 и выше. По сейсмическим группам Маканчи и Каратау получены детальные данные о сейсмичности непосредственно в районах расположения групп, установлены ранее неизвестные районы как природных, так и искусственных событий (промышленные, учебные военные взрывы). Анализ аналогичных графиков дальности по всем сейсмическим группам показал, что для территории Казахстана в настоящее время представительной магнитудой mb событий является mb=3,5, по энергетическим классам K=8,5.



Красные точки – события из оперативного сводного бюллетеня КНЦД; черная линия – уровень представительных магнитуд; цветовая шкала – энергетические классы



На рисунке 5 приведена карта эпицентров сейсмических событий разной природы (в основном, землетрясений и промышленных взрывов) на территории Казахстана за 2014–2015 гг.

Из рисунка 5 следует, что на всей территории Казахстана проявляется активная сейсмичность, ежегодно регистрируется более 10000 сейсмических событий. Но, безусловно, не все эти события являются природными землетрясениями. Полученные данные стали стимулом к изучению критериев идентификации природных землетрясений на фоне большого количества различного рода техногенных сигналов. Впервые в результате полевых работ и сбора литературных данных были установлены все районы, где действуют объекты, активно проводящие взрывные работы (добыча полезных ископаемых, военные учебные взрывы). Регистрируемые сейсмические события от таких источников создают трудности для изучения естественных сейсмотектонических событий, проведения исследований геодинамического состояния земной коры и литосферы, а также для решения практических задач сейсмической безопасности. Идентификация природы источников необходима также для создания сейсмических каталогов, свободных от техногенных событий, содержащих только достоверные сведения о тектонических землетрясениях, поскольку такие каталоги являются основным источником для обоснования оценки сейсмической опасности различных регионов.



Рисунок 5. Карта эпицентров сейсмических событий за период 2014 - 2015гг. по данным КНЦД

С другой стороны, при изучении платформенных областей все большее внимание уделяется взаимодействию процессов техногенного происхождения и природной сейсмичности, процессов накопления и развития медленных деформаций вплоть до возникновения природно-техногенных землетрясений [14]. В таких районах, как показали оценки, поток высвобожденной сейсмической энергии, генерируемой взрывными работами, на 2 - 4 порядка может превышать потоки энергии от природных землетрясений. К изучению разных типов источников, их идентификации в сейсмических бюллетенях, составлению каталогов землетрясений для всей территории Казахстана обращается все больше исследователей. Данные сейсмических групп, современные методы спектрального и корреляционного анализа, сбор независимых данных о карьерах позволили распознавать природу абсолютного большинства событий, создавать базы данных с указанием этой природы. Ежегодно в сейсмических бюллетенях Казахстана специальными метками индексируется порядка 4000 и более промышленных взрывов. Результаты работ по идентификации природы сейсмических событий передаются в Международные центры ISC и EMSC.

Безусловным достижением последних лет является появившаяся возможность инструментальной регистрации землетрясений в Западном Казахстане. В этом регионе удалось получить инструментальные записи землетрясений естественной природы, а также землетрясений, вызванных техногенной деятельностью в районах активной добычи углеводородного сырья. Ранее в различных источниках [15, 16] приводились сведения о возможных землетрясениях и существующих сейсмогенерирующих зонах в этом регионе Казахстана, хотя убедительных инструментальных подтверждений этому не было. По данным последних лет среди природных событий Западного Казахстана особое место занимает Шалкарское землетрясений 26 апреля 2008 г., Ms=4,7., интенсивность 7 баллов в эпицентре. Событие зарегистрировано практически всеми станциями РГП ИГИ, их данные были переданы в Международные центры. Природа этого события трактуется как естественное тектоническое землетрясение, связанное с карстовым процессом и активным диапиризмом. 18 июля 2008 г. в очаговой области Шалкарского землетрясения был зарегистрирован один афтершок с магнитудой mb=3,2. Его запись получена только благодаря сейсмической группе Акбулак [17].

Среди техногенных событий, зарегистрированных в Западном Казахстане, следует отметить события в районе месторождения Тенгиз. По данным сети РГП ИГИ, начиная с 2011 г., здесь зарегистрировано более 20 событий с магнитудой > 2,5. Наиболее сильное из них – 21 февраля 2011 г., имело магнитуду 4,3 и проявилось на месторождении с интенсивностью 4 балла.

На рисунке 6 приведена карта эпицентров землетрясений для слабоактивной территории Казахстана, построенная в КНЦД в рамках проекта ТОО «Институт сейсмологии РК» по созданию новой карты сейсмического зонирования Казахстана (до 2000 г. при ее построении использованы данные международных центров и литературные данные).



Рисунок 6. Карта эпицентров землетрясений в слабоактивных районах с исторических времен по 2015 г.

Таким образом, по данным сети станций РГП ИГИ впервые удалось получить информацию о землетрясениях на территории Казахстана, считавшейся асейсмичной, систематизировать информацию о промышленных взрывах, вести на этой территории постоянный сейсмический мониторинг с представлением данных в Международные центры ISC и EMSC [18].

2. Выявление с помощью сейсмических групп новых типов сейсмических источников и их параметризация

Несмотря на то, что сейсмические станции регистрируют широкий класс источников (не только импульсных, но и постоянно действующих), не все из них могут быть изучены по данным трехкомпонентных станций. Записи сейсмических групп позволили изучить и параметризовать такие источники, как микросейсмы. По записям казахстанских групп - сейсмических и инфразвуковых, - удалось доказать, что в низкочастотном диапазоне регистрируются именно микросейсмы и микробаромы от океанических штормов, вызывающих образование стоячих водяных волн [19], определить места генерации сейсмических и инфразвуковых волн. При решении этой задачи использованы данные сейсмических групп Акбулак, Боровое, Каратау, Маканчи и инфразвуковой группы Актюбинск [19]. Для детектирования применен метод прогрессивной многоканальной корреляции РМСС, позволяющий детектировать когерентные сигналы, определить направление на источники и оценить ряд других параметров. Применение РМСС к записям групп показало, что большинство сигналов с периодами 2,5 с – 12,5 с имеют источники, расположенные к северо-западу от групп. Локализация источника по баказимутам нескольких сейсмических групп определила область в северной части Атлантического океана. Сопоставление их с данными о динамике распределения и силе штормовых областей по данным Европейского центра среднесрочного метеорологического прогноза (ECMWF) [20] дало очень хорошие результаты. Места генерации низкочастотных когерентных сигналов - микросейсм и микробаром, определенные с учетом систематической поправки в значениях баказимутов, совпадают с участками максимальной энергии океанических волн. Сейсмическими группами Акбулак, Боровое и инфразвуковой группой IS-31 регистрируются сигналы из северной Атлантики, а сейсмическими группами Маканчи и Каратау регистрируются и другие компоненты с источниками в других районах.



сейсмическая или инфразвуковая группа;
место генерации микросейсм и микробаром



Другой новый источник, выявленный по записям сейсмических групп, – ледовые и ледниковые землетрясения. Первоначально было замечено, что практически ежедневно на записях сейсмической группы Маканчи наблюдаются однотипные сигналы (рисунок 8).



Рисунок 8. Вид записи ледового землетрясения на сейсмограммах группы Маканчи

То, что эти сигналы относятся к источникам из одного и того же района, подтверждалось близкими временами Ts-Tp и значениями баказимутов по данным f-k-анализа (рисунок 9).



Рисунок 9. Результаты f-k-анализа записи одного из событий (ледового землетрясения) для волн: a – Pn; б – Sn

Эпицентры выявленных событий находятся на расстояниях ~ 500 км от сейсмической группы Маканчи, в диапазоне азимутов 185 - 190 градусов, в, так называемом, районе «высокий Тянь-Шань» (горы высотой >6000 м вблизи границ Китая с Кыргызстаном и Казахстаном, с самой высокой точкой «Пик Победы», 7439 м). Все регистрируемые события определены как близповерхностные, слабые энергетических классов К=5 – 7. Установлена связь событий с температурным режимом суточным и сезонным, что позволило предположить в качестве причины этих событий образование ледовых трещин при понижении температуры.



Овал – граница исследуемой группы эпицентров Рисунок 10. Карта эпицентров ледовых землетрясений





Были проанализированы также данные сейсмической группы Каратау, которые показали, что и эта группа регулярно регистрирует сигналы ледовых землетрясений. На рисунке 11 приведены результаты обработки записей с использованием РМСС по обеим сейсмическим группам, которые четко демонстрируют детектирование сигналов из одной области, которая локализуется по азимутам этих групп. Баказимут по Каратау составляет примерно 100 град., по Маканчи – 190 град. Область пересечения этих азимутов совпадает с областью ледников высотного Тянь-Шаня.

Еще один класс событий, изученных по записям сейсмических групп Маканчи и Акбулак, – грозовые явления. Оценены уровни колебаний и волновые формы при грозовых ударах.

Новым для станций Казахстана сейсмическим источником явился взрыв Челябинского болида. Впервые получена и проанализирована волновая картина от удара взрывной волны о Землю, локализовано место удара, оценены энергетические характеристики этого явления.

3. Детальное изучение волновых полей от региональных землетрясений в изучении литосферных неоднородностей в Центральной Азии

Сейсмические группы предоставили уникальную возможность для анализа тонкой структуры волновых полей и построения моделей среды распространения сейсмических волн. Короткопериодные волны Sn, Lg и их кода несут важную информацию о строении земной коры и верхней мантии.

Впервые в 1988 г. [21] на временной малоапертурной группе, установленной на реке Или в юговосточном Казахстане КСЭ ИФЗ АН СССР, изучались записи коровых и глубокофокусных землетрясений на региональных расстояниях (470 - 1090 км). Было отмечено, что волновые поля всех землетрясений обладают сходными характеристиками: устойчиво сохраняется азимут, близкий к направлению на эпицентр при достаточно больших временах (вплоть до времен t=t_{LG}+100с, где t_{LG} момент вступления волны Lg по годографу для коровых землетрясений). Через несколько десятков секунд в Lg-коде азимуты начинают заметно отклоняться от направления, определенного по Р – волнам. До времен t=tLG+150c средние отклонения от истинного азимута на эпицентр достигали 40°. Для каждого землетрясения эти отклонения в значениях баказимутов устойчиво сохраняют знак. Для всех эпицентров в юго-западном секторе от группы отклонения имеют знак плюс (по часовой стрелке), для восточного сектора – противоположный знак. Кажущиеся скорости для групп Lg в течение нескольких десятков секунд находятся, как правило, в пределах 3,0 - 4,0 км/с. Авторы сделали вывод, что короткопериодная кода сформирована поперечными волнами, которые распространяются в мантии. Доминирующий механизм формирования коды – это совокупность однократно и многократно отраженных поперечных волн от многочисленных слабых коровых и мантийных границ. Закономерное отклонение средних направлений подхода волновых групп в коде, по мнению авторов работы, свидетельствовало о «боковой рефракции лучей в верхней мантии

В 2003 г. при анализе записей сейсмических групп Каратау и Боровое Чуйского землетрясения на Алтае (27.09.2003 г., Мw=7,0) в КНЦД был обнаружен эффект, похожий на описанный в [22]. В коде Lg-волн для времен примерно в течение 5 мин. с момента первого вступления среднее значение азимута стабильно и совпадает с направлением на эпицентр события. Для больших времен баказимут закономерно изменяется более, чем на 40° на север для станции Каратау и примерно на столько же на юг для станции Боровое (рисунок 12).



Рисунок 12. Полярные диаграммы «скорость – баказимут» по записям Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 г. для двух сейсмических групп: а - Каратау; б - Боровое

Устойчивость выявленного эффекта была подтверждена аналогичными исследованиями по тем же трассам для всех сильнейших афтершоков Чуйского землетрясения [22]. Картина повторилась до деталей. По сейсмической группе Маканчи такой эффект для этого события не был отмечен.

Французские коллеги из CEA/DASE продолжили изучение сейсмической коды по казахстанским сейсмическим группам, расширив количество исследуемых региональных землетрясений до 28 событий. Задача состояла в улучшении представления о том, как неоднородности геологической среды взаимодействуют с сейсмическим волновым полем, каковы формы и характеристики этих неоднородностей. Были использованы именно малоапертурные сейсмические группы в комплексе с современными алгоритмами обработки типа РМСС, что является эффективным инструментом для анализа региональных фаз [23]. Оценена плотность детектирований - количество РМСС детектирований в ячейке время-азимут длительностью 50 с и длиной 5 град., поделенное на количество имеющихся событий в каждом кластере. Наблюдаются закономерные изменения во времени характеристик коды, когда после определенного времени от вступления Lg для трех южных групп (Каратау, Акбулак, Маканчи) отмечен асимптотический режим в изменении значений баказимута. Эти наблюдения приводят к отличающейся от классической интерпретации коды Lg, утверждающей, что волны в коде Lg имеют случайные направления. Характеристики коды зависят от взаимного расположения источника землетрясений и сейсмической группы относительно геологических блоков. Эти зависимости показывают, что литосфера Центральной Азии горизонтально неоднородна. На коду влияет неоднородная топография, сложное геологическое строение и распределение неоднородностей, что ведет к латеральной изменчивости скорости по простиранию, связанной с затуханием и рассеиванием. В целом, результаты расчетов плотности детектирований по всем сейсмическим группам подтвердили общую картину поведения значений азимутов, выявленную при Чуйском землетрясении и по другим событиям «восточного» кластера.

Таким образом, записи сейсмических групп позволили детализировать особенности коды от землетрясений Тянь-Шаня и предложить для их объяснения наличие масштабной неоднородности в Центральном Казахстане. Волны, которые проходят через эту область, должны иметь малое затухание. В действительности, так называемый Казахстанский ороклин [25] гораздо менее гетерогенен, чем окружающие его структуры (Урал, Алтай, Тянь-Шань). Этим явлением можно объяснить тот факт, что самые энергетически высокие детектирования идут к сейсмическим группам с направлений от Казахстанского ороклина. Исследования продолжаются, с помощью моделирования уточняются параметры неоднородности и ее положение в пространстве.

Таким образом, можно утверждать, что сейсмические группы Казахстана сыграли прогрессивную роль не только в глобальном мониторинге ядерных взрывов и землетрясений, что важно для всего мирового сообщества сейсмологов, но и в региональном мониторинге природной и техногенной сейсмичности, а также внесли весомый вклад в более глубокое понимание явлений формирования региональных сейсмических волн и использование новых представлений для изучения особенностей строения коры и мантии.

Благодарности

Автор приносит глубокую благодарность всем организациям, сотрудничающим с Казахстанским национальным центром данных, участвовавшим в создании сейсмических групп (СТВТО, АFTAC) и люпредоставивших программные безно пакеты (AFTAC, IDC, CEA/DASE, NORSAR) для обработки данных, а также проводивших совместные с КНЦД работы и обсуждение научных результатов. Автор благодарит также своих коллег из Казахстанского центра данных за участие в обработке материалов и их анализе, ставших основой для написания данной статьи: Смирнова А.А., Соколову И.Н., Комарова И.И., Полешко Н.Н., Аристову И.Л., Мукамбаева А.С. Автор отдельно отмечает огромный вклад в разработку методик по использованию данных сейсмических групп в рутинной обработке и их сейсмической калибровке Синевой З.И.

Литература

- 1. Тухватулин, Ш.Т. Система геофизического мониторинга, созданная в Национальном ядерном центре Республики Казахстан, и её возможности / Ш.Т. Тухватулин, Л.Н. Тихомиров, Н.Н. Беляшова [и др.] // Геофизика и проблемы нераспространения: Вестник НЯЦ РК, 2002. Вып. 2. С.5–8.
- Договор о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ). Издано Подготовительной комиссией ДВЗЯИ. -Вена, Австрия, 2001.- 153 с.
- 3. Беляшова, Н.Н.Вместе с организацией по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний в поддержку безъядерного мира: 12 лет / Н.Н. Беляшова, Н.Н. Михайлова // Вестник НЯЦ РК, 2008. - . Выпуск 2. - С.5–15.
- Беляшова, Н.Н. Казахстанско-Американское взаимодействие в поддержку ядерного нераспространения: десятилетний опыт / Н.Н. Беляшова, Н.Н. Михайлова // Вестник НЯЦ РК 2008. - Выпуск 2. - С.16 – 20.
- 5. Электронный ресурс Казахстанского национального центра данных www.kndc.kz
- 6. Михайлова, Н.Н., Сейнасинов Сопоставление записей трех северо-корейских ядерных испытаний по данным казахстанских станций / Н.Н. Михайлова, Н.Сейнасинов // Вестник НЯЦ РК., 2014. Вып. 1.- С. 117–124.
- Соколова И.Н., Михайлова Н.Н. О сейсмическом событии 6 января 2016 года в районе Северной Кореи / И.Н. Соколова, Н.Н. Михайлова // Вестник АО КАЗНИИСА. - Наука. - 2016. - N 3. - С.30–39.
- 8. Краснощеков, Д.Н. Разномасштабные неоднородности глубинных оболочек Земли как отражение динамических процессов комплексной системы внутреннее внешнее ядро: дис. док. физ.-мат. наук. М.2016.
- Capon, J. High-resolution frequency-wavenumber spectrum analusis / J. Capon //Proceedings of the IEEE, 1969. Vol. 57. Iss.8.
 P.1408 1418.
- Coyne, J. M. Geotool Sourcebook: User's Manual /J. M. Coyne, I. Henson // Philips Laboratory Technical Report PL-TR-96-2021, 1995.
- 11. Cansi, Y., An automatic seismic event processing for detection and location: the PMCC method / Y. Cansi // Geophys. Res. Lett., 1995. 22. P. 1021 1024.
- СНиП РК 2.03-30-2006. Строительство в сейсмических районах. Комитет по делам строительства и жилищнокоммунального хозяйства МИиТ РК. - Алматы, 2006.
- Синева, З.И.Магнитудная чувствительность сейсмической группы Маканчи / З.И. Синева, Н.Н. Михайлова // Прогноз землетрясений, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска Центральной Азии.: Сб. докл. 7-го Казахстанско-Китайского Международ-ного Симпозиума 2 - 4 июня 2010 г. - Алматы; «Эверо», 2010. – С. 367 – 370.
- 14. Взрывы и землетрясения на территории европейской части России / Под ред. В.В.Адушкина и А.А.Маловичко. М.: ГЕОС, 2013. 382 с.
- Никонов, А. А. Разрушительное землетрясение на Мангышлаке / А. А. Никонов // Физика земли, 1994. № 5. С. 71 -74.
- Нурмагамбетов А. О сейсмичности и сейсмической опасности Мангыстауского региона / А. Нурмагамбетов //Доклады Министерства науки – Академии наук РК,. - Алматы, 1996. - С. 47 - 53.
- Михайлова, Н.Н. Сейсмичность западного Казахстана по данным сети НЯЦ РК / Н.Н. Михайлова, И.Н. Соколова, А.Е. Великанов, Н.Н. Полешко // Сейсмопрогностические наблюдения на территории Азербайджана: РЦСС НАНА, 2012.– С.329 – 336.
- 18. Синева, З.И. Сейсмические данные сети НЯЦ в региональном и глобальном мониторинге / З.И. Синева, Н.Н. Михайлова // Прогноз землетрясений, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска Центральной Азии: Сб. докл. 7-го Казахстанско-Китайского Международ-ного Симпозиума 2 - 4 июня 2010 г. – Алматы: «Эверо», 2010. – С. 231 - 233.
- 19. Смирнов, А.А. Определение природы и районов генерации микросейсм и микробаром по комплексу сейсмологических, инфразвуковых и метеорологических данных / А.А. Смирнов // Прогноз землетрясений, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска Центральной Азии.: Сб. докл. 7-го Казахстанско-Китайского Международного Симпозиума 2 - 4 июня 2010 г.- Алматы: «Эверо», 2010. – С. 183 - 186.
- 20. Электронный pecypc http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_daily/

- Каазик, П.Б. Исследование структуры волновых полей по группе станций / П.Б. Каазик, Ю.Ф. Копничев, М.Х. Рахматуллин //Сейсмические волновые поля. – М.: Наука, 1992. - С.16 – 26.
- 22. Михайлова, Н.Н. Анализ сейсмических и инфразвуковых данных станций Казахстана по Алтайскому землетрясению 2003 г. / Н.Н. Михайлова, А.А. Смирнов // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г.: Материалы предварительного изучения. - М.: ИФЗ РАН, 2004.
- Mikhailova, N. Detailed analysis of regional seismic phases using array processing: Examples of anomalous observations / N. Mikhailova, A. Smirnov, Y. Cansi, J. Guilbert, O. Sebe //Poster presented at European Seismological Commission 32nd General Assembly, Montpellier, France, 6 - 10 September 2010, 2010.
- 24. Labonne ,C.Detailed analysis of the far-regional seismic coda in Kazakhstan using array / C. Labonne, O.Sèbe, A.Smirnov, S. Gaffet, Y. Cansi, N. Mikhailova // BSSA (в перчати).
- 25. Xiao, W. A review of the western part of the altaids: a key to understanding the architecture of accretionary orogens / W. Xiao, B. Huang, C. Han, S. Sun, J. Li //Gondwana Research, 2010. 18 (2). P. 253–273.

ҚАЗАҚСТАНДА СЕЙСМИКАЛЫҚ ТОПТАРЫ АШЫЛУ АРҚАСЫНДА АЛЫНҒАН МАҢЫЗДЫ НӘТИЖЕЛЕР

Михайлова Н. Н.

Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Қазақстан аумағында орналастырылған сейсмикалық топтардың деректерін пайдалану нәтижелері келтірілген. Ядролық сынақтардың мониторингісінен басқа, аймақтық сейсмология үшін маңызды болып келетін, осы деректерді пайдаланудың үш негізгі бағыттары беліленген: жерсілкінулер мен өнеркәсіптік жарылыстардың мониторингі, жаңа сейсмикалық көздерін айқындау және оларды параметрлеу, Lg-толқынның «алыс» кодасы қалыптастырылу туралы жаңа деректерді алу үшін жерсілкінулер жазбаларының толқындық құрылымын толық талдау.

IMPORTANT RESULTS OBTAINED AFTER SEISMIC ARRAYS INSTALLATION IN KAZAKHSTAN

N. N. Mikhailova

Institute of Geophysical Researches, Kurchatov, Kazakhstan

The results of data usage of seismic groups located at the territory of Kazakhstan are presented. Besides nuclear testing monitoring three main direction of the data usage essential for regional seismology: seismic monitoring of earthquakes and industrial explosions, revealing of new seismic sources and its parameterization, detailed analysis of wave structure of earthquakes records for new data acquisition concerning formation of "far" code of Lg-waves are identified.

УДК 550.34(476):621.039.9

СИСТЕМА СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА В БЕЛАРУСИ

Аронов А. Г.

Центр геофизического мониторинга НАН Беларуси, Минск, Республика Беларусь

Представлены структура сети сейсмологических наблюдений в Беларуси, уровни ее организации, применяемые аппаратурные средства, система сбора, обработки и хранения информации, порядок международного обмена данными. Показано, что созданная система сейсмологического мониторинга Беларуси, структурно организованная на различных масштабных уровнях (телесейсмическом, региональном, локальном) функционально и технически согласованных между собой, является эффективным инструментом для обеспечения контроля за безопасностью, а также за сейсмической обстановкой в геодинамических условиях слабоактивных платформенных территорий.

Введение

Сейсмологический мониторинг, как составная часть Республиканской системы мониторинга и прогнозирования чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера Республики Беларусь и Национальной системы мониторинга окружающей среды Республики Беларусь, осуществляется в целях слежения за проявлением местной, региональной и глобальной сейсмичности; оценки сейсмической обстановки и степени сейсмических воздействий как в целом на территории Беларуси, так и в местах расположения особо ответственных объектов промышленного и гражданского назначения (АЭС, гидротехнические сооружения, высотные здания и др.). Данные белорусской системы используются в Международном центре данных Организации по Договору о всестороннем запрещении ядерных испытаний (ОДВЗЯИ).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Территория Беларуси относится к Белорусско-Балтийскому сейсмотектоническому региону, расположенному в западной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП), который характеризуется относительно слабой сейсмической активностью с релкими сейсмическими событиями умеренных магнитуд [1, 2]. Современная сейсмическая активность центральной части этого региона несколько ниже по сравнению с северной и северо-западной его окраинами. Характерным подтверждением этому являются Осмуссарское (1976 г.) и серия Калининградских землетрясений (2004 г.), которые ощущались на территории ряда стран, в том числе и в Беларуси, с интенсивностью сотрясений 3-4 балла [1, 3 - 5]. На рисунке 1 приведена карта эпицентров ощутимых землетрясений западной части ВЕП, при построении которой использован каталог исторических и инструментально зарегистрированных ощутимых землетрясений [6, 7]. Эпицентры землетрясений неравномерно распределены по площади. Высокая концентрация эпицентров наблюдается в северной части региона и его береговой линии. Здесь наиболее характерными являются местные тектонические землетрясения, причиной возникновения которых были сейсмогенные зоны, приуроченные к доплатформенным и платформенным тектоническим разломам. Максимальная интенсивность землетрясений связана с северо-западной частью Латвии и значительной частью западной Эстонии, включая ее прибрежные острова, Калининградской областью России. В регионе главными сейсмогенерирующими тектоническими элементами являются активные разломные зоны Белорусско-Балтийского региона и Припятско-Донецкого авлакогена; зоны сочленения древнего Восточно-Европейского кратона с молодой Западно-Европейской платформой (зона Тейссейра-Торнквиста); Русской плиты с Балтийским щитом.

На территории Беларуси происходили сейсмические события с магнитудой *М* ≤ 4,5 и глубиной очага 5-10 км. Интенсивность сейсмических воздействий от этих землетрясений в ряде случаев достигала 7 баллов [1, 2, 6, 7]. По историческим данным землетрясения 1887, 1893, 1896, 1908 гг. с ощутимым эффектом произошли в северной части Беларуси. Концентрация современных инструментально зарегистрированных сейсмических событий невысокого магнитудного уровня ($M \le 3$) наблюдается в южной части территории Беларуси. Приурочена она к зоне сочленения северо-западной части Припятского прогиба и Белорусской антеклизы. Эта зона характеризуется проявлением индуцированной сейсмичности, связанной с масштабными горнопромышленными работами на Старобинском месторождении калийных солей (Солигорский горнопромышленный район) [8, 9].

Инструментальные сейсмологические наблюдения в Беларуси начались в 1963 г., после строительства геофизической обсерватории в населенном пункте Плещеницы (Минская область) [1, 10]. В дальнейшем развитие сети наблюдений в Беларуси было связано с участием в Единой системе сейсмических наблюдений и масштабным развитием работ по прогнозу землетрясений (до распада СССР), созданием Национальной системы мониторинга окружающей среды Республики Беларусь [7–9] и Республиканской системы мониторинга и прогнозирования чрез-



Рисунок 1. Карта сейсмичности западной части Восточно-Европейской платформы

вычайных ситуаций природного и техногенного характера [10, 11]. Сейсмологические исследования, проведенные в Беларуси в конце прошлого и начале нынешнего столетия, стали основой для разработки концепции создания и развития национальной системы сейсмологического мониторинга.

Структурой системы сейсмологического мониторинга предусматривается решение следующих основных задач:

 организация сейсмологической службы на основе непрерывных круглосуточных наблюдений;

 управление и информационно-техническое обеспечения процессами сбора, обработки, анализа и представления данных мониторинга (срочные донесения, оперативная сводка, станционные и сводные бюллетени, каталоги сейсмических событий, аналитические обзоры, технические отчеты, научные публикации и др.);

 унификация и стандартизация протоколов обмена и форматов данных;

- создание и актуализация баз данных;

 обеспечение в регламентном порядке государственных органов и ведомств сейсмологической информацией;

 обеспечение обмена информацией с организациями сейсмологического профиля сопредельных стран и международными центрами данных – ГС РАН, ISC, EMSC, СТВТО);

 регулярная подготовка информации о сейсмической обстановке для населения, прессы, радио и телевидения, других заинтересованных организаций.

Для проведения сейсмологического мониторинга в стране было создано государственное учреждение «Центр геофизического мониторинга Национальной академии наук Беларуси», а правовую базу составили специально подготовленные национальные и локальные нормативные документы, в которых определен порядок функционирования системы мониторинга [11–15].

Основу системы мониторинга составляет сеть сейсмометрических наблюдений, структура которой

разработана на основе критериев оптимальности и эффективности размещения станций. Поскольку удовлетворить всем возникающим при регистрации сейсмического поля требованиям практически невозможно, система наблюдений спланирована таким образом, чтобы обеспечить достаточную информативность как для решения задач регионального (национального) и локального уровней так и для международного участия в системе глобального (телесейсмического) мониторинга.

Для региональной сети возможности эффективного сейсмического контроля определяются чувствительностью системы наблюдений к регистрации землетрясений минимального представительного энергетического уровня. Эффективность отдельного пункта наблюдения определяется уровнем микросейсмического шума, значением величины отклонения наблюдаемых времен пробега сейсмических волн относительно используемого годографа, вариацией амплитуд этих волн относительно калибровочной кривой. При этом отклонения времени пробега и амплитуд от осредненных годографов связаны с неоднородностью строения коры и верхней части мантии. Особенно существенное влияние оказывают приповерхностные неоднородности в местах расположения пунктов наблюдений.

Более детальную картину сейсмического поля, дают сети небольшой апертуры, расположенные в пределах локальных геодинамических зон и полигонов. В локальных системах наблюдений существенно повышаются возможности размещения пунктов наблюдений в сравнительно однородных условиях, что уменьшает число неучтенных искажающих факторов, значительно увеличивается точность локализации очагов как местных землетрясений, так и удаленных, поскольку повышаются возможности для учета станционных поправок и общей поправки на сеть. При этом региональная сеть наблюдений планируется таким образом, чтобы локальные сети являлись бы ее составной частью. В работе [16] на основе численных модельных расчетов были получены результаты по оценке разрешающей способности системы сейсмологических наблюдений, состоящей из локальных сетей изометрической конфигурации в определении пространственных и временных координат очагов сейсмических событий. В этой работе рассмотрены различные варианты взаимного расположения очагов по отношению к системе наблюдений из одной и нескольких локальных сетей, а также в их комбинации с одиночными станциями. Такой подход был в свое время использован при создании системы БАРС (Большая автоматизированная региональная сейсмометрия) в Узбекистане, которая показала высокую эффективность за многолетний период функционирования [17].

Современные сейсмологические наблюдения в Беларуси организованы в соответствии с изложенной концепцией, а региональная (национальная) сейсмологическая сеть представляет собой информационно и технически согласованную совокупность локальных сетей и отдельных станций. С учетом преемственности и развития принципов построения система сейсмологического мониторинга в Беларуси получила название Белорусская автоматизированная региональная сейсмологическая сеть – система БАРСС.

Телесейсмический и региональный уровень системы БАРСС обеспечивают широкополосные сейсмические станции «Минск» и «Нарочь»; региональный и локальный – Солигорская локальная сеть в составе 8 сейсмических станций, расположенная в районе Старобинского месторождения калийных солей, и Островецкая локальная сеть (7 сейсмических станций), расположенная в районе строительства Белорусской АЭС, с привлечением данных отдельных сейсмических станций (рисунок 2).

Солигорская локальная сеть организована для регистрации индуцированной сейсмичности в зоне сочленения северо-западной части Припятского прогиба и Белорусской антеклизы в районе Старобинского месторождения калийных солей. На этой территории инструментально с 1983 г. по настоящее время зарегистрировано более 1400 местных сейсмических событий в диапазоне магнитуд М=0,3–3,1, из которых пять землетрясений, имели ощутимый характер: 1978 г. (д. Кулаки, М=3,0), 1983 г. (н.п. Повстынь, М=2,8), 1985 г. (г. Глуск, М=3,1), 1998 г. (п. Погост, М=1,9 и М=0,8).

Островецкая локальная сеть сейсмологических наблюдений, развернута в районе расположения площадки строительства Белорусской АЭС с 2008 года. Структура этой локальной сети были определена с учетом геолого-геофизических и сейсмотектонических условий района расположения площадки АЭС как относительно ближайших зон возникновения очагов землетрясений (ВОЗ) так и от сильных землетрясений, в том числе из глубокофокусной зоны в горах Вранча в Восточных Карпатах.

Сейсмические станции локальных сетей оборудованы однотипной аппаратурой наблюдений состоящей из короткопериодного 3-компонентного сейсмометра LE-3Dlite (Lennartz Electronic, Германия), 24-разрядного регистратора сейсмических сигналов Дельта-03 (ООО «ЛогиС», Россия), промышленного компьютера с процессором Intel Atom eBOX-530-820-FL1 и вспомогательного оборудования.

Управление сейсмической станцией в пункте наблюдений обеспечивают регистратор и промышленный компьютер, которые связаны между собой с использованием сетевой технологии. Это дает возможность обеспечить надежную передачу зарегистрированных данных по интернет-каналу связи в основной сервер центра сбора и обработки данных (ЦСОД) локальной сети с гарантированной защитой от потери информации при возникновении неполадок и внештатных ситуаций (рисунок 3).



 1 – магнитуда землетрясений; 2 – эпицентры исторических землетрясений; 3 – ощутимые инструментально зарегистрированные землетрясения; 4 – город; 5 – сейсмическая станция; 6 – государственная граница

Рисунок 2. Карта эпицентров исторических и современных инструментально зарегистрированных ощутимых землетрясений на территории Беларуси

Информационно-аналитическое обеспечение центра данных БАРСС поддерживается системой реляционных баз данных, позволяющих структурировать и взаимоувязать все типы сейсмических данных с возможностью составления сложных запросов и получения максимально содержательных отчетов. Базы данных организованы на основе как файл-серверных систем управления базами данных (СУБД) Microsoft Access, так и клиент-серверных СУБД: SQL Server, MySQL, PostGreSQL. Удобство использования MS Access обосновано совместимостью с другим продуктом корпорации Microsoft - электронными таблицами Exel, имеющими широкие возможности статистической обработки данных. Клиентсерверные СУБД (например, MS SQL Server) удобны в работе с геопространственными данными и без сложностей интегрируется в геоинформационные системы. Кроме того, обе названные СУБД взаимодействуют, позволяя производить синхронное добавление записей путем однократного ввода данных. При этом на этапе трансфера данных обеспечена надежная сохранность полученной информации, как для оперативного доступа, так и для долговременного архивного хранения, в том числе реализованы следующие функции:1) возможность обращения к архивам данных в режиме on-line; 2) быстрая деархивация данных и работа в режиме off-line; 3)дистанционный доступ к данным, дающий возможность удаленным пользователям быстро получать необходимую информацию; 4) возможность представления данных в различных средствах отображения информации; 5) возможность распределения данных в выбранных временных диапазонах.

Сейсмологическая информация сохраняется в нескольких копиях для оперативного доступа на центральном сервере, оптических дисках, внешних жестких дисках, часть из которых организована RAIDмассив зеркальной конфигурации, а также на магнитных ленточных накопителях для архивного хранения. Анализ данных сейсмологического мониторинга, объективная и оперативная картина сейсмической обстановки осуществляется с применением геоинформационной системы ArcGIS как в виде отдельных (в т.ч. специально разработанных) программ, так и в виде встроенных графических интерфейсов пользователей. Обработанные данные систе-
матизируются по следующим позициям: цифровые записи сейсмических событий; бюллетени сейсмических станций; сводный бюллетень; каталоги сейсмических событий природного и техногенного характера; карты эпицентров; графики параметров сейсмичности и обзоры данных.



Рисунок 3. Структура локальной сети системы БАРСС

Современная сеть сейсмологического мониторинга Беларуси интегрирована в международную структуру, что существенно расширяет возможности и повышает эффективность национальной сети, позволяет вести оперативный обмен данными, повышает точность определения параметров землетрясений. Данные белорусской системы используются в Межлунаролном центре данных Организации по Договору о всестороннем запрещении ядерных испытаний (ОДВЗЯИ). Обмен информацией осуществляется с Геофизической службой Российской академии наук (GS RAS, г. Обнинск, Калужской области), Международным сейсмологическим центром (ISC, Великобритания), Европейско-средиземноморским сейсмологическим центром (EMSC, Франция). В свое время взаимодействие систем сейсмологических наблюдений Беларуси, стран Балтии и Скандинавии позволило оперативно локализовать эпицентры серии сильных Калининградских землетрясений в сентябре 2004 г. [3, 4]. Возникновение этих землетрясений стало подтверждением актуальности детального изучения сейсмичности платформенных территорий и активизировало развитие сети сейсмологического мониторинга в регионе.

Выводы

Современная сеть сейсмологического мониторинга Беларуси, структура которой представляет собой информационно и технически согласованную совокупность локальных сетей и отдельных станций, позволяет эффективно решать задачи контроля сейсмической обстановки в широком диапазоне эпицентральных расстояний и обеспечивает сейсмологические исследования в геодинамических условиях слабоактивной территории западной части Восточно-Европейской платформы.

Литература

- Аронов, А.Г. Сейсмичность территории Беларуси / А.Г. Аронов, Р.Р. Сероглазов, Т.И. Аронова // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы: в 2 кн. / Кн. 1: Землетрясения; под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. – С. 357–364.
- Айзберг, Р.Е. Сейсмотектоника плит древних платформ в области четвертичного оледенения / Р.Е. Айзберг [и др.]; под ред. Р.Г. Гарецкого, С.А. Несмеянова. – М.: «Книга и Бизнес», 2009. – 225 с.
- Aronov, A.G. Kaliningrad earthquake of September 21, 2004 and seismic hazard forecast in the Belarusian-Baltic region / A.G. Aronov [et al] // Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica, 2006. – Vol. 41 (3 - 4). – P. 369–376.
- Aronov, A.G. The exceptional earthquakes in Kaliningrad district, Russia on September 21, 2004 / Aronov A.G. [et al] // Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2007. – Vol. 164. – P. 63–74.
- Аронов, А.Г. Сейсмотектонические критерии долгосрочного прогноза Калининградских землетрясений / А.Г. Аронов [и др.]; отв. ред. А.В. Николаев // Калининградское землетрясение 21 сентября 2004 года, 2009. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. – С. 136–150.
- Аронов, А.Г. Сейсмичность и сейсмотектоника / А.Г. Аронов, Р.Р. Сероглазов, Т.И. Аронова // Сейсмотектоника плит древних платформ в области четвертичного оледенения / Р.Е. Айзберг [и др.]; под ред. Р.Г. Гарецкого, С.А. Несмеянова. – М.: «Книга и Бизнес», 2009. – С. 122–137.
- Aronov, A.G. Seismicity of Belarus / A.G. Aronov, R.R. Seroglazov, T.I. Aronova // Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica. – 2010. – Vol. 45, N 3 (September) – P. 324–339.
- Aronov, A.G. Seismicity and the stressed state of the Starobin potassium salt deposit in Belarus / A.G. Aronov [et al] // Геодинаміка. – 2014. – № 1 (16) / 2014. – С. 88–95.

- 9. Мухамедиев, Ш.А. Тектонические напряжения и сейсмичность в районе Старобинского месторождения калийных солей / Ш.А. Мухамедиев, А.Г. Аронов. Т.И. Аронова // Літасфера. 2014. № 1 (40). С. 50–57.
- Аронов, А.Г. Сеть сейсмических станций Беларуси / А.Г. Аронов, Р.Р. Сероглазов, Т.И. Аронова // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы: в 2 кн. Кн. 1: Землетрясения. – Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2007. – С. 350–353.
- Положение о порядке проведения в составе Национальной системы мониторинга окружающей среды в Республике Беларусь геофизического мониторинга и использования его данных: Постановление Совета Министров Респ. Беларусь, 14 апр. 2004 г., № 412. – Минск, 2004. – 4 с.
- Положение об Информационно-аналитическом центре геофизического мониторинга Национальной системы мониторинга окружающей среды в Республике Беларусь: постановление Бюро Президиума Национальной академии наук Беларуси, 07 июл. 2004 г., № 390. – Минск, 2004. – 3 с.
- 13. Инструкция о порядке проведения геофизического мониторинга: постановление Президиума Национальной академии наук Беларуси, 15 дек. 2006 г., № 85. Минск, 2006. 17 с.
- 14. Инструкция о порядке представления информации, необходимой для функционирования системы мониторинга и прогнозирования чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера: постановление Министерства по чрезвычайным ситуациям Респ. Беларусь, 14 апр. 2008 г., № 30. Минск, 2008. 9 с.
- 15. О порядке функционирования системы мониторинга и прогнозирования чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в НАН Беларуси: приказ Председателя Президиума Национальной академии наук Беларуси, 19 окт. 2010, № 115. Минск, 2010. 10 с.
- 16. Аронов, А.Г. Методика оценки разрешающей способности локальных сейсмических групп в определении местоположения очагов землетрясений / А.Г. Аронов, Т.И. Аронова // Прогноз сейсмической опасности Узбекистана: монография в 2 т. / Т. 2: Проблемы прогнозирования землетрясений; редкол.: Х.Н. Баймухамедов (отв. ред.) [и др.]. – Ташкент: ФАН, 1994. – С. 44–51.
- Автоматизация сбора и обработки сейсмологической информации / В.И. Уломов [и др.] // Изд-во «ФАН» УзССР; отв. ред.: Ф.Б. Абуталиев. – Ташкент, 1976. – 118 с.

БЕЛАРУСЬДЕ СЕЙСМИКАЛЫҚ МОНИТОРИНГ ЖҮЙЕСІ

Аронов А. Г.

Беларусь Ұлттық ғылыми академиясының Геофизикалық мониторинг орталығы, Минск, Беларусь Республикасы

Беларусьтағы сейсмикалық бақылау жүйесінің құрылымы, оны ұйымдастыру деңгейлері, қолданылатын аппаратуралық құралдары, ақпаратты жинау, өңдеу және сақтау жүйесі, деректермен халықаралық алмасу тәртібі блістірілген. Функционалды және техникалық өзара сәйкестенлірілген, құрылым жағынан әр масштабты деңгейлерінде (телесейсмикалық, аймақтық, жергілікті) ұйымдастырылған Беларусьтағы құрылған сейсмикалық мониторингтің жүйесі қауіпсіздікті, сондай-ақ шамалы белсенді платформалық аумақтардың геодинамикалық жағдайында сейсмикалық жағдайды бақылауын қамтамасыз ету үшін тиімді құралы болып табылатыны көрсетілген.

SEISMOLOGICAL MONIORING SYSTEM IN BELARUS

A. G. Aronov

Centre of Geophysical Monitoring of the National Academy of Sciences of Belarus

The paper describes the structure of the seismological observation system of Belarus, its management levels, instruments applied, the system of data acquisition, processing and storage, and the international data exchange procedure. It is shown that the system of seismological monitoring developed in Belarus structurally organized at different levels (teleseismic, regional, local observations) that are functionally and technically coordinated with each other represents an efficient tool to provide seismological monitoring for safety and seismic settings under the geodynamic conditions of the platform territories with low seismic activity.

УДК 550.344:621.039.9

ИСТОРИЯ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В БАЙКАЛЬСКОМ РИФТЕ И НА ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЯХ

¹⁾ Чечельницкий В. В., ^{2, 3)} Добрынина А. А., ²⁾ Черных Е. Н., ³⁾ Тубанов Ц. А., ³⁾ Предеин П. А.

 Байкальский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», Иркутск, Россия
 Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия
 Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук, Улан-Удэ, Россия

Описана сеть сейсмических станций на территории Восточной Сибири (Байкальский рифт и прилегающие территории), дан обзор регистрации мирных ядерных взрывов, а также обзор использования данных сети станций для оценки сейсмичности региона: анализ эпицентрального поля, механизмов очагов землетрясений, временных вариаций угла наклона графика повторяемости. По временам прихода сейсмических волн мирных ядерных взрывов построен региональный годограф.

Сети сейсмических станций Байкальского рифта

Начало инструментальных сейсмологических наблюдений в Байкальской рифтовой системе (БРС) было положено открытием сейсмических станций в г. Иркутск (1901 г.), п. Кабанск (1902 г.) и г. Чита (1903 г.). Последняя из станций была закрыта в 1910 г. [1]. Во время Великой Отечественной Войны (1941-1945 гг.) сейсмические события регистрировала только сейсмическая станция в Иркутске. После сильного Мондинского землетрясения 04.04.1950 г. (М=6.2) вновь были открыты сейсмические станции в Кабанске (1951 г.) и в Кяхте (1952 г.) [1]. Период бурного развития сети сейсмических станций и начало региональных сейсмических исследований приходятся на конец 1950-х - начало 1960-х годов, когда на территории БРС произошли два сильных землетрясения: Муйское 27.06.1957 г. (МLН=7.6) и Среднебайкальское (М=6.8) (рисунок 1). Всего в разное время в Байкальском рифте и на прилегающих территориях действовало около 70 сейсмических станций.

В настоящее время сейсмический мониторинг осуществляется Байкальским филиалом Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (ФИЦ ЕГС РАН) совместно с Институтом земной коры Сибирского отделения РАН (ИЗК СО РАН). Региональная сеть сейсмических станций (международный код ВҮКL) состоит из 25 станций БФ ГС СО РАН (из них 21 расположены непосредственно в пределах рифтовой зоны) и 9 станций локальной сети Бурятского филиала ГС СО РАН (рисунок 1).



Рисунок 1. Сети сейсмических станций Байкальского рифта и прилегающих территорий с эпицентрами мирных ядерных взрывов и сильных землетрясений за период инструментальной регистрации (с 1950 г.)

Переоборудование в 1998-2003 гг. всех сейсмических станцией цифровой записывающей аппаратурой значительно улучшило условия мониторинга: в среднем количество зарегистрированных событий с энергетическим классом К≥7 (М≥1.4) в год составляло 8-10 тыс. событий вместо 3-4 тыс. событий при аналоговой регистрации. Большинство станций оборудованы цифровой сейсмической аппаратурой типа «Байкал-10, 11», разработанной в ГС СО РАН (г. Новосибирск) и включающей три короткопериодных сейсмометрических канала повышенной чувствительности (сейсмометры СМ-3, СМ-3КВ) для регистрации скорости колебаний (от 0.01-0.1 мкм/с до 100-1000 мкм/с); три грубых канала (сейсмометры ОСП-2М) для регистрации ускорений (от 50-500 мкм/c² до 100-250 см/c²). Частота дискретизации 100 отсчетов/сек. Часть пунктов оснащена широкополосной аппаратурой: сейсмические станции IRK, MOY, ORL, TRG, YLYR, ZAK (Байкальский филиал ГС РАН) и станции HRM, MXM, STD, KEL (станции «Байкал-7HR» – аналог Quanterra Q330HR). На станции «Талая» (международный код TLY) установлена широкополосная аппаратура IRIS, станция входит в мировую сеть сейсмических станций IRIS/IDA. До 1998 г. все данные станций сохранялись в аналоговом виде на лентах, начиная с 2003 г. в цифровом формате.

Мирные ядерные взрывы

За период с 1976 по 1987 гг. на территориях, прилегающих к БРС (Сибирская платформа, Читинская область, Якутия, рисунок 1) было произведено 10 мирных ядерных взрывов с магнитудой 4.8–5.3. Взрывы записаны региональной сетью сейсмических станций на расстояниях Δ от 246 до 1407 км. По данным о временах прихода сейсмических волн построен годограф региональных регулярных фаз – Pg, Pn, Sg, Sn, Rg и Lg (рисунок 2). Использование этих данных позволяет улучшить локализацию очагов землетрясений региона.

Сейсмичность

Сеть станций позволяет изучать сейсмичность региона. Начиная с 1950 г. на территории БРС зарегистрировано более 100 тыс. землетрясений с энергетическим классом К≥7 (рисунок 3). Большинство землетрясений приурочено непосредственно к самой рифтовой системе. Для Забайкалья характерна умеренная сейсмичность, для Сибирской платформы – слабая рассеянная сейсмичность. Анализ карт сейсмической активности показывает, что наибольшей сейсмичностью характеризуются районы Верхнемуйской впадины и Муяканского хребта, Среднего Байкала, область между Удоканским и Южно-Муйским хребтами (область локализации Муйского землетрясения 1957 г.). При этом в районах Тункинской впадины и Муйско-Чарской горной перемычки (где наблюдаются обширные скопления эпицентров) сейсмическая активность в два раза ниже [1].

Анализ эпицентрального поля

В [1, 2 и др.] показано, что эпицентры землетрясений в зоне рифта концентрируются в виде более или менее широких полос значительной протяженности (рисунок 3). Полосы в основном ориентированы вдоль рифтовых структур (в направлении северовосток – юго-запад), кулисообразно или иным образом, следуя друг за другом. В настоящей работе проведен более детальный анализ эпицентрального поля БРС для событий с К≥4, произошедших за период инструментальной регистрации (с 1950 г.).

Для юго-западного фланга БРС наблюдается умеренная сейсмичность, имеющая локализованный и рассеянный хаарктер. Цепочки слабых землетрясений трассириуют крупные разломы. Близ западного замыкания Южнобайкальской впадины и далее на запад локализуется обширная зона сейсмического затишья общей площадью около 3700 км².



Рисунок 2. Годограф основных региональных фаз с уравнением регрессии по данным мирных ядерных взрывов

В Южнобайкальской впадине и в районе Среднего (Центрального) Байкала наблюдаются несколько областей концентрации землетрясений (рисунок 3), имеющих широтную и северо-восточную ориентации, согласные с ориентацией основных структурных нарушений. Полосы концентрации эпицентров имеют разрывы и ответвления меридиональной и субмеридиональной ориентации. Они доходят до северной оконечности полуострова Святой Нос, где упираются в полосу концентрации эпицентров широтной ориентации, пересекающей впадину практически точно по 54 параллели. Сейсмичность южной части Северобайкальской впадины представлена исключительно слабыми землетрясениями, эпицентральное поле которых складывается в узкую полосу северо-восточной ориентации (рисунок 3). Северная часть впадины более активна, здесь прослеживаются две полосы концентрации эпицентров:



Рисунок 3. Эпицентры землетрясений Байкальского рифта с магнитудой М≥4. Врезка – осевые линии полос концентрации эпицентров землетрясений.

широкая — длиной 60 км север-северо-восточной ориентации, идущая через центр впадины, и короткая — северо-восточной ориентации вблизи северного замыкания Северобайкальской впадины.

Южное Забайкалье в части, примыкающей к рифтовой зоне, характеризуется слабой рассеянной сейсмичностью (рисунок 3). Однако уже с 52.5° увеличивается количество землетрясений в восточном борту оз. Байкал. Северо-восточный фланг характеризуется очень разнородной сейсмической активностью – здесь сосредоточено основное количество роев и афтершоковых последовательностей землетрясений Байкальского рифта. Эпицентры землетрясений локализуются и во впадинах и в горных хребтах. При этом, эпицентры землетрясений, произошедших в горном обрамлении, зачастую образуют полосы, имеющие нетипичную северо-западную и субширотную ориентацию, вкрест рифтовых структур.

Таким образом, можно заключить, что основная часть землетрясений локализуется в рифтовых впадинах, реже в районах межвпадинных перемычек и на плечах рифта, образуя полосы, охватывающие отдельные малосейсмичные блоки. В большинстве случаев ориентация этих полос согласуется с простиранием крупных разломов, но проявляются и эпицентральные зоны, ориентированные вкрест простирания основных структур. В то же время, некоторые крупные рифтообразующие разломы характеризуются слабой сейсмичностью.

На рисунке 4 показано пространственное распределение суммарного сейсмического момента для землетрясений с К≥8.5, зарегистрированных на изучаемой территории за период 1950–2010 гг.

Из рисунка 4 видно, что большая часть выделившейся сейсмической энергии локализована на югозападном и северо-восточном флангах рифта, где произошли почти все сильные землетрясения. Исключение составляют три землетрясения, приуроченных к Южному и Среднему Байкалу: Среднебайкальское, Южнобайкальское и Култукское. Приуроченность сильных землетрясений к флангам рифта может являться следствием различия напряженного состояния среды в различных частях рифтовой зоны.



Кружки – эпицентры сильных землетрясений с 1950 по 1960 гг.

Рисунок 4. Карта суммарного сейсмического момента, реализовавшегося с 1960 г.

Последовательность землетрясений

Характер проявления сейсмичности в БРС весьма разнообразен: наряду с отдельными (иногда достаточно сильными) толчками здесь происходят рои землетрясений; сильные и умеренные землетрясения предваряются и сопровождаются форшоками и афтершоками [1]. При этом рои и афтершоковые последовательности могут происходить в одних и тех же областях БРС. Подробный анализ закономерностей распределения роев и афтершоковых последовательностей на территории БРС приведен в [3, 4]. Согласно [3] на юго-западном фланге БРС (район Тункинской впадины) отсутствует роевая и афтершоковая активность. Для района Южного Байкала характерно либо отсутствие, либо малое количество афтершоков землетрясений с энергетическим классом К≥14, роевая активность здесь выражена слабо. В то же время, в 1999 г. и в 2008 г. в районе Южного Байкала произошли два сильных землетрясения: Южно-Байкальское и Култукское (рисунок 1), сопровождавшиеся значительным количеством афтершоков. В районе Северного Байкала за период инструментальной сейсмической регистрации не наблюдалось ни роевой активности, ни сильных землетрясений. Наиболее часто рои землетрясений проявляются на северном окончании Баргузинского хребта, в Икатском хребте, в области Ципо-Баунтовской системы впадин, в Верхнемуйской и Муяканской впадинах, в Кодаро-Удоканском районе, в зоне Обручевского разлома на Среднем Байкале. В восточной части северо-восточного фланга БРС наблюдаются значительные афтершоковые последовательности, при этом практически отсутствуют рои землетрясений. Как правило, места локализации роев за период времени инструментальных сейсмологических наблюдений не повторялись [3]. Уникальным явлением стала Кичерская форшоко-афтрешоковая последовательность землетрясений 1999 г. (район Кичеро-Верхне-Ангарской межвпадинной перемычки), сменившаяся «длительным» роем, регистрируемым с 1999 г. по 2011 г. [5].

Глубины очагов землетрясений

Проблема точного определения глубин землетрясений БРС не разрешена до настоящего времени по следующим причинам: 1) редкая сеть станций, их расположенность в достаточно узкой полосе вдоль рифтовой системы; 2) известная степень неопределенности при выборе скоростной модели среды. Вопросам определения глубин землетрясений БРС посвящены работы С.И. Голенецкого, М.Б. Вертлиб, С.В. Кылова, Н.С. Боровик, Ж. Девершера, Н.А. Гилевой, Н.А. Радзиминович, В.Д. Суворова, Ц.А. Тубанова и др. При этом глубина сейсмоактивного слоя оценена неоднозначно. Так, для модели однородной среды глубина очагов землетрясений определена как 3-20 км [6, 7], 0-10 км [8], для северо-восточного фланга - от поверхности до 30 км и более [9, 10]. В рамках слоистой скоростной модели получены данные о расположении гипоцентров в нижней коре и верхней мантии – до глубины 32-46 км [11]. При релокализации землетрясений юго-западного фланга БРС (Южно-Байкальская и Тункинская впадины) по данным региональной сети установлено, что основная масса землетрясений приходится на глубины 10-25 км [12-16]. По данным локальных сетей станций (сеть Бурятского филиала ГС СО РАН и временной сети станций Института физики

Земли РАН в районе эпицентра Култукского землетрясения 27 августа 2008г.) установлено, что гипоцентры землетрясений в районе центрального и южного Байкала располагаются на глубинах 9–21 км, с максимумом на 14–18 км [17, 18].

Механизмы очагов землетрясений

Основная часть решений фокальных механизмов для землетрясений БРС получена по стандартной методике [19] с использованием полярностей первых вступлений объемных Р-волн. Созданная и использованная база данных по механизмам очагов включает 584 решения для отдельных землетрясений и 175 композитных (групповых) определений за 1950–2010 гг., а также решения, полученные международными сейсмологическими организациями (Международный сейсмологический центр, Гарвардский университет, Геологическая Служба США) инверсионными методами [20-22]. На рисунке 5 приведены стереограммы фокальных механизмов землетрясений БРС и классификационные диаграммы для разных областей региона, характеризующие количественные соотношения между событиями с различными типами подвижки в источнике – сбросами, взбросами и сдвигами.



Цвет – различные энергетические классы землетрясений; прямоугольник и номер – район, для которого построена классификационная диаграмма. 1 – композитные решения механизма очага; 2 – стереограмма фокального механизма; 3 – нодальная плоскость, 4, 5 – оси главных напряжений – растяжения и сжатия, соответственно

Рисунок 5. Характеристика событий БРС за период 1950–2010 гг.: а – по механизмам очагов землетрясений (в проекции нижней полусфер; б – по классификационным диаграммам

Из рисунка 5 видно, что в центральной части БРС (районы II и III) преобладают очаги «рифтового» типа – ось напряжений сжатия близвертикальна, ось напряжений растяжения близгоризонтальна, нодальные плоскости ориентированы согласно простиранию основных рифтовых структур. Доля событий со сдвиговой и взбросовой компонентами смещения в очаге незначительна. Иная картина наблюдается для флангов БРС. На юго-западном фланге (район I) сильные землетрясения (с М≥6) характеризуются сдвиговым типом смещения в источнике, отмечается также увеличение доли «взбросовых» событий по сравнению с центральной частью БРС. Для северовосточного фланга рифта (районы IV и V) характерно практически полное отсутствие землетрясений со взбросовой компонентой в очаге, количественно преобладают события сбросового типа, в то же время для сильных землетрясений превалирует сдвиговая компонента смещения по разрыву (рисунок 5).

Повторяемость землетрясений

График повторяемости землетрясений как зависимость логарифма числа землетрясений определенной энергии от логарифма энергии (энергетического класса) рассчитан методом наименьших квадратов (рисунок 6).



Рисунок 6. Временные вариации: а – суммарного сейсмического момента; б – модуля угла наклона графика повторяемости. Годы реализации землетрясений – в

При этом использованы землетрясения с К≥7 за период 1950–2010 гг. Угловой коэффициент графика

повторяемости $\gamma = -0,49\pm0,02$, что согласуется со значениями $\gamma = -0,50$, полученными для БРС ранее [1, 2].

Помимо долговременного графика повторяемости для БРС за весь период инструментальных наблюдений были рассчитаны ежегодные графики повторяемости землетрясений с К≥7 для 1962 - 2010 гг. (для периода 2007 - 2010 гг. – с К≥9, по данным из оперативного каталога землетрясений БФ ГС СО РАН [http://www.seis-bykl.ru]). Полученные значения углового коэффициента графика повторяемости в разные годы варьируют в пределах -0,36÷-0,57, средняя величина ү=-0,49 (рисунок 6-б). На рисунке 6 приведены временные вариации угла наклона у и суммарного сейсмического момента М₀ на рассматриваемой территории за год. Для расчета суммарного сейсмического момента использовано корреляционное соотношение $\log M_0 = (0.69 \pm 0.04) \cdot K + (7.40 \pm 0.04) \cdot K$ 0.03), полученное для БРС [23]. Необходимо отметить, что при расчете суммарного сейсмического момента не учитывались сильные землетрясения Тас-Юряхское и Южно-Якутское землетрясения 1967 г. и 1989 г., т.к. они локализованы за пределами рифтовой зоны, в Якутии (рисунок 1). График изменения М₀ во времени показывает, что в период с 1962 г. по 1982 г. наблюдались вариации реализованной сейсмической энергии во времени. Период с 1982 г. по 1988 г., напротив, характеризуется постоянным уровнем сейсмического момента. С 1994 г. отмечаются значительные периодические «выбросы» сейсмической энергии, связанные с сильными землетрясениями 1994 г., 1999 г., 2005 г. и 2008 г.

Совместный анализ временных вариаций суммарного сейсмического момента и угла наклона графика повторяемости показывает синхронность изменения этих величин - максимумы выделения сейсмической энергии соответствуют минимумам кривой флуктуаций у (рисунок 6). Известно, что для областей с различными свойствами разрушающейся среды наблюдаются разные значения углового коэффициента графика повторяемости – высокие значения у наблюдаются при разрушении неоднородных, раздробленных сред и наоборот [Сейсмическое районирование..., 1977]. Таким образом, можно заключить, что уменьшение угла наклона графика повторяемости указывает на консолидацию земной коры перед сильным землетрясением. Помимо отмеченной «согласованности» вариаций угла наклона графика повторяемости и суммарного сейсмического момента, наблюдается определенная периодичность в изменении величины γ во времени (период колебаний можно оценить приблизительно в 10 лет). Одновременно на фоне этой периодичности присутствуют более локальные ежегодные флуктуации угла наклона (рисунок 6). Параметры графика повторяемости (угловой коэффициент и количество толчков определенного класса) используются для оценки количества толчков заданной энергии в определенный временной период. Согласно этим оценкам для БРС события с K=14 следует ожидать 1 раз в 2 года, с K=15-1 раз в 10 лет, с K=16-1 раз в 30 лет [2].

Выводы

Сеть сейсмических станций Байкальского рифта оснащена короткопериодной регистрирующей аппаратурой, часть станций (5 из них) оборудована широкополосной аппаратурой, подходящей для исследований региональных и землетрясений и взрывов. Существующая сеть позволяет фиксировать землетрясения с энергетическими классами К≥7 на всей территории рифтовой системы, а также с классами К=6 - на локальных участках с большим количеством станций. Сейсмические станции расположены линейно вдоль структур Байкальского рифта, что осложняет локализацию гипоцентров землетрясений – глубина и координаты землетрясений не могут быть определены с большой точностью. Сейсмичность в разных частях Байкальского рифта может иметь и рассеянный и локализованный характер, области концентрации землетрясений связаны, как правило, с активными разломами. Землетрясения локализуются в верхней и средней коре [14]. Сейсмическая энергия распределена во времени и пространстве неравномерно: области максимального выделения сейсмической энергии за период с 1960 по 2010 гг. локализуются в районе Южного и Центрального Байкала, а также в зоне сочленения центральной части рифта и северо-восточного фланга. Механизмы очагов землетрясений практически на всей территории БРС относятся к сбросовым, сдвиговые механизмы наблюдаются на юго-западном фланге, а также на восточной оконечности северовосточного фланга.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ и Правительства Иркутской области (проект р_сибирь_а № 14-45-04157) и программы СО РАН VIII.78.1.2.

Литература

- Голенецкий, С.И. Сейсмичность Прибайкалья история ее изучения и некоторые итоги // Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири / С.И. Голенецкий // М.: Наука, 1977. – С. 3 – 42.
- Голенецкий, С.И. Анализ эпицентрального поля и количественные оценки сейсмичности // Сейсмогеология и детальное сейсмическое районирование Прибайкалья / С.И. Голенецкий // Новосибирск: Наука, 1981. – С. 19 – 46.
- Солоненко, Н.В. Афтершоковые последовательности и рои землетрясений в Байкальской рифтовой зоне / Н.В. Солоненко, А.В. Солоненко // Новосибирск: Наука, 1987. – 95с.
- Радзиминович, Н.А. Выделение афтершоковых и роевых последовательностей землетрясений Байкальской рифтовой зоны / Н.А. Радзиминович, М.Г. Очковская // Геодинамика и тектонофизика, 2013 – 4(2):169 – 186. doi:10.5800/gt-2013-4-2-0096.
- 5. Добрынина, А.А. Скорости и направления распространения разрывов в очагах землетрясений Байкальской рифтовой системы / А.А. Добрынина, В.А. Саньков // Геофизические исследования, 2010. Т 11, № 2. С. 52 61.
- 6. Аниканова, Г. В. Новые данные о глубинах очагов землетрясений Прибайкалья [Текст] / Г. В. Аниканова, Н. С. Боровик // Геология и геофизика. – 1981. – №2. – С. 157 – 161.
- Голенецкий, С. И. Проблема изучения сейсмичности Байкальского рифта. [Текст] / С. И. Голенецкий // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей: Сб. науч. тр., 1990. – С. 228 – 235.
- Вертлиб, М.Б. Определение глубины очагов землетрясений групповым способом в некоторых районах Прибайкалья / М.Б. Вертлиб // Сейсмические исследования в Восточной Сибири. М.: Наука, 1981. – С. 82 - 88.
- Крылов, С. В. О глубинах байкальских землетрясений и сейсмоконтролирующих факторах. [Текст] / С. В. Крылов // Геология и геофизика. – 1980. – № 5. – С. 97 – 112.
- 10. Deverchere, J. Evidence for seismogenic upper mantle and lower crust in the Baikal rift [Teκct] / J. Deverchere, F. Houdry, M. Diament // Geophys. Res. Lett. 1991. V.18. P. 1099 1102.
- Deverchere, J. Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere [Teκct] / J. Devershere, C. Petit, N. Gileva et al. // Geophys. J. Int. – 2001. – V.146. – P. 714 – 430.
- Гилева, Н. А. Локализация землетрясений и средние характеристики земной коры в некоторых районах Прибайкалья [Текст] / Н. А. Гилева, В. И. Мельникова, Н. А. Радзиминович, Ж. Девершер // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41. – №5. – С. 629 – 636.
- Гилева, Н. А. Релокализация землетрясений в районе Южного Байкала по данным временной сети сейсмических станций PASSCAL_1992. [Текст] / Геодинамическая эволюция литосферы Центрально–азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Под редакцией Е. В. Склярова. Вып. 5. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. – Т. 1. – С. 52 – 54.
- 14. Радзиминович, Н.А. Глубина гипоцентров землетрясений и прочность земной коры Байкальской рифтовой зоны / Н.А. Радзиминович С.О. Балышев В.А. Голубев // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1216–1225.
- 15. Радзиминович, Н. А. Глубины очагов землетрясений Байкальского региона: обзор [Текст] / Н. А. Радзиминович // Физика Земли. 2010. № 3. С. 37 51.
- Radziminovitch, N. The 1999 Mw 6. 0 earthquake sequence in the Southern Baikal rift, Asia, and its seismotectonic implications [Teκct] / N. Radziminovitch, J. Deverchere, V. Melnikova [et al.] // Geophys. J. Int. – 2005. – V.161. – P. 387 – 400.
- Арефьев, С. С. Предварительные результаты эпицентральных наблюдений Култукского землетрясения 27 августа 2008 г. [Текст] / С. С. Арефьев, В. В. Быкова, Н. А. Гилева, О. К. Масальский, И. В. Матвеев, Н. В. Матвеева, В. И. Мельникова, В. В. Чечельницкий // Вопр. инж. Сейсмологии. - 2008. – Т. 35. – № 4. – С. 5 – 15.

- Суворов, В. Д. Распределение очагов близких землетрясений в земной коре под центральным Байкалом [Текст] / В. Д. Суворов, Ц. А. Тубанов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 8. С. 805 818.
- 19. Балакина, Л. М. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений [Текст] / Л. М. Балакина, А. В. Введенская, Н. В. Голубева, Л. А. Мишарина, Е. И. Широкова. М.: Наука, 1972. 191 с.
- 20. Petit, C. Present day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications [Текст] / C. Petit, J. Deverchere, F. Houdry et al. // Tectonics. 1996. V.15. P. 1171 1191.
- Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И. и др. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии / А.В. Солоненко [и др.] // М.: ОИФЗ РАН, 1993. – Вып. 1. – С. 113 – 122.
- 22. Мельникова, В.И.Механизм очагов землетрясений Байкальского региона за 1991–1996 гг. / В.И Мельникова, Н.А. Радзиминович // Геология и геофизика, 1998. Т. 39, № 11. С. 1598 1607.
- 23. Добрынина, А.А. Добротность литосферы и очаговые параметры землетрясений Прибайкалья / А.А. Добрынина,
 - В.В. Чечельницкий, В.А. Саньков // Петербург: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2014. 193 с.

БАЙКАЛ РИФІНДЕ ЖӘНЕ ЖАНАСҚАН АУМАҚТАРДА АСПАПТЫ СЕЙСМОЛОГИЯЛЫҚ БАҚЫЛАУДЫҢ ТАРИХІ

¹⁾ Чечельницкий В. В., ^{2, 3)} Добрынина А. А., ²⁾ Черных Е. Н., ³⁾ Тубанов Ц. А., ³⁾ Предеин П. А.

PFA Геофизикалық қызметінің Байкал филиалы, Иркутск, Ресей
 PFA Сібір бөлімінің Жер қыртысы институты, Иркутск, Ресей
 PFA СБ Геологиялық институты, Ұлан-Удэ, Ресей

Шығыс Сібірдің аумағында (Байкал рифі және жанасқан аумақтар) сейсмикалық станциялар желісі сипатталған, бейбіт ядролық жарылыстарды тіркеуіне, сондай-ақ аймақтың сейсмикалылығын бағалау үшін станциялар желісінің деректерін пайдалануына шолу жасалған: эпиорталық өрістің, жерсілкінулер ошақтарының механизмдерін, қайталаушылық кестесінің еңісі бұрышының уақыттағы вариацияларын талдауы жүргізілген. Бейбіт ядролық жарылыстардың сейсмикалық толқындары жету уақыты туралы деректер бойынша аймақтық годограф салынған.

HISTORY OF INSTRUMENTAL SEISMIC OBSERVATIONS IN THE BAIKAL RIFT AND ADJACENT TERRITORY

¹⁾ V. V. Chechelnitsky, ^{2,3)} A. A. Dobrynina, ²⁾ E. N. Chernykh, ³⁾ Ts. A. Tubanov, ³⁾ P. A. Predein

¹⁾ Baikal filial of Geophysical Survey of Russian academy of sciences, Irkutsk, Russia
 ²⁾ Institute of the Earth's crust of Siberian branch of Russian academy of sciences, Irkutsk, Russia
 ³⁾ Geological institute of Siberian branch of Russian academy of sciences, Ulan-Ude, Russia

Seismic stations network in East Siberia (Baikal rift and surroundings) is described, review of peaceful nuclear explosions is provided as well as stations network data application to assess the region seismicity: the analysis of epicentral field, earthquake focal mechanisms, temporal variations of b-value. The regional travel-time curve was constructed using data of arrival time of peaceful nuclear explosions seismic waves.

УДК 531.7:550.34

СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ШИРОКОПОЛОСНОГО СЕЙСМОПРИЁМНИКА С ЕМКОСТНЫМ ПРЕОБРАЗОВАТЕЛЕМ С ЗАРУБЕЖНЫМИ АНАЛОГАМИ

¹⁾ Башилов И. П., ¹⁾ Волосов С. Г., ²⁾ Королёв С. А., ³⁾ Меркулов В. А., ²⁾ Овчинников В. М., ²⁾ Овчинникова О. В.

¹⁾ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия
 ²⁾ Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия
 ³⁾ Федеральное государственное унитарное предприятие «ПО Октябрь», Каменск-Уральский, Россия

Разработано семейство сейсмоприёмников с емкостным преобразователем взаимного перемещения инерционной массы и основания прибора в электрический сигнал. Высокая чувствительность, унификация электронной схемы, достаточная простота изготовления, наладки и калибровки делает их перспективными для массового производства. Для оценки возможности использования разработанной аппаратуры при создании охранных систем различного назначения, включая национальную систему контроля ядерных испытаний, исследовались записи широкополосного датчика с емкостным преобразователем СМ-3Е и импортных STS-2 и CMG-6T. Приведены результаты статистического анализа сейсмического процесса по данным, полученным одновременно и на одном постаменте тремя разработанными приборами, как во временной, так и в частотной области

Введение

Обеспечение национальной безопасности России требует совершенствования существующих и создания новых охранных систем различного назначения, включая национальную систему контроля ядерных испытаний. Значительное место в этих системах занимают сейсмические методы, поэтому задача разработки и внедрения в практику новой сейсмометрической и сейсморегистрирующей аппаратуры, не уступающей по своим основным характеристикам лучшим импортным образцам, является важным и актуальным направлением работы, в том числе и с точки зрения импортозамещения. Однако разработка новой техники с «нуля» и её испытания, как правило, занимают продолжительное время, поэтому совершенствование и доведение до производства существующей аппаратуры, которое может быть проведено в кратчайшие сроки является не менее важной залачей.

Разработанное семейство широкополосных сейсмоприёмников с емкостным преобразователем взаимного перемещения инерционной массы и основания прибора в электрический сигнал отличается высокой чувствительностью, большой гибкостью в приспособлении к изменениям констант электромеханической системы и технических требований, унификации электронной схемы, достаточной простотой изготовления, наладки и калибровки, что делает их перспективными для массового производства. К ним относятся такие приборы, как СМ-5, TС-5, СМ-3Е в различных модификациях исполнения корпуса для наземного, скважинного или донного применения.

У Института динамики геосфер (ИДГ) РАН имеется большой опыт применения датчиков этой серии в составе разработанных в ИДГ портативного цифрового сейсмометра «Зонд» и автономной цифровой сейсмической станции АЦСС-3 для проведения научно-исследовательских работ. В частности, сейсмометр «Зонд» на основе вертикального сейсмоприёмника СМ-6 использовался для оснащения сейсмической группы наблюдения при исследованиях структуры земной коры [1].

Данные, полученные трёхкомпонентной станцией АЦСС-3, состоящей из трёх датчиков СМ-3Е и регистратора ССД-3, позволили провести исследование глубинного строения земной коры и верхней мантии в Центральной части Восточно-Европейской платформы в 80 км от Москвы (в районе расположения геофизической обсерватории «Михнево») методом функции приёмника, а также оценить параметры Челябинского метеорита [2]. В настоящее время станция является штатной широкополосной точкой наблюдения малоапертурной сейсмической группы «Михнево» [3].

Несмотря на полученный положительный опыт сейсмологических исследований с помощью разработанной в России аппаратуры, для изучения возможности замещения импортной техники отечественной представляет интерес анализ их записей, сделанных в одно время и в одном месте, для сравнения технических характеристик и поиска направлений дальнейшего совершенствования. Результаты таких испытаний, проведённых нами в ИДГ РАН, отражены в данной статье.

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ СЕЙСМОПРИЁМНИКОВ С ЕМКОСТНЫМ ПРЕОБРАЗОВАТЕЛЕМ

Основные технические характеристики отечественных сейсмоприёмников с емкостным преобразователем приведены в таблице 1.

Все они построены по одной схеме, которая для трёхкомпонентного сейсмоприёмника приведена на рисунке 1. Как видно из рисунка, сейсмический тракт формируется сейсмодатчиком с цепями предварительного усиления сигнала, охваченными отрицательной обратной связью (ОС).Сейсмодатчик является главным модулем прибора, отвечающим за надёжную передачу природы сейсмического события в заданном диапазоне частот. Он оснащён емкостным преобразователем взаимного перемещения инерционного элемента (маятника) и основания прибора. Принцип преобразования сейсмического сигнала в электрический основан на модуляции емкостным мостом высокой несущей частоты, вырабатываемой генератором.

No	Типы сейсмоприёмников						
п.п.	Характеристики	CM-3E	CM-5M	CM-5	TC-5	CM-6	
1	Число компонент	1	1	1	3	1	
2	Рабочий диапазон частот, Гц	0,01-30	0,05-30	0,03-40	0,03-40	0,5-40	
3	Динамический диапазон, дБ	135	130	140	140	120	
4	Коэффициент преобразования, В·с/м	2×2000	2×200	2×200	2×200	2×1000	
5	Рабочий диапазон температур, °С	-10+50	-10+50	-10+50	-10+50	-20+40	
6	Габариты, мм	240 ×170 × 145	Ø120 × 130	Ø120 × 130	245 × 245 × 210	Ø130 × 160	
7	Масса, кг	8,5	2,7	2,5	8,2	2,7	

Таблица 1. Основные технические характеристики (сейсмоприёмни	ков
--	---------------	-----

Интегратор выделяет постоянную составляющую сигнала, усиливает её в несколько десятков тысяч раз и подаёт её через каскад ОС на обмотку магнитоэлектрического преобразователя. Тем самым он стабилизирует положение нуля механики сейсмодатчика и выходных каскадов тракта, которые хотя и не входят в эту петлю усиленной ОС, но, имея близкий к единице коэффициент передачи и малый собственный дрейф нуля по току и напряжению от температуры и времени, не вносят существенного вклада в положение нуля сейсмического канала. Нижняя граничная частота прибора является функцией постоянной времени τ_{μ} интегратора.



Рисунок 1. Блок-схема сейсмометрического канала с емкостным преобразователем

Каскад ОС состоит из сумматора и преобразователя напряжение-ток, реализованных на ОУ. На точку суммирования сумматора (рисунок 2) подаются три сигнала: с выхода интегратора через резистор R_{μ} , с выхода НЧ-усилителя через цепочку $C_{oc}-R_{orp}$ для создания гибкой ОС и также с выхода НЧ-усилителя через Т-образный резисторный мост $R_1-R_2-r_{\mu}$ для создания усиленной ОС. Эквивалентное сопротивление моста R_{oc} - $R_1+R_2+R_1\cdot R_2/r_{\mu}$. В акселерометрах, где жёсткая связь должна доминировать, R_2 является подстроечным, а $r_{\mu} = \infty$, т. е. отсутствует.

Резистор R_{orp} сопротивлением в несколько кОм ограничивает коэффициент усиления в петле ОС на высоких частотах для предотвращения генерации. Максимальная величина сопротивления резистора R_{μ} определяется величиной тока, усиленного на этом каскаде в R/R_{κ} раз (R_{κ} – активное сопротивление обмотки катушки магнитоэлектрического преобразователя), компенсирующего изменение жёсткости пружины маятника в пределах до 10% так, чтобы падение напряжения на резисторе R_{μ} не превышало 40% от напряжения питания.



Рисунок 2. Принципиальная схема каскадаобратной связи

С выхода сумматора сигнал подаётся на преобразователь напряжение-ток, необходимость которого связана с тем, что воздействие ОС на маятник прибора производится магнитным полем, создаваемым током, протекающим через обмотку катушки ОС с индуктивностью L и сопротивлением R_к. Инерционная постоянная времени этой катушки должна быть как можно меньше, чтобы не ограничивать возможности расширения рабочей полосы прибора в сторону высоких частот. Её значение определяется выражением

$$\tau = L/(R_{\kappa} + R_{\rm BMX}), \tag{1}$$

где R_{вых} – выходное сопротивление схемы, к которой подключена обмотка, т. е. в данном случае каскада OC.

Как следует из формулы (1), для снижения инерционности катушки необходимо, чтобы выходное сопротивление каскада ОС было максимальным. Это обеспечивается преобразователем напряжениеток, выходное сопротивление которого может достигать 100 кОм, что соответствует постоянной времени катушки τ =15мкс.

При достаточно большом коэффициенте преобразования в напряжение угла отклонения маятника от основания μ , собственными параметрами механи-

$$= \frac{Mr_{0}}{GC_{oc}} \frac{1}{\sqrt{\left(1 - 1/\left(\omega^{2}\tau_{u}R_{u}C_{oc}\right)\right)^{2} + \omega^{2}\left(K_{s}/\left(\mu GC_{oc}\right) - 1/\left(\omega^{2}R_{oc}C_{oc}\right)\right)^{2}}},$$
(2)

имеет вид

где S_V и S_u – спектры скорости и выходного напряжения, M – масса маятника, r_0 – расстояние от оси вращения до центра приложения сил, G – магнитоэлектрическая постоянная катушки ОС в H·c/A,

 K_s – момент инерции маятника, ω – круговая частота. Если же номиналы элементов R_{oc} и C_{oc} в уравне-

ческого маятника можно пренебречь, а выходное на-

пряжение сейсмоприёмника определяется в основном номиналами резистора R_{oc} и конденсатора C_{oc} .

Если эти номиналы имеют достаточно большие зна-

чения, прибор работает как велосиметр. Его АЧХ

нии (6) малы, то для АЧХ по ускорению имеем:

$$\frac{S_{u}}{S_{a}} = \frac{Mr_{0}R_{oc}}{G} \frac{1}{\sqrt{\left(1 - \omega^{2}R_{oc}K_{S}/(\mu G)\right)^{2} + \omega^{2}\left(R_{oc}C_{oc} - R_{oc}/(\omega^{2}\tau_{u}R_{u})\right)^{2}}},$$
(3)

а прибор будет работать в режиме акселерометра.

ПОДГОТОВКА ДАННЫХ НАТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ К СТАТИСТИЧЕСКОМУ АНАЛИЗУ

Объектом для проведения сравнительных исследований был выбран сейсмоприёмник СМ-3Е, построенный по описанной выше схеме, т. к. из всей серии датчиков с емкостным преобразователем он обладает наиболее широкой рабочей полосой частот. В качестве импортной эталонной аппаратуры использовался зарекомендовавший себя с лучшей стороны в мировой практике трёхкомпонентный широкополосный сейсмометр STS-2 (Strikhaizen, Швейцария). Дополнительным контролирующим прибором во время проведения исследований был автономный цифровой сейсмометр CMG-6T (Guralp, Великобритания), предоставленный нам компанией «ДизайнСистемы». Основные паспортные технические характеристики всех трёх приборов приведены в таблице 2.

Таблица 2. Паспортные технические характеристики исследуемых сейсмоприёмников

Nº	Vanavaanua	Типы сейсмоприёмников			
п.п.	характеристики	CM-3E	STS-2	CMG-6T	
1	Число компонент	1	3	3	
2	Рабочий диапазон частот, Гц	0,01-30	0,0083-10	0,033-100	
3	Динамический диапазон, дБ	135	140	172	
4	Коэффициент преобразования, В∙с/м	2×2000	2×750	2×1196	
5	Рабочий диапазон температур, ⁰С	-10+50	-10+10	-40+75	
6	Габариты, мм	240×170×145	Ø235×230	Ø154×207	
7	Масса, кг	8,5	9,0	2,5	

Сейсмические наблюдения проводились в Москве в подвале ИДГ РАН (Ленинский пр-кт, 38), где на постаменте были размещены три сейсмометрических канала с перечисленными сейсмоприёмниками. АЧХ каналов регистрации показаны на рисунке 3. Характеристика канала СМ-3Е приведена к 1, два других канала имеют максимальное значение АЧХ, пропорциональное их чувствительности относительно величины чувствительности канала СМ-3Е. Паспортные чувствительности вертикальных каналов: $S^{CM} = 2000B \cdot c/M$, $S^{CMG} = 1196 B \cdot c/M$, $S^{STS} = 750 B \cdot c/M$ (см. таблицу 2).



Рисунок 3. АЧХ сейсмометрических каналов в диапазоне частот 0.001–50 Гц

Совместные наблюдения сейсмического процесса тремя типами сейсмоприемников СМЗ-Е, STS-2 и СМG-6Т, размещенных на одном постаменте проводились с 30 октября по 11 ноября 2014 г. Общий объем полученных за этот период сейсмических данных был разделен на две группы в соответствии с данными каталога землетрясений [4].

Считалось, что временной фрагмент сейсмического процесса представляет шум, если ему в течение 24 час. не предшествовали землетрясения с магнитудой $m_b \ge 6$ и в течение 12 час. не было землетрясений с $m_b > 5.0$ на расстоянии меньше 70° [5]. С учетом этого, в одной из групп предположительно присутствуют только нерегулярные сейсмические помехи, другая – представляет смесь нерегулярных помех с сейсмическими сигналами от землетрясений. Примеры с фрагментами сейсмического шума длительностью 30 мин каждый, зарегистрированного 01.11.2014 г., показаны на рисунке 4.

Из рисунка 4 следует, что чувствительность каналов S удовлетворяет неравенству $S^{STS} < S^{CMG} < S^{CM}$ и качественно согласуется с АЧХ (рисунок 3). Следует отметить, что на E-W компоненте канала

СМG-6Т (рисунок 4-в) присутствуют низкочастотные колебания с периодом около 1000 с, хотя канал более высокочастотный, чем STS-2 и СМG-6Т.





Рисунок 4. Фрагменты сейсмограмм для трех компонент (Z, C-Ю, B-3) сейсмометрических каналов с сейсмоприемниками: a – STS-2; б – CM3-E; в – CMG-6T

Статистические характеристики сейсмического процесса во временной области

Для анализа была обработана 21 реализация сейсмического процесса длиной 1800 с каждая. На рисунке 5 показано изменение среднего значения реализации, характеризующего устойчивость маятника относительно нуля, во времени. Из него видно, что наибольшие вариации имеет канал СМG-6T (рисунок 5-а), а вертикальные компоненты всех каналов более устойчивы, чем горизонтальные (рисунки 5-6, 5-в, 5-г).



Рисунок 5. Временной дрейф нуля сейсмоприемников: а – вертикальные каналы трех сейсмоприемников; б, в, г – компоненты Z, N-S, E-W

Для каналов с одинаковой полосой пропускания, но с различной чувствительностью (STS-2 и CM-3E) отношение среднеквадратичных отклонений должно соответствовать отношению чувствительностей каналов:

$$\sigma^{\text{STS}}(i) / \sigma^{\text{CM}}(i) \approx S^{\text{STS}} / S^{\text{CM}}, \qquad (4)$$

По Z компонентам соотношение (4) для указанной пары каналов составляет 0.38 ± 0.01 , по N-S компонентам – 0.29 ± 0.025 , по E-W компонентам – 0.422 ± 0.036 . Принимая во внимание, что $S^{CM} = 2000$ В·с/м, получаем, $S^{STS} = 760\pm20$; 580 ± 50 ; 844 ± 72 В·с/м соответственно для Z, N-S и E-W компонент. Значение S для вертикальной компоненты хорошо согласуется с 750 В·с/м из спецификации STS-2 (см. таблицу 2). Значимое расхождение для горизонтальных компонент, по-видимому, связано с рассогласованной ориентацией по странам света.

Для вертикальной компоненты сейсмометра СМG-6Т получено $2.08 \le \sigma^{\text{СMG}}(i) / \sigma^{\text{STS}}(i) \le 2.32$, где (i=1,..,21). Откуда следует, что чувствительность сейсмометра СМG-6Т составляет $S^{\text{GMT}} = 1646 \pm 42$. Это значение на 38% больше, чем номинальное значение чувствительности 1196 (таблица 2). Такое расхождение может быть связано как с более узкополосной характеристикой канала СМG-6Т, так и с отличной от приведенной в таблице 2 чувствительность.

Статистические характеристики сейсмического процесса в частотной области

Рассмотрим особенности спектральных характеристик сейсмического процесса, зарегистрированного го тремя сейсмометрическими каналами. Длительность анализируемого временного интервала составляет 2 часа. Начальная часть интервала продолжительностью 900 с состоит, как мы полагаем, из сейсмического шума, а последующая часть содержит вступления сейсмических фаз и коду сейсмических волн от произошедшего 01 ноября 2014 г. землетрясения на о-вах Фиджи. Очаговые параметры землетрясения [4]: время в очаге – 18:57:22; координаты – 19,6903° ю. ш., 177,7587° з. д.; глубина – 434 км; магнитуда М_w = 7.1.

На рисунке 6 приведены сейсмограммы и спектры мощности их фрагментов для исследуемых сейсмических каналов. Спектры мощности рассчитан по 15 мин фрагменту сейсмограммы, на котором присутствуют сигналы от землетрясения на о-вах Фиджи. На рисунке 6-б видно морфологическое подобие трех спектров на частотах от 0.03 до 10 Гц. В этом диапазоне плотность спектра мощности на канале STS-2 имеет самый малый уровень, на канале CMG-6T – промежуточное положение. Самый высокий уровень имеет спектр мощности на канале CM-3E. Более ясно отмеченные особенности видны на рисунках 6-в и 6-г.



стрелка – вступление волны РР, отраженной на половине пути от свободной поверхности Земли и имеющей максимальное значение амплитуды скорости смещения; цвет: синий – STS-2, зелёный – СМ-3Е, красный – СМG-6Т

Рисунок 6. Сейсмограммы и спектры мощности исследуемых сейсмических каналов: а – фрагменты сейсмограмм; б – спектр мощности в диапазоне частот 0.001–50 Гц, в – спектр мощности в диапазоне частот 0.01–1 Гц; г – спектр мощности в диапазоне частот 0.4–1 Гц

Расположение кривых на графиках соответствует порядку, полученному ранее по среднеквадратичному уровню во временной области и относительным чувствительностям каналов. Для каналов STS-2 и СМЗ-Е морфологическое сходство прослеживается до частоты 0.01 Гц. На частотах, меньше 0.01 Гц, наблюдается более быстрый рост спектра при уменьшении частоты на каналах CM-3E и CMG-6T, причем, более быстрый на последнем из них, что не соответствует характеристикам этих каналов, рассчитанным по спецификационным документам, в соответствии с которыми канал СМG-6Т более узкополосный, чем СМ-3Е и STS-2. По-видимому, такая особенность СМG-6Т связана с большей чувствительностью этого канала к вариациям температуры или давления, чем канала STS-2, возможно, из-за нестабильности электроники или влияния на неё геомагнитных вариаций.

В заключение рассмотрим более подробно свойства сейсмических сигналов от сильного землетрясения с моментной магнитудой $M_w = 7.1$ на о-вах Фиджи, зарегистрированного тремя сейсмометрическими каналами. Как видно на рисунке ба, первое вступление от него замаскировано помехой, но амплитуда волны РР превышает уровень предшествующего ей шума. На рисунке 7 представлены спектры мощности для двух интервалов времени: первый длительностью 30 мин предшествует ожидаемому вступлению сигналов, а второй, той же длительности, включает собственно сигналы от землетрясения и его коду.

Уровень плотности спектра мощности на частотах 0.003 - 0.9 Гц на рисунке 7-а на 10 - 30 дБ ниже, чем на рисунке 7-б, что позволяет предположить, что такое изменение связано с влиянием спектрального состава сигналов землетрясения. Из этого рассмотрения следует, что фильтрация исходного сигнала в указанном выше частотном диапазоне может существенно улучшить соотношение сигнал-шум и обеспечить более точное измерение амплитуд сигналов от землетрясения. На частотах больше 1 Гц спектры мощности на рисунках 7-а, -б не различаются, что указывает, что на этих частотах плотность спектра мощности обусловлена в основном местными условиями регистрации (шум мегаполиса).

Рисунок 8 демонстрирует результаты фильтрации исходных данных полосовым фильтром в диапазоне 0.05-0.9 Гц. На сейсмограммах отмечены вступление волны РКІКР, прошедшей через все оболочки – кору, мантию, внешнее и внутреннее ядро, и вступление волны РР, отраженной от свободной поверхности Земли примерно на середине пути от очага до станции.

Эффект фильтрации очевиден. Взаимный коэффициент корреляции отфильтрованных волновых форм для пары CMG-6T - CM-3E равен 0.94, CMG-6T - STS-2 – 0.94 и STS-2 - CM-3E – 1.0. Уменьшение коэффициента корреляции для пар CMG-6T - СМ-3Е и СМG-6Т - STS-2 связано с различиями в фазовых характеристиках сейсмометров на частотах от 0.01 до 0.1 Гц, которые приводят к изменению формы наблюдаемого сигнала. Пара сейсмометров STS-2 - СМ-3Е в указанном диапазоне частот различаются слабо, что обеспечивает идентичность зарегистрированных ими сейсмических сигналов.



Рисунок 7. Спектры мощности по двум последовательным интервалам времени длительностью 30 мин; а – на участке, предшествующем вступлению волн от землетрясения, б – на участке, содержащем вступления волн от землетрясения на о-вах Фиджи



Рисунок 8. Исходные сейсмограммы (№ 1 - 3). Результат фильтрации в полосе 0.05–0.9 Гц (трассы № 4–6)

Принимая за эталонное значение чувствительность канала STS-2 $S^{STS} = 750 \text{ B} \cdot \text{с/m}$, выполненные измерения амплитуд волн РКІКР и РР дают следующие относительные значения и связанные с ними чувствительности:

по волнам РКІКР $A^{CMG}/A^{CM} = 0.751 (S^{CMG} = 1502 \text{ B} \cdot \text{c/m}),$

 $A^{STS}/A^{CM} = 0.389 (S^{CM} = 1928 \text{ B} \cdot \text{c/m}),$ $A^{STS}/A^{CMG} = 0.518 (S^{CMG} = 1448 \text{ B} \cdot \text{c/m});$ по волнам PP $A^{CMG}/A^{CM} = 0.719 (S^{CMG} = 1438 \text{ B} \cdot \text{c/m}).$

$$\begin{split} &A^{CMG}/A^{CM} = 0.719 \; (S^{CMG} = 1438 \; B \cdot c/m), \\ &A^{STS}/A^{CM} = 0.389 \; (S^{STS} = 1928 \; B \cdot c/m) \\ &A^{STS}/A^{CMG} = 0.541 \; (S^{CMG} = 1386 \; B \cdot c/m). \end{split}$$

Относительные чувствительности, определенные по максимальным амплитудам сигналов от землетрясения, имеют относительные ошибки около 4% для канала СМ-3Е и около 15-20% для канала СМG-6Т. При этом внутренняя сходимость оценок чувствительностей, полученных различными способами, хорошая.

Заключение

Полученные результаты указывают на хорошую согласованность измеренных характеристик сейсмического процесса для сейсмометрических каналов с сейсмоприемниками STS-2 и CM-3E. Оценки относительной чувствительности, рассчитанные разными способами, в пределах 10% согласуются с паспортными данными. Основное различие этих каналов наблюдается в области низкочастотного склона для частот менее 0.01 Гц, что, по-видимому, связано с различиями в механической конструкции сейсмометров.

Рабочая полоса частот сейсмоприёмника СМ-ЗЕ при использовании современной элементной базы и в условиях высокотехнологичного производства может быть доведена до значения 0.0083 Гц, позволяющего заменить как сейсмоприёмник STS-2, так и СМG-6Т. Отвечающий этим требованиям ФГУП «ПО Октябрь» уже успешно освоило и обеспечило серийный выпуск широко известного прибора СМ-ЗКВ и его модификаций. В настоящее время на предприятии ведется подготовка производства всей линейки приборов с емкостным преобразователем, серийный выпуск которых позволит в значительной мере решить задачу производства современных импортозамещающих сейсмометров.

Данная работа выполнена в рамках Государственного задания ИДГ РАН по теме 0146-2014-0013. Для выполнения работы использовалась Уникальная научная установка «Малоапертурная сейсмическая антенна «Михнево».

Литература

- 1. Башилов, И.П.Портативные цифровые сейсмические станции в системах сейсмического мониторинга / И.П. Башилов [и др.] // Вестник НЯЦ РК, 2012. Вып.1 (49) С. 22 26.
- 2. Башилов, И.П. Широкополосная сейсмическая станция АЦСС-3 в геофизической обсерватории «Михнево» / И.П. Башилов [и др.] // Вестник НЯЦ РК. Вып.2 (58), 2014 Курчатов: НЯЦ РК, стр. 110 122.
- 3. Башилов, И.П. Широкополосная автономная цифровая сейсмическая станция АЦСС-3 / И.П. Башилов [и др.]// Сейсмические приборы, 2013.– Т. 49. – № 4.– С. 5 - 25.
- 4. InternationalSeismologicalCentre, On-lineBulletin, http://www.isc.ac.uk, Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2014.
- 5. Wilson, D.Broadband seismic background noise at temporary seismic stations observed on a regional scale in the Southwestern United States / И.П. Башилов [и др.] /D. Wilson[et al] / Bull. Seism. Soc. Am. 2002. v 9,. P.3335–3341

СЫЙЫМДЫЛЫҚ ТҮРЛЕНДІРГІШІМЕН КЕҢ ЖОЛАҚЫ СЕЙСМОҚАБЫЛДАҒЫШТЫ ШЕТЕЛ АНАЛОГТАРЫМЕН САЛЫСТЫРМА ЗЕРТТЕУЛЕРІ

¹⁾ Башилов И. П., ¹⁾ Волосов С. Г., ²⁾ Королёв С. А., ³⁾ Меркулов В. А., ²⁾ Овчинников В. М., ²⁾ Овчинникова О. В.

¹⁾ РҒА О.Ю. Шмидт атындағы Жер физикасы институты, Мәскеу, Ресей
²⁾ РҒА Геосфералар динамикасы институты, Мәскеу, Ресей
³⁾ ӨБ «Октябрь», Каменск-Уральский, Ресей

Аспаптың инерциялық массасының және табанының өзара қозғалуын электр сигналына сйымдылық түрлендіргішімен сейсмоқабылдағыштар түрлері әзірленген. Жоғары сезімділігі, электр сұлбасын бірыңғайландыру, жасаудың, баптаудың және калибрлеудің жеткілікті жеңілдігі оларды өнеркәсіптік өндіруіне мүмкіншілік береді. Әр міндетіндегі қорғау жүйелерін жасауында, ядролық сынақтарға ұлттық бақылау жүйесін қоса алғанда, әзірленген аппаратураның мүмкіншіліктерін бағалау үшін СМ-ЗЕ сыйымдылық түрлендіргішімен және импортты STS-2 и СМG-6Т түрлендіргіштерімен кең жолақы бергіштің жазбалары зерттелген. Әзірленген үш аспаптармен, бір уақытта және бір табанында, уақыттылық және жиіктілік облысындағы деректері бойынша сеймикалық процесстің статистикалық талдауының нәтижелері келтірілген.

COMPARATIVE INVESTIGATIONS OF THE BROADBAND SEISMOMETER WITH THE CAPACITOR CONVERTER AND ITS FOREIGN ANALOGS

¹⁾ I. P. Bashilov, ¹⁾ S. G. Volosov, ²⁾ S. A. Korolyov, ³⁾ V. A. Merkulov, ²⁾ V. M. Ovtchinnikov, ²⁾ O. V. Ovtchinnikova

¹⁾ Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
 ²⁾ Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
 ³⁾ Federal State Unitary Enterprise Production Association "Oktyabr", Kamensk-Uralsky, Russia

The family of seismometers with the capacitor converter of mutual movement of inertial weight and the basis of the device in an electric signal was developed. High sensitivity, standardization of the electronic scheme, sufficient simplicity of production, adjustment and calibration makes them perspective for mass production. For an assessment of possible application of the developed equipment under production of security systems of different purpose including the national system on nuclear tests monitoring, the records of the broadband sensor with capacitor convertor CM-3E and foreign sensors STS-2 and CMG-6T were compared. The paper provides the results of statistic analysis of seismic process by data received simultaneously and on one pedestal in time and frequency domains from three developed sensors.

ОБНАРУЖЕНИЕ И ИЗМЕРЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ОТРАЖЕННЫХ ОТ ПОВЕРХНОСТИ ВНУТРЕННЕГО ЯДРА ВОЛН С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СИСТЕМ ГРУППИРОВАНИЯ СЕЙСМОПРИЕМНИКОВ

¹⁾ Бобров Д. И., ²⁾ Каазик П. Б., ^{1, 2)} Китов И. О., ²⁾ Краснощеков Д. Н., ²⁾ Овчинников В. М.

¹⁾ Временный технический секретариат Организации по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний, Вена, Австрия ²⁾ Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия

Кросс-корреляционное суммирование при обработке записей станций сейсмических групп позволяет значительно улучшить представительность данных о времени пробега и амплитуде короткопериодных докритически отраженных продольных волн РКіКР. В частности, на станции СМАК (Чиангмай, Таиланд) дополнительно к опубликованным в Международном центре данных МСМ параметрам 32 пар волн РКіКР и РсР, были измерены параметры еще 37 пар. На основе полученных измерений на 4-х станциях показано, что дифференциальные невязки времен пробега волн РКіКР и РсР имеют пространственный масштаб вариаций порядка 200 км и, по-видимому, отражают изменение рельефа поверхности внутреннего ядра порядка 3–5 км. Из отношения амплитуд АРКіКР/АРсР установлено, что скачок плотности на границе между внешним и внутренним ядром составляет не менее 0.4 г/см3, что согласуется с оценками более ранних работ.

Введение

Исследование границы между внешним и внутренним ядром - самой глубинной структурной особенности Земли, – представляет важное направление в изучении динамических процессов в земном ядре, ответственных за возникновение и эволюцию магнитного поля Земли. Одним из лучших средств изучения структурных особенностей перехода являются короткопериодные докритически отраженные волны РКіКР. Эти волны чувствительны как к скачку плотности при наблюдениях на малых расстояниях (<30°), так и к изменению скорости поперечных волн во внутреннем ядре при наблюдениях на расстояниях от 30° до 90°. Волны РКіКР представляют собой слабые сигналы, маскируемые сейсмической кодой, порожденной распространением волн через вышележащие оболочки Земли - кору, мантию, внешнее ядро. На эпицентральных расстояниях около 30⁰ амплитуда волны Р превышает амплитуду волн РКіКР в 1000 и более раз. Так, для сейсмических явлений с магнитудой 6.0 амплитуда РКіКР составляет единицы нанометра. В связи с этим в большинстве сейсмологических центров в рутинной практике обработки сейсмограмм эти волны не идентифицируются. Сложность обнаружения волн РКіКР, возбужденных землетрясениями, представляет значительные трудности, хорошо иллюстрируемые в [1], в которой для оценки скачка плотности на границе внутреннего ядра были использованы сейсмограммы около 2000 землетрясений и только в одном случае была надежно обнаружена волна РКіКР.

В Международном центре данных (МЦД) Организации по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ОДВЗЯИ), в отличие от других сейсмологических центров обработки сейсмических данных, волны PKiKP входят в перечень идентифицируемых сейсмических фаз, параметры которых приводятся в выпускаемом МЦД бюллетене. В первую очередь это связано с тем, что в первичную сеть Международной системы мониторинга (МСМ) за соблюдением ДВЗЯИ входят 29 сейсмических станций группирования [2], которые позволяют применить более широкий набор методов обработки, чем на одиночных станциях.

В настоящей статье рассмотрена возможность увеличения объема данных о характеристиках волн РКіКР на основе байесовского подхода к обнаружению сигнала известной формы, основным элементом которой является вычисление взаимной корреляции между наблюдаемым волновым процессом и шаблонной формой волны. Различные варианты кросс-корреляционной техники в последние два десятилетия широко используются при обработке сейсмических данных [3]. Отличительной особенностью предлагаемого решения является использование априорной информации о форме волны и возможном времени ее вступления, т.е. считается, что волна РКіКР на сейсмограмме заведомо присутствует и в целях данных исследований требуется обнаружить вступление волны РКіКР и получить оценку ее амплитуды.

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ

Для анализа отобраны сейсмограммы землетрясений, зарегистрированных МСМ ОДВЗЯИ, на эпицентральных расстояниях меньше 40° и имеющих глубину более 80 км. Выбор глубокофокусных и с промежуточной глубиной землетрясений связан с более простой формой сейсмограмм, чем это наблюдается у землетрясений в земной коре, и с большей вероятностью сохранения формы излучаемой из очага волны. Общее число таких землетрясений за период с 2002 по 2015 гг. составило 767. В данной статье мы ограничились рассмотрением только материалов 4-х станций группирования, включенных в первичную сеть MCM: KSAR (Вонджу) в Южной Корее, CMAR (Чиангмай) в Таиланде, а также станций ASAR ((Алис-Спрингс) и WRA (Варрамунга) в Австралии, на которых зарегистрированы землетрясения, показанные на рисунке 1.

Точки отражения волн РКіКР от поверхности внутреннего ядра, обнаруженные в МЦД, покрывают поверхность внутреннего ядра под Центральной и Юго-Восточной Азией, ограниченной 30° ю.ш. и 40° с.ш. и 80° в.д. и 160° в.д. (рисунок 1).



– станция МСМ ДВЗЯИ. • – землетрясение; • – отражение волны РКіКР от поверхности внутреннего ядра (для которых измерены дифференциальные времена t(РКіКР-РсР)); белые линии – границы тектонических плит

Рисунок 1. Взаимное расположение станций группирования МСМ ДВЗЯИ, землетрясений и точек отражения волн РКіКР от поверхности внутреннего ядра

Официальный бюллетень МЦД содержит волны РКіКР, подтвержденные при интерактивном анализе данных. Жесткие критерии, предъявляемые в МЦД к качеству сигналов при ассоциации с сейсмическими источниками в интерактивном режиме обработки, не позволяют включить в бюллетень множество слабых сигналов, часть из которых представляет собой регулярные волны РКіКР. Возможный потенциал расширения набора данных о волнах РКіКР, зарегистрированных станциями МСМ, иллюстрирует рисунок 2, на котором показано соотношение между количеством землетрясений и количеством обнаруженных волн РКіКР в зависимости от магнитуды и глубины землетрясения.

Если бы отсутствовали мешающие факторы, то число обнаруженных волн Р и РКіКР было бы одинаковым. Однако из рисунка 2 следует, что для землетрясений с магнитуойы больше 5.3 волны РКіКР обнаружены в МЦД не более чем в 50% случаев. Для землетрясений с магнитудой 5.3 малое количество обнаруженных волн РКіКР, по-видимому, связано уже с техническими характеристиками сейсмоприемников, так как расчетные амплитуды в этом случае составляют менее 0.1 нм. В то же время при больших значениях магнитуды соотношение устойчиво сохраняется на уровне 0.5 и, следовательно, имеется значительный потенциал расширения базы данных о волнах РКіКР.



Рисунок 2. Распределение количества волн Р и РКіКР, обнаруженных в МЦД, в зависимости от: а – магнитуды тb; б – глубины землетрясения

Метод обработки данных

Пусть имеются сейсмограммы землетрясения, зарегистрированного на станции группирования, состоящей из К элементов. По ним необходимо оценить время вступления и амплитуду волны, заведомо присутствующей на записи. Такая ситуация, как было показано выше, наиболее вероятна для землетрясений с магнитудой более 5.4. Представим сейсмограмму в виде аддитивной смеси искомой волны и маскирующего ее шума

$$y_k(t_i) = f_k(A_k, \tau_k) + n_k(t_i)$$

где $f_{ik}(A_k, \tau_k) = A_k \phi_k(t_i - \tau_k), A_k, \tau_k - амплитуда и время вступления волны на$ *k* $-ой станции, <math>\phi_k(....)$ – известная форма волны. Относительно свойств шума $n_k(t_i)$ будем полагать, что он представляет гауссов шум с нулевым средним и корреляционной матрицей $_k R_{ii}$. Тогда на основе байесовского подхода к оценке параметров [4] можно выписать в явном виде выражение для функции правдоподобия, которая характеризует состояние объекта и аналитическую зависимость от параметров этого объекта.

Опуская промежуточные выкладки, в которых принято, что искомый сигнал заведомо присутствует на сейсмограммах, $A_k = A$ и $\tau_k = \tau$ вследствие малого пространственного размера группы сейсмоприемников (в частности, для волн РКіКР на расстояниях меньше 30° медленность составляет ~ 1 с/градус, и при апертуре группы в 10 км вариации τ_k не должны превышать 0.05 с), для логарифма функции правдоподобия имеем [5].

$$\lambda(A,\tau) = A \sum_{k} \sum_{i} \sum_{i'} k R_{ii'}^{-1} y_{k}(t_{i}) \phi(t_{i}-\tau) - \frac{1}{2} A^{2} \sum_{k} \sum_{i} \sum_{i'} k R_{ii'}^{-1} \phi(t_{i}-\tau) \phi(t_{i'}-\tau)$$
(1)

Первое слагаемое в (1) представляет свертку экспериментальных данных с известной формой волны. Формула (1) может быть преобразована к другому виду:

$$\lambda(A,\tau) = A \sum_{k} \sum_{i} \sum_{i'} R_{ii'}^{-1} y_k(t_i + \tau) \phi(t_i) - \frac{-1}{2A^2} \sum_{k} \sum_{i} \sum_{i'} R_{ii'}^{-1} \phi(t_i) \phi(t_{i'})$$
(2)

Так как в (2) второе слагаемое не зависит от τ , то τ оценивается путем определения максимума первого слагаемого, которое представляет взаимную корреляцию сейсмограммы с эталонной (шаблон) формой волны.

Приравнивая при известном τ частную производную (2) по A, получим явное выражение для оценки амплитуды волны:

$$\hat{A} = \frac{\sum_{k} \sum_{i} \sum_{i'} k R_{ii'}^{-1} \phi(t_i) y_k(t_{i'} + \tau)}{\sum_{k} \sum_{i} \sum_{i} \sum_{i'} k R_{ii'}^{-1} \phi(t_i) \phi(t_{i'})}$$
(3)

Формула (3) трудоемка в численных расчетах, так как в нее входит обращение корреляционной матрицы помех. Если предположить некоррелированность помех на каждой сейсмической станции,

то $_{k}R_{ii'}^{-1} = \frac{1}{\sigma_{k}^{2}}I$ (*I* – единичная матрица) и определе-

ние τ сводится к поиску временного положения максимального значения суммы взвешенных значений корреляционных функций. Если же относительно сигнала, параметры которого подлежат определению, известен только частотный состав, то в соответствии с (1) определение значения τ сводится к полосовой фильтрации наблюдаемого процесса с последующим суммированием и определения временного положения максимального значения.

Результаты обработки

Результаты обнаружения волн РКіКР с использованием метода кросс-корреляционного анализа приводятся на примере станции СМАR. Обработка данных включает три шага: на первом осуществляется построение шаблонной формы сигнала для некоторого района Земли; затем применяется взаимная корреляция шаблона с записью анализируемого землетрясения и последующего равновесного суммирования корреляционных функций.

Пространственное распределение зарегистрированных на расстоянии меньше 40° землетрясений относительно станции СМАК показано на рисунке 3 (черные кружки). Здесь Крестиками обозначены землетрясения, использованные в качестве материала обучения для построения эталонной формы волны РКіКР.



△ – станция СМАR; • – землетрясение; × землетрясение, использованное для построения эталонных форм сигналов; О – дополнительно обнаруженные волны РКіКР

Рисунок 3. Взаимное расположение станции СМАR, землетрясений с эталонной формой сигнала и дополнительно обнаруженных волн РКіКР

Стандартные шаблоны волн РКіКР для станции СМАК содержат 18 отдельных каналов записи (рисунок 4). Длина шаблонного сигнала – 11 с. Она включает 1 с, предшествующую вступлению волны РКіКР, и 10 с, следующих за вступлением. Время вступления сигнала РКіКР определяется методом STA/LTA на суммарном канале при пороговом значении 5, что позволяет обеспечить высокое качество шаблонной волновой формы. Так как волна РКіКР имеет крайне низкую амплитуду, то не все сигналы, полученные при интерактивной обработке, могут быть использованы для взаимной корреляции.

Проведена взаимная корреляция эталонных сигналов для 77 землетрясений из бюллетеня МЦД, для которых волны PKiKP на станции CMAR в МЦД не были обнаружены.

На рисунке 5-а приведены фрагменты сейсмограмм землетрясения 24 октября 2004 г. с параметрами очага – t_0 =13:31:13, $\varphi_0 = -6^\circ.6981$, $\lambda = 130^\circ.2799$, h = 81.4 км. Значения STA/LTA (длительность короткого окна – 1 сек, а длинного – 2 сек) вблизи ожидаемого вступления волны РКіКР находятся в диапазоне 0.9–1.2.



Между вертикальными линиями на рисунке 4-б выделен шаблон

Рисунок 4. Станция сейсмического группирования СМАR: а – геометрия группы с центром в пункте СМ31; б – восемнадцать шаблонов волны PKiKP от землетрясения на эпицентральном расстоянии менее 40° (вертикальный канал)

Рисунок 5-б демонстрирует значения STA/LTA для трех каналов с максимальным значением вступления волны PKiKP (CM11) и минимальным (CM13 и CM18). Результат кросс-корреляционной обработки приведен на рисунок 5-в.

Как видно из рисунка 5-в, при достигнутом отношении сигнал/шум 5.6 принятие решения об обнаружении сигнала не представляет труда. Результаты проведенной обработки записей сигналов на 4-х станциях группирования приведены в таблице. В ней приведено количество обнаружений на сейсмограммах как волн PcP, так и волн PKiKP, данные о которых приведены в бюллетене МЦД МСМ (REB), обнаружений в результате проведенной нами обработки, а также приведено количество обнаружений только одной из волн – PcP, либо PKiKP.







Из таблицы следует, что объем данных, которые могут быть использованы в дальнейшей интерпретации в терминах особенностей внутреннего строения Земли, может быть увеличен примерно в два раза по сравнению с данными, приведенными в бюллетене МЦД.

Код станции	Кол-во пар волн РКіКР и РсР, обнаруженных в МЦД	Кол-во пар волн РКіКР и РсР по данным авторов статьи	Кол- во одиночных волн РКіКР и РсР по данным авторов статьи
CMAR	34	69	50
WRA	29	32	118
ASAR	20	38	86
KSAR	9	14	30

Таблица. Сводные результаты по обнаружению волн РсР и РКіКР

В частности, результаты по сейсмической группе СМАR характеризуется следующими параметрами: из 34 вступлений, идентифицированных в МЦД как волны РКіКР, были обнаружены 29, т.е. 5 вступлений были пропущены. В то же время для 77 землетрясений были обнаружены кандидаты на идентификацию как вступление волны РКіКР с предполагаемым временем вступления в интервале ±10 с относительно прогнозируемого времени вступления волны РКіКР.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ В КАЧЕСТВЕ ЗАКЛЮЧЕНИЯ

Результаты измерения невязок дифференциальных времен пробега волн (t_{PKiKP}-t_{PcP})_{meas} относительно дифференциальных времен пробега в стандартной модели скорости aк135, скорректированные на эллиптичность Земли [6] и мантийные неоднородности [7], показаны на рисунке 6. На нем приведены данные о волнах PKiKP и PcP, обнаруженных кросскорреляционным методом и дополнительно подтвержденных методом равновесного суммирования (beamforming), либо фазо-взвешенным суммированием сейсмограмм [8]. Данные демонстрируют мозаичную [9] картину пространственного распределения невязок с масштабом от 200 до 1000 км (рисунок 6-б).

Среднее значение дифференциальных невязок, показанных на рисунке 6-а, составляет -1.48±0.41 сек. Полученные значения невязок не противоречат ранее опубликованным для этого региона результатам [10,11,12]. Дифференциальные невязки зависят как от свойств границы между мантией и внешним ядром, так и от свойств границы между внешним и внутренним ядром. Так, например, увеличению радиуса внутреннего ядра на 1 км соответствует величина дифференциальной невязки в -0.2 сек [12] и, следовательно, максимальный радиус внутреннего ядра не должен превышать 1225 км. При этом изменения в рельефе составят около 3 км. Относя величину дифференциальной невязки к границе СМВ (Core-Mantle Boundary), необходимо уменьшить на 6 км радиус внешнего ядра. Если же положение границ СМВ и ICB (Inner Core Boundary) хорошо определено из независимых данных, то наблюденную величину невязки следует отнести к возможным вариациям скорости продольных волн во внешнем ядре

[12–14], которая составит примерно 0.3%. Следует отметить, что полученные данные не поддерживают гипотезу, предложенную в [15], о смещении внутреннего ядра относительно центра Земли на десятки километров к западу.



Рисунок 6. Четыре станции сейсмического группирования: а – зависимость дифференциальных времен пробега от эпицентрального расстояния, б – пространственное распределение дифференциальных невязок времени пробега

На рисунке 7 показано отношение амплитуд волн РКіКР к РсР, из которого следует, что для более 60% измерений отношения превосходят уровень, соответствующий теоретическому скачку плотности 0.4 г/см³ на границе ICB. Это больше, чем 0.2 г/см³, которые следует ожидать для чистого железа при переходе от твердого к жидкому состоянию.

Следует отметить значительные вариации амплитудного отношения как на расстояниях около 12°, где приведены данные измерений на временной группе станций (Н) в Китае, зарегистрировавшей землетрясение в Памиро-Гиндукушской зоне, так и для землетрясений на расстоянии около 30°, зарегистрированных на станциях WRA и CMAR.



Рисунок 7. Зависимость отношения измеренных амплитуд волн РКіКР к амплитуде волн РсР от эпицентрального расстояния (точки) и теоретически рассчитанные отношениями при различных значениях скачка плотности (цветные кривые)

Литература

- 1. Shearer P., Masters G., The density and shear velocity contrast at the inner core boundary, Geophys. J. Int., 102, 491-498, 1990
- 2. Договор о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ) и текст об учреждении Подготовительной
- комиссии Организации по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний. ISBN: 92-95021-02-9, 1999
- 3. Bobrov, D.I. Towards global seismic monitoring of nuclear explosions using waveform cross correlation / D.I. Bobrov, I.O. Kitov, P. Friberg // Seismic instruments, 2016. V.52, №1. P. 43 59.
- 4. Ван Трис Теория обнаружения, оценок и модуляции, 1970.-Т.1.
- 5. Гольцман, Ф.М. Статистические модели интерпретации / Ф.М. Гольцман. М.: Наука, 1971. 327 с.
- 6. Dziewonski, Gilbert The effect of small, aspherical perturbations on travel times and re-examination of the correction for ellipticity / Gilbert Dziewonski //Geophys.J.R. Astron. Soc., 1976. v.44. P. 7 17.
- Li, C. A new global model for P wave speed variations in the Earth's mantle / C. Li [et.al.] // Geocem. Geophys. Geosyst, 2008. V. 9. № 5. – P. 1 – 21.- Q05018, doi:10.1029/2007GC001806.
- Schimmel, M. Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks / M. Schimmel, H. Paulssen // Geophys. J., 1997. - Int. 130. – P. 497 – 505.
- Krasnoshchekov, D. Seismological evidence for mosaic structure of the surface of the Earth's inner core / D. Krasnoshchekov, P. Kaazik, V. Ovtchinnikov // Nature, 2005. - V. 435. – P.483 - 487. doi:10.1038/nature03613.
- Zhongyin, Shen Using pre-critical PKiKP–PcP phases to constrain the regional structures of the inner core boundary beneath East Asia . 2016/ Zhongyin Shen, Yinshuang Ai , He Yumei, Mingming Jiang. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2016.
 - v. 252. - P. 37 - 48.
- oper, K. Observations of PKiKP/PcP amplitude ratios and implications for Earth structure at the boundaries of the liquid core / K. Koper, M. Pyle // J.Geoph.Res. – 2004. -v.109. - B03301.
- 12. Koper, K. Constraintes on aspherical core structure from differential travel times / K. Koper, M. Pyle, J. Francs // J. Geoph. Res. , 2003. v.108. B3, 2168.
- Romanowicz ,B. On the origin of complexity in PKP travel time data, in Earth's Core: Dynamics, Structure, Rotation / B. Romanowicz , H. Tkalčić, L. Bréger // Geodyn. Ser., 2003. vol. 31, edited by V. Dehant et al. AGU, Washington D.C. P. 31-44.
- 14. Овчинников, В.М. Слабая аномалия скорости во внешнем ядре из сейсмических данных / В.М. Овчинников, П.Б. Каазик, Д.Н. Краснощеков // Физика Земли, 2012. – № 3. – С. 34 – 45.
- 15. Vamoş, C., and N. Suciu, Geophysical implications of a decentered inner core, arXiv:1402.6494, 2014 reprint.
- Dai, Z. Irregular topography at the Earth's inner core boundary / Z. Dai, W Wang, L. Wen // PNAS, 2012.- 109(20). P.7654– 7658.

Возможно, эти вариации фиксируют мелкомасштабные вариации температуры или вещественного состава в точках отражения от поверхности внутреннего ядра и, как следствие, возникающую иррегулярную топографию ICB, обусловленную восстановлением термохимического равновесия [16].

Работа выполнена при финансовой поддержке Госзаказа 0146-2014-0004 и 0146-2016-0015.

ІШКІ ЯДРОНЫҢ БЕТІНЕН ШАҒЫЛЫСҚАН ТОЛҚЫНДАРДЫ СЕЙСМОҚАБЫЛДАҒЫШТАРДЫ ТОПТАСТЫРУ ЖҮЙЕСІН ПАЙДАЛАНЫП АЙҚЫНДАУ ЖӘНЕ ПАРАМЕТРЛЕРІН ӨЛШЕУ

¹⁾ Бобров Д. И., ²⁾ Каазик П. Б., ^{1, 2)} Китов И. О., ²⁾ Краснощеков Д. Н., ²⁾ Овчинников В. М.

¹⁾ Ядролық сынақтарға жаппай тыйым салу туралы шарты ұйымы, Вена ²⁾ РҒА Геосфералар динамикасы институты, Мәскеу, Ресей

Беларусьтағы сейсмикалық бақылау жүйесінің құрылымы, оны ұйымдастыру деңгейлері, қолданылатын аппаратуралық құралдары, ақпаратты жинау, өңдеу және сақтау жүйесі, деректермен халықаралық алмасу тәртібі блістірілген. Функционалды және техникалық өзара сәйкестенлірілген, құрылым жағынан әр масштабты деңгейлерінде (телесейсмикалық, аймақтық, жергілікті) ұйымдастырылған Беларусьтағы құрылған сейсмикалық мониторингтің жүйесі қауіпсіздікті, сондай-ақ шамалы белсенді платформалық аумақтардың геодинамикалық жағдайында сейсмикалық жағдайды бақылауын қамтамасыз ету үшін тиімді құралы болып табылатыны көрсетілген.

DETECTION AND MEASUREMENTS OF WAVES REFLECTED OFF THE INNER CORE BOUNDARY USING SEISMIC ARRAYS

¹⁾ D. I. Bobrov, ²⁾ P. B. Kaazik, ^{1,2)} I. O. Kitov, ²⁾ D. N. Krasnoshchekov, ²⁾ V. M. Ovtchinnikov

¹⁾Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization, Vienna ²⁾ Institute for Dynamics of Geospheres of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Cross-correlation summing during processing of seismic arrays records improves significantly the data representativeness on travel time and amplitude of short-period subcritically reflected longitudinal waves PKiKP. In particular, at CMAR station (Chiang Mai, Thailand) in addition to 32 waves' pairs PKiKP and PcP published by the International Data Centre, IMS, the parameters of 37 pairs were measured. Basing on the obtained measurements from 4 stations it is shown that differential uncertainties of PKiKP and PcP waves travel time have spatial variation about 200 km and, probably, reflect the change of surface relief of the inner core for about 3 - 5 km. APKiKP/APcP amplitude ratio showed that density increase on the border between the outer and inner core is not less than 0.4 g/cm³ that corresponds with the estimations of previous works.

МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ АКУСТО-ГРАВИТАЦИОННЫХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН ОТ ПОДЗЕМНЫХ ВЗРЫВОВ ПРИ СТРАТИФИКАЦИИ ВЕТРА В АТМОСФЕРЕ

Михайлов А. А., Мартынов В. Н.

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

Рассмотрено решение динамической задачи распространения сейсмических и акусто-гравитационных волн для совмещенной математической модели «Земля-Атмосфера» при наличии ветра в атмосфере. Распространение сейсмических волн в упругой среде описано системой уравнений первого порядка теории упругости через взаимосвязь компонент вектора скорости смещений и компонент тензора напряжений. Система уравнений для распространения акусто-гравитационных волн в неоднородной изотермической атмосфере, записана на основе линеаризованной системы уравнений Навье-Стокса. При этом полагается наличие ветра, направленного вдоль горизонтальной оси, а зависимость скорости и направления ветра – от высоты. Для численного решения этой задачи использован численный метод на основе комплексирования интегральных преобразований Лагерра и Фурье с конечно-разностным методом. Приводится описание численной реализации предлагаемого алгоритма, и описываются результаты численных расчетов для конкретной модели.

Введение

В данной статье приведены результаты продолжения исследований методами численного моделирования распространения сейсмических и акустогравитационных волн в пространственно-неоднородной модели «Атмосфера-Земля». Исследования выполнены на основе идей, впервые предложенных Б. Г. Михайленко, который инициировал, непосредственно участвовал и поддерживал их. В [1 - 3] описан открытый путем моделирования эффект влияния ветра на поверхностную волну Стоунли-Шолтэ. В отличии от этих исследований, в новых расчётах полагалось, что скорость ветра в атмосфере зависит от высоты. Полученные результаты численного моделирования позволяют изучить эффект рефракции акусто-гравитационных волн в атмосфере вследствии стратификации ветра. Кроме того, расчеты позволяют исследовать взаимосвязь волн в литосфере и атмосфере. Например, - смоделировать эффект акусто-сейсмической индукции [4], в результате которой акустическая волна от вибратора возбуждает интенсивные поверхностные сейсмические волны на расстоянии десятков километров благодаря явлению рефракции в атмосфере. В свою очередь, сейсмические волны от землетрясений и взрывов генерируют атмосферные акусто-гравитационные волны, которые особенно интенсивны в верхних слоях атмосферы, с малой плотностью, и ионосфере. В ходе анализа полученных численных результатов моделирования выявлены некоторые особенности распространения акусто-гравитационных волн при наличии стратификации ветра. В статье описан численный алгоритм, особенностью которого является комбинирование интегральных преобразований с конечноразностным методом. Предлагаемый алгоритм основан на применении интегрального преобразования Лагерра по временной координате. Этот метод можно рассматривать как аналог известного спектрального метода на основе Фурье-преобразования. Однако, в отличие от него, применение интегрального преобразования Лагерра по времени позволяет свести исходную задачу к решению системы уравнений, в которой параметр разделения присутствует только в правой части уравнений и имеет рекуррентную зависимость. Данный метод решения динамических задач теории упругости был впервые рассмотрен в [5, 6], а затем развит для задач вязкоупругости [7, 8] и теории пористых сред [9]. В указанных работах рассмотрены отличительные особенности данного метода от принятых подходов и обсуждаются преимущества применения интегрального преобразования Лагерра в отличие от разностного метода и Фурье-преобразования по времени.

1. Постановка задачи

Распространение акусто-гравитационных волн в неоднородной неионизированной изотермической атмосфере в декартовой системе координат (x, y, z) при наличии ветра, направленного вдоль горизонтальной оси x и с вертикальной стратификацией по оси z, записывается системой уравнений:

$$\frac{\partial u_x}{\partial t} + v_x \frac{\partial u_x}{\partial x} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} - u_z \frac{\partial v_x}{\partial z}$$
(1)

$$\frac{\partial u_{y}}{\partial t} + v_{x} \frac{\partial u_{y}}{\partial x} = -\frac{1}{\rho_{0}} \frac{\partial P}{\partial y}$$
(2)

$$\frac{\partial u_z}{\partial t} + v_x \frac{\partial u_z}{\partial x} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial z} - \frac{\rho g}{\rho_0}$$
(3)

$$\frac{\partial P}{\partial t} + v_x \frac{\partial P}{\partial x} = c_0^2 \left[\frac{\partial \rho}{\partial t} + v_x \frac{\partial \rho}{\partial x} + u_z \frac{\partial \rho_0}{\partial z} \right] - u_z \frac{\partial P_0}{\partial z}$$
(4)

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + v_x \frac{\partial \rho}{\partial x} = -\rho_0 \left[\frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z} \right] - u_z \frac{\partial \rho_0}{\partial z} + F(x, y, z, t)$$
(5)

Здесь: g – ускорение силы тяжести, $\rho_0(z)$ – плотность невозмущённой атмосферы, $c_0(z)$ – скорость звука, $v_x(z)$ – скорость ветра вдоль оси x, $\vec{u} = (u_x, u_y, u_z)$ – вектор скорости смещения частиц воздуха, P и ρ – соответственно возмущения давления и плотности под действием распространения волны от источника массы $F(x, y, z, t) = \delta(r - r_0)f(t)$, где f(t) – заданный временной сигнал в источнике. Полагается, что ось z направлена вверх. Нулевые индексы для физических параметров среды означают, что их значения задаются для невозмущенного состояния атмосферы. Зависимость атмосферного давления P_0 для невозмущенного как $\frac{\partial P_0}{\partial z} = -\rho_0 g$.

Распространение сейсмических волн в упругой среде описывается известной системой уравнений первого порядка теории упругости через взаимосвязь компонент вектора скорости смещений и компонент тензора напряжений.

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial x_k} + F_i(x, y, z) f(t)$$
(6)

$$\frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial t} = \mu \left(\frac{\partial u_k}{\partial x_i} + \frac{\partial u_i}{\partial x_k} \right) + \lambda \delta_{ik} di v \vec{u} .$$
(7)

Здесь: δ_{ij} – символ Кронекера, $\lambda(x_1, x_2, x_3)$, $\mu(x_1, x_2, x_3)$ – упругие параметры среды, $\rho_0(x_1, x_2, x_3)$ – плотность среды, $\vec{u} = (u_1, u_2, u_3)$ – вектор скорости смещений, σ_{ij} – компоненты тензора напряжений. $\vec{F}(x, y, z) = F_1 \vec{e}_x + F_2 \vec{e}_y + F_3 \vec{e}_z$ описывает распределение локализованного в пространстве источника, а f(t) – заданный временной сигнал в источнике. Тогда совмещённую систему уравнений для описания распространения сейсмических и акусто-гравитационных волн в декартовой системе координат $(x, y, z) = (x_1, x_2, x_3)$ можно записать как:

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial x_k} + F_i(x, y, z) f(t) - K_{ams} \left[v_x \frac{\partial u_i}{\partial x_1} + \frac{\rho g}{\rho_0} e_z - u_z \frac{\partial v_x}{\partial x_3} e_x \right]$$
(8)

$$\frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial t} = \mu \left(\frac{\partial u_k}{\partial x_i} + \frac{\partial u_i}{\partial x_k} \right) + \lambda \delta_{ik} di v \vec{u} - \delta_{ik} K_{amm} \left[v_x \frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial x_1} + \rho_0 g u_z \right]$$
(9)

$$K_{amm}\left[\frac{\partial\rho}{\partial t} + v_x \frac{\partial\rho}{\partial x}\right] = -\rho_0 div\bar{u} - u_z \frac{\partial\rho_0}{\partial z} \qquad (10)$$

Здесь: δ_{ij} – символ Кронекера, $\rho_0(x, z)$ – плотность среды, $\lambda(x, z)$, $\mu(x, z)$ – упругие параметры среды, $\vec{u} = (u_1, u_2, u_3)$ – вектор скорости смещений, σ_{ij} – компоненты тензора напряжений. $\vec{F}(x, y, z) = F_1 \vec{e}_x + F_2 \vec{e}_y + F_3 \vec{e}_z$ описывает распределение локализованного в пространстве источника, а f(t) –заданный временной сигнал в источнике. Предполагается, что по оси у среда однородна.

Система уравнений (1)–(5) для атмосферы получена из системы (8)–(10) при условии, что $\sigma_{11} = \sigma_{22} = \sigma_{33} = -P$, $\sigma_{12} = \sigma_{13} = \sigma_{23} = 0$, $\mu = 0$, $\lambda = c_0^2 \rho_0$, $K_{amm} = 1$. Полагая в (9)–(10) $K_{amm} = 0$, получаем систему уравнений (6)–(7), описывающую распространение сейсмических волн в упругой среде. При этом считается, что граница раздела сред атмосфера и упругое полупространство проходит по плоскости $z = x_3 = 0$. В этом случае условие контакта двух сред при z = 0 записывается как:

$$\begin{aligned} u_{z}|_{z=-0} &= u_{z}|_{z=+0};\\ \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial t}\Big|_{z=-0} &= \left(\frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial t} + \rho_{0}gu_{z}\right)\Big|_{z=+0};\\ \sigma_{xz}|_{z=-0} &= \sigma_{yz}\Big|_{z=-0} = 0. \end{aligned}$$
(11)

Задача решается при нулевых начальных данных

$$u_i|_{t=0} = \sigma_{ij}|_{t=0} = P|_{t=0} = \rho|_{t=0} = 0,$$

(12)
 $i = 1, 2, 3 \quad j = 1, 2, 3.$

2. Алгоритм решения

На первом этапе решения используется конечное косинус-синус преобразование Фурье по пространственной координате у (в данном направлении среда считается однородной). Для каждой компоненты системы введено соответствующее косинус или синус преобразование:

$$\vec{W}(x,z,n,t) = \int_{0}^{a} \vec{W}(x,z,n,t) \begin{cases} \cos(k_{n}y) \\ \sin(k_{n}y) \end{cases} d(y), \quad (13)$$
$$n = 0, 1, 2, ..., N$$

с соответствующей формулой обращения

$$\vec{W}(x, y, z, t) = \frac{1}{\pi} \vec{W}(x, 0, z, t) + \frac{2}{\pi} \sum_{n=1}^{N} \vec{W}(x, n, z, t) \cos(k_n y)$$
(14)

или

$$\vec{W}(x, y, z, t) = \frac{2}{\pi} \sum_{n=1}^{N} \vec{W}(x, n, z, t) \sin(k_n y),$$
(15)
rge $k_n = \frac{n\pi}{a}.$

Расстояние *а* выбирается достаточно большим, и волновое поле рассматривается до момента времени t < T, где T – минимальное время распространения продольной волны до границы y = a. В результате данного преобразования получим N+1 независимых двухмерных по пространству нестационарных задач.

На втором этапе решения, к полученным *N*+1 независимым задачам, применяется интегральное преобразование Лагерра по времени вида:

$$\vec{W}_{p}(x,n,z) = \int_{0}^{\infty} \vec{W}(x,n,z,t)(ht)^{-\frac{\alpha}{2}} l_{p}^{\alpha}(ht) d(ht), \quad p = 0,1,2,\dots$$
(16)

с формулой обращения

$$\overrightarrow{W}(x,n,z,t) = (ht)^{\frac{\alpha}{2}} \sum_{p=0}^{\infty} \frac{p!}{(p+\alpha)!} \overrightarrow{W}_p(x,n,z) l_p^{\alpha}(ht)$$
(17)

Здесь $l_p^{\alpha}(ht)$ – ортогональные функции Лагерра.

Функции Лагерра $l_p^{\alpha}(ht)$ выражаются через классические ортонормированные полиномы Лагерра $L_p^{\alpha}(ht)$ [10]. Здесь α (порядок функций Лагерра) выбирается целым и положительным, тогда имеет место представление:

$$l_p^{\alpha}(ht) = (ht)^{\frac{\alpha}{2}} e^{-\frac{ht}{2}} L_p^{\alpha}(ht)$$

Для удовлетворения начальных условий (12) необходимо и достаточно положить $\alpha \ge 1$. Кроме того, вводится параметр сдвига h > 0, смысл и эффективность применения которого подробно обсуждается в [6–8].

В результате всех этих преобразований решение исходной системы (8) – (10) сводится к решению N+1 независимых двумерных дифференциальных задач в спектральной области вида:

$$\frac{h}{2}u_x^p - \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial \sigma_{xz}^p}{\partial z} + \frac{\partial \sigma_{xx}^p}{\partial x} + k_n \sigma_{xy}^p \right) + K_{amm} \left[v_x \frac{\partial u_x^p}{\partial x} - u_z^p \frac{\partial v_x}{\partial z} \right] = F_x(x, z, n) f^p - h \sum_{j=0}^{p-1} u_x^j$$
(18)

$$\frac{h}{2}u_{y}^{p} - \frac{1}{\rho_{0}} \left(\frac{\partial \sigma_{yz}^{p}}{\partial z} + \frac{\partial \sigma_{xy}^{p}}{\partial x} - k_{n}\sigma_{yy}^{p} \right) + K_{am_{M}}v_{x} \frac{\partial u_{y}^{p}}{\partial x} = F_{y}(x, z, n)f^{p} - h\sum_{j=0}^{p-1} u_{y}^{j}$$
(19)

$$\frac{h}{2}u_{z}^{p} - \frac{1}{\rho_{0}}\left(\frac{\partial\sigma_{zz}^{p}}{\partial z} + \frac{\partial\sigma_{xz}^{p}}{\partial x} + k_{n}\sigma_{yz}^{p}\right) + K_{amm}\left[v_{x}\frac{\partial u_{z}^{p}}{\partial x} + \frac{g}{\rho_{0}}\overline{\rho}^{p}\right] = F_{z}(x,z,n)f^{p} - h\sum_{j=0}^{p-1}u_{z}^{j}$$
(20)

$$\frac{h}{2}\sigma_{xx}^{p} - \lambda \left(\frac{\partial u_{z}^{p}}{\partial z} + k_{n}u_{y}^{p}\right) - (\lambda + 2\mu)\frac{\partial u_{x}^{p}}{\partial x} + K_{amm}\left[v_{x}\frac{\partial \sigma_{xx}^{p}}{\partial x} + \rho_{0}gu_{z}^{p}\right] = -h\sum_{j=0}^{p-1}\sigma_{xx}^{j}$$
(21)

$$\frac{h}{2}\sigma_{yy}^{p} - \lambda \left(\frac{\partial u_{z}^{p}}{\partial z} + \frac{\partial u_{x}^{p}}{\partial x}\right) - (\lambda + 2\mu)k_{n}u_{y}^{p} + K_{amm}\left[v_{x}\frac{\partial\sigma_{yy}^{p}}{\partial x} + \rho_{0}gu_{z}^{p}\right] = -h\sum_{j=0}^{p-1}\sigma_{yy}^{j}$$
(22)

$$\frac{h}{2}\sigma_{zz}^{p} - \lambda \left(\frac{\partial u_{x}^{p}}{\partial x} + k_{n}u_{y}^{p}\right) - (\lambda + 2\mu)\frac{\partial u_{z}^{p}}{\partial z} + K_{amm}\left[v_{x}\frac{\partial\sigma_{zz}^{p}}{\partial x} + \rho_{0}gu_{z}^{p}\right] = -h\sum_{j=0}^{p-1}\sigma_{zz}^{j}$$
(23)

$$\frac{h}{2}\sigma_{xy}^{p} - \mu \left(\frac{\partial u_{y}^{p}}{\partial x} + k_{n}u_{x}^{p}\right) = -h\sum_{j=0}^{p-1}\sigma_{xy}^{j}$$
(24)

$$\frac{h}{2}\sigma_{xz}^{p} - \mu \left(\frac{\partial u_{x}^{p}}{\partial z} - \frac{\partial u_{z}^{p}}{\partial x}\right) = -h \sum_{j=0}^{p-1} \sigma_{xz}^{j}$$
(25)

$$\frac{h}{2}\sigma_{yz}^{p} - \mu \left(\frac{\partial u_{y}^{p}}{\partial z} + k_{n}u_{z}^{p}\right) = -h\sum_{j=0}^{p-1}\sigma_{yz}^{j}$$
(26)

$$K_{amst}\left[\frac{h}{2}\rho^{p} + v_{x}\frac{\partial\rho^{p}}{\partial x} + \rho_{0}\left(\frac{\partial u_{x}^{p}}{\partial x} + k_{n}u_{y}^{p} + \frac{\partial u_{z}^{p}}{\partial z}\right) + u_{z}^{p}\frac{\partial\rho_{0}}{\partial z} = -h\sum_{j=0}^{p-1}\rho^{j}\right]$$
(27)

где f^p – коэффициенты Лагерра функции источника f(t). Коэффициенты u_x^p , u_y^p , u_z^p , σ_{xx}^p , σ_{yy}^p , σ_{zz}^p , σ_{xy}^p , σ_{yy}^p , σ_{zz}^p , σ_{xy}^p , σ_{yy}^p , σ_{zz}^p , σ_{zz}^p , σ_{yy}^p , σ_{zz}^p , σ_{yy}^p , σ_{zz}^p ,

Можно заметить, что параметр преобразования Лагерра *p* присутствует только в правой части уравнений и спектральные гармоники для всех компонент поля имеют рекуррентную зависимость.

Для решения полученной задачи применено косинус-синус преобразование Фурье по пространственной координате *x*, аналогично сделанному ранее преобразованию по координате *y*, но с учетом того, что среда в направлении данной координаты считается неоднородной. Тогда, аналогично формулам (14), (15), имеем соответствующие формулы обращения по координате *x*:

$$\vec{W}_{p}(x,n,z_{i},p) = \frac{1}{\pi} \vec{W}_{0}(n,z_{i},p) + \frac{2}{\pi} \sum_{m=1}^{M} \vec{W}(m,n,z_{i},p) \cos(k_{m}x)$$
(28)

или

$$\overrightarrow{W}(x,n,z_i,p) = \frac{2}{\pi} \sum_{m=1}^{M} \overrightarrow{W}(m,n,z_i,p) \sin(k_m x), \text{ где } k_m = \frac{m\pi}{b}.$$
(29)

По координате *z* воспользуемся конечно-разностной аппроксимацией производных со вторым порядком точности на сдвинутых сетках [11].

В результате всех сделанных преобразований получена N+1 система линейных алгебраических уравнений, где N - количество гармоник преобразования Фурье по координате y. Искомый вектор решения \vec{W} представляется в следующем виде:

$$\vec{W}(p) = (\vec{V}_0(p), \vec{V}_1(p), ..., \vec{V}_K(p))^T,$$

$$\vec{V}_i = (\vec{\rho}^p (m = 0, ..., M; z_i), \vec{\sigma}_{xx}^p (m = 0, ..., M; z_i), \vec{u}_x^p (m = 0, ..., M; z_i), ...)^T, \quad i = 0, ..., K.$$

Тогда, для каждой n-той гармоники (n = 0, ..., N) система линейных алгебраических уравнений в векторной форме может быть записана как:

$$(A + \frac{h}{2}E) \vec{W}(p) = \vec{F}(p-1).$$
 (30)

Последовательность компонент волнового поля в векторе решения \vec{V} выбирается с учетом минимизации количества диагоналей в матрице А. При этом на главной диагонали матрицы решаемой системы уравнений специально располагаются компоненты, входящие в уравнения системы как слагаемые, имеющие в качестве сомножителя параметр h (параметр преобразования по Лагерру). За счет выбора значения параметра h имеется возможность существенно улучшать обусловленность матрицы системы. Решив систему линейных алгебраических уравнений (30) можно определить спектральные значения для всех компонент волнового поля $W(m, n, z_i, p)$. Затем, воспользовавшись формулами обращения для Фурье преобразования (14), (15), (28), (29) и преобразования Лагерра (17), получим решение исходной задачи (8) – (12).

В аналитических преобразованиях Фурье и Лагерра при определении значений функций по их спектру используются формулы обращения в виде сумм с бесконечным пределом. При численной реализации необходимым условием является определение требуемого количества членов суммируемого ряда для построения решения с заданной точностью. Так, например, количество гармоник в формулах обращения преобразования Фурье зависит от минимальной пространственной длины волны в среде и размеров расчётной пространственной области восстанавливаемого поля, которая задаётся конечными пределами интегрального преобразования. Кроме того, скорость сходимости суммируемого ряда зависит от гладкости функций моделируемого волнового поля. Количество гармоник по Лагерру, необходимых для определения функций по формуле (17), зависит от задаваемого сигнала в источнике f(t), выбора параметра h и значения временного интервала моделируемого волнового поля. Как можно определить требуемое количество гармоник и выбрать оптимальное значение параметра h подробно рассмотрено в [6-8].

3. ЧИСЛЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

На рисунках 1 и 2 представлены результаты расчётов волнового поля для модели, в которой скорость ветра в атмосфере является функцией высоты, а физические характеристики упругой среды и атмосферы заданы следующими: 1) для атмосферы – скорость звука $c_p = 340$ м/сек; плотность в зависимости от координаты z рассчитана по формуле $\rho_0(z) = \rho_1 \exp(-z/H)$, где $\rho_1 = 1.225*10^{-3}$ г/см³, H = 6700 м; 2) для упругого слоя – скорость про-

пульса Пузырёва:

Временной сигнал в источниках задан в виде им-

На рисунке 1 приведены мгновенные снимки во-

лнового поля в момент времени *t=30* сек для гори-

зонтальной U_x компоненты скорости смещений в

плоскости XZ при $y = y_0 = 20$ км (на рисунке 1-а –

50 M/c

 $f(t) = \exp\left(-\frac{2\pi f_0 (t - t_0)^2}{\gamma^2}\right) \sin\left(2\pi f_0 (t - t_0)\right).$

Здесь: $\gamma = 4$, $f_0 = 1$ Гц, $t_0 = 1.5$ сек.

без ветра, на рисунке 1-б – с ветром).

дольной волны $c_p = 450$ м/сек, скорость поперечной волны $c_s = 300$ м/сек, плотность $\rho_0 = 1.5$ г/см³.

Выбрана область среды размером (x, y, z) = (40 км, 40 км, 33 км). Моделировалось волновое поле от точечного источника типа центр давления, расположенного в упругой среде на глубине 1/4 длины продольной волны с координатами $(x_0, y_0, z_0) = (20 \text{ км}, 20 \text{ км}, -0.12 \text{ км})$. Скорость ветра в атмосфере задана в виде функции

$$V(z) = 50 \exp(-10 \cdot (z - 3800)^2) - -50 \exp(-10 \cdot (z - 7500)^2) \text{ m/cerc}$$



Граница раздела упругой среды и атмосферы показана сплошной линией

Рисунок 1. Мгновенный снимок в момент времени t=30 сек для компоненты скорости в плоскости (XZ): a – без ветра, б – с ветром



Рисунок 2. Мгновенный снимок в момент времени t=40 сек для компоненты скорости в плоскости (XZ): a – без ветра, б – с ветром

Из рисунка 1 видно, что в упругой среде вместе со сферической продольной волной Р и конической поперечной волной S распространяется «нелучевая» сферическая волна S*, а далее следует поверхностная волна Стоунли-Шолтэ R. Из представленного на рисунке снимка волнового поля без ветра (рисунок 1-а) видно, что в атмосфере распространяются акусто-гравитационные волны - коническая РР и сферическая Р, а далее следует поверхностная волна Стоунли-Шолтэ R. Из рисунка 1-б видно, что в атмосфере возникают рефрагированные акусто-гравитационные волны Pr, что обусловлено изменением скорости ветра с высотой. Следует отметить отличие фронта рефрагированной волны, распространяющейся в направлении ветра, и рефрагированной волны, распространяющейся против ветра.

На рисунке 2 приведены мгновенные снимки волновые поля для горизонтальной компоненты скорости смещений в момент времени t=40 сек в плоскости XZ при $y = y_0 = 20$ км.

Из рисунка 2-б видно, что, рефрагированная акусто-гравитационная волна P_r , падая на границу раздела Атмосфера-Литосфера, генерирует соответствующие продольную P_rP и поперечную P_rS волны в литосфере и отражённую акусто-гравитационные волну в атмосфере. Это явление известно как эффект акустосейсмической индукции и описан, например, в [4].

Заключение

Предлагается подход к решению задачи моделирования эффектов распространения волнового поля для единой математической модели среды «Земля-Атмосфера», а также к исследованию влияния ветра на распространение акусто-гравитационных волн в атмосфере и процессов возникновения обменных волн на их границе сред. По результатам анализа полученных численных результатов моделирования выявлены новые особенности распространения акусто-гравитационных волн при наличии ветра в атмосфере. Так, например, в результате этих исследований установлено, что распределение энергии в проходящей и рефрагированной акусто-гравитационных волнах в случае эффекта «загибания» волны зависит от величины градиента скорости ветра, и в случае малого значения градиента «загибание» волны не происходит. Также установлено, что в случае рефракции акусто-гравитационных волн имеет значение направление вектора скорости ветра относительно вектора распространения волны, что влияет на вид фронта рефрагированной волны.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 14-05-00867).

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Михайленко, Б.Г. Численное моделирование распространения сейсмических и акусто-гравитационных волн для модели «Земля-Атмосфера» при наличии ветра в атмосфере / Б.Г. Михайленко, А.А. Михайлов // СибЖВМ. 2014. Т. 17. №2. С. 149-162.
- Михайленко, Б.Г. Моделирование распространения акусто-гравитационных волн при ядерных взрывах для модели «Земля-Атмосфера» при наличии ветра в атмосфере / Б.Г. Михайленко, А.А. Михайлов // Вестник НЯЦ РК. – 2014. – Вып. 2(58). – С. 65 - 70.
- Mikhailenko, B.G. Modeling the Wind Influence on Acoustic-Gravity Propagation Waves in a Heterogeneous Earth-Atmosphere Model / B.G. Mikhailenko, A.A. Mikhailov, G.V. Reshetova // Finite Difference Methods. Theory and Applications. Lecture Notes in Computer Science. – 2015.- Vol. – 9045. – P. 290 - 298.
- 4. Алексеев, А. С. Эффект акустосейсмической индукции при вибросейсмическом зондировании / А. С. Алексеев [и др.] // Доклады РАН. 1996. Т. 346. № 5. С. 664 667.
- Mikhailenko, B.G. Spectral Laguerre method for the approximate solution of time dependent problems / B.G. Mikhailenko // Applied Mathematics Letters. – 1999. – № 12. – P. 105 – 110.
- 6. Konyukh, G.V. Application of the integral Laguerre transforms for forward seismic modeling / G.V. Konyukh, B.G. Mikhailenko, A.A. Mikhailov // Journal of Computational Acoustics .- 2001. Vol. 9. № 4. P. 1523 1541.
- Mikhailenko, B.G. Numerical modeling of transient seismic fields in viscoelastic media based on the Laguerre spectral method // B.G. Mikhailenko, A.A. Mikhailov, G.V. Reshetova // Journal Pure and Applied Geophysics. – 2003. – № 160. – P. 1207 - 1224.
- 8. Mikhailenko, B.G. Reshetova G.V. Numerical viscoelastic modeling by the spectral Laguerre method / B.G. Mikhailenko, A.A. Mikhailov, G.V. Reshetova // Geophysical Prospecting. 2003. № 51. P. 37 48
- 9. Имомназаров, Х.Х. Использование спектрального метода Лагерра для решения линейной двумерной динамической задачи для пористых сред / Х.Х. Имомназаров, А.А. Михайлов // Сибирский журнал индустриальной математики. 2008. Т. 11. № 2(35). С. 86 95.
- 10. Суетин, П.К. Классические ортогональные многочлены / П.К. Суетин. М.: Наука, 1974. 327 с
- Virieux, J. P. SV- wave propagation in heterogeneous media: velocity-stress finite-difference method / J. P. Virieux // Geophysics. – 1986. – № 51. – P. 889 - 901.

АТМОСФЕРАДА ЖЕЛДІ СТРТИФИКАЦИЯЛАУЫНДА ЖЕРАСТЫ ЖАРЫЛЫСТАРДАН АКУСТО-ГРАВИТАЦИЯЛЫҚ ЖӘНЕ СЕЙСМИКАЛЫҚ ТОЛҚЫНДАР ТАРАЛУЫН МОДЕЛДЕУ

Михайлов А. А., Мартынов В. Н.

РҒА СБ Есептеу математика және математикалық геофизика институты, Новосибирск, Ресей

Атмосферада жел болуында бірлескен «Жер-Атмосфера» математикалық моделі үшін сейсмикалық және акусто-граыитациялық толқындар таралудың динамикалық мәселесін шешуі қарастырылған. Серпімді ортада сейсмикалық толқындардың таралуы, жылжулар жылдамдықтың векторы компоненттерінің және кернеу тензоры компоненттерінің өзара байланысы арқылы серпімділік теориясының бірінші реттегі теңдеулердің жүйесімен жазылады. Біртектіемес изотермалық атмосферада акусто-гравитациялық толқындардың таралуын сипаттайтын теңдеулер жүйесі, Навье-Стокс теңлеулердің линеаризделген жүйесі негізінде жазылады. Мұнысында горизонталь осі бойы бағытталған жел болуы тиісті, ал желдің жылдамдығы мен бағыты биіктікке тәуелді.

Осы міндетті санды шешу үшін Лаген және Фурье интегралдық түрлендірулерін ақырлы-айырымдық әдісімен құрамалау негізінде санды әдісі қолданылады. Ұсынылған алгоритмді санды жүзеге асыру сипаттауы келтіріледі, және нақтылы модель үшін санды есептердің нәтижелері сипатталады.

MODELING OF THE SEISMIC AND ACOUSTO-GRAVITATIONAL WAVES PROPAGATION FROM UNDERGROUND EXPLOSIONS WITH WIND STRATIFICATION IN THE ATMOSPHERE

A. A. Mikhailov, V. N. Martynov

Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk, Russia

In this paper we consider the results of the numerical simulation of the propagation of seismic and acousto-gravitational waves for the spatial-inhomogeneous model "Atmosphere-Earth". Seismic wave propagation in an elastic half-space is described by a system of first order dynamic equations of the elastic theory through interconnection of the component of displacement velocity vector and component of strain tensor. Propagation of acoustic-gravity waves in the non-ionized isothermal atmosphere is described by the linearized Navier-Stokes equations. It is assumed that the wind is directed along the horizontal axis, and that the speed and direction of wind depends on the height. For numerical solution of the problem, the numerical method based on combining of integral transformations of Laguerre and Fourier with finite-difference algorithm is used. The paper describes the numerical implementation of the proposed algorithm, and the results of numerical calculations for a definite model.

УДК 550.834:621.039.9

АПОСТЕРИОРНЫЕ АЛГОРИТМЫ АНАЛИЗА ДАННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА

Воскобойникова Г. М., Хайретдинов М. С.

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирский государственный технический университет, Новосибирск, Россия

Предложен и исследуется новый подход к определению времен вступлений сейсмических волн в связи с решением проблемы геофизического мониторинга природной среды. По сравнению с известными методами статистической обработки данных он обеспечивает повышенную точность измерения времен вступления волн и одновременное выделение волновых форм. Предложенный подход основан на применении вычислительных алгоритмов дискретной оптимизации. Эффективность подхода иллюстрируется рядом численных экспериментов и на примере решения модельной задачи мониторинга положения скважинного источника.

Введение

Проблемы геофизического мониторинга, прогнозирования и предупреждения чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера относятся к числу приоритетных современных проблем. Под мониторингом здесь понимается процесс регулярного слежения за возникновением природных и техногенных событий, а также за предшествующими им геодинамическими процессами в земле. К числу контролируемых событий относятся ядерные взрывы, землетрясения, извержения вулканов, лунно-солнечные приливы, оползни, падающие небесные тела, карьерные взрывы и др. Мониторинг базируется на ряде последовательных этапов, включающих регистрацию откликов удаленных событий - сейсмических волн, времен их прихода, либо же исходных волновых форм. На конечном этапе решается обратная задача восстановления параметров источника и вмещающей его среды, связанные либо с обращением времен пробега волн для обратного проектирования невязок времен пробега, либо же с обращением волновых форм для обратного проектирования невязок записей сейсмических волн [1]. Наиболее популярным методом решения обратной задачи является метод наименьших квадратов, хотя известна его критичность к грубым ошибкам измерений исходных данных, ограничивающая возможности метода [1]. В связи с этим повышение точности оценивания параметров волн в шумах является одной из первостепенных задач. Существуют два подхода к решению данной задачи: последовательный (on line) и апостериорный (off-line).

Последовательный подход ориентирован на получение наиболее «быстрого» (на текущий момент), но в общем случае не оптимального решения задачи. Такой подход, в частности, лежит в основе семейства алгоритмов обнаружения моментов изменения свойств сигналов [2], например, алгоритма авторегрессии проинтегрированного скользящего среднего (АРПСС) [3], нашедшего применение для обнаружения землетрясений, промышленных взрывов [4, 5]. В последние годы при решении задач геофизического мониторинга, анализа сейсмических данных нашли также широкое практическое применение алгоритмы вейвлет-фильтрации [6–8].

Главное преимущество апостериорного подхода, перед последовательным, состоит в том, что он ориентирован на получение оптимального решения по всем накопленным данным. Этот подход потенциально более точен, однако его алгоритмическая реализация сопряжена с решением трудоемких в вычислительном плане задач дискретной оптимизации. Это обуславливает необходимость решения задач поэтапно с применением существующих off-line технологий. Однако известно, что даже в случае оптимального решения подзадач на каждом из этапов, полученное итоговое решение может не совпадать с оптимальным, т.к. решение, найденное по условным экстремумам, как известно, в общем случае не обязано совпадать с оптимальным. С учетом этого в данной статье предлагается и исследуется иной подход, слабоизученный применительно к геофизическому мониторингу, в рамках которого решение задачи не разбивается на этапы. При этом возможны две формы обнаружения: 1) оценить непосредственно времена прихода волн, 2) одновременно оценить времена прихода и формы волновых импульсов. Среди этого класса алгоритмов рассмотрены алгоритмы, предназначенные для обработки последовательностей, изменяющих свои свойства квазипериодически [9-11]. Это означает, что временной интервал между двумя последовательными импульсами ограничен сверху и снизу заданными константами.

В статье приведены результаты численных экспериментов по оцениванию точности и помехоустойчивости предложенных алгоритмов и их приложения к решению реальной задачи локации скважинного источника в виде маломощного взрыва, производимого на разных глубинах.

1. Апостериорные алгоритмы определения параметров волновых форм в шумах

В разделе приводится обоснование апостериорных алгоритмов, обеспечивающих решение задач обнаружения и оценивания волновых форм, представленных квазипериодической последовательностью и искаженных гауссовой помехой. Под волно(1)

выми формами подразумевается набор откликов среды, образуемых при многоканальной регистрации определенного события. Рассмотрено два варианта представления волновых форм в квазипериодической последовательности – одинаковых и разных. Для решения задач предлагается следующая модель анализируемых данных. Пусть компоненты вектора $X = (x_0, ..., x_{N-1}) \in \Re^N$ – образуют последовательность волновых форм в виде

 $x_n = \sum_{i=1}^{M} u_{n-n_m}(m), n = 0, ..., N-1,$

где:

$$\begin{pmatrix} n_1, \dots n_M \end{pmatrix} \in \Omega, \ \Omega = \bigcup_{M=m}^{M=m_X} \Omega_M,$$

$$\Omega_M = \left\{ \begin{pmatrix} n_1, \dots, n_M \end{pmatrix} \middle| 0 \le n_1 \le T_{\max} - q; \\
0 \le N - T_{\max} \ge n_M \le N - q; \\
q \le T_{\min} \le n_m - n_{m-l} \le T_{\max}, \quad m = 2, \dots, M \right\}. (2)$$

Дополнительно примем, что $u_j(m) = 0$, если $j \neq 0, ..., q-1$, при каждом m=1,...,M, а M_{\min} и M_{\max} находятся из решения системы неравенств, входящих в определение (2), в котором q, T_{\min} и T_{\max} – натуральные числа. Положим $U_m = (u_0(m),...,u_{q-1}(m))$

, *m*=1,...,*M*.

Допустим, что $0 < ||U_m||^2 < \infty, m = 1,..., M$. Введем $w = (U_1,...,U_M)$ и $\eta = (n_1,...,n_M)$. Согласно введенным обозначениям вектор X зависит от пары наборов η и w, содержащих одинаковое число M элементов, т.е. $X = X(\eta, w)$. Пусть случайный вектор $Y = (y_0, ..., y_{N-1})$ есть сумма двух независимых векторов $Y = X(\eta, w) + \Xi$, где $\Xi = (e_0,...,e_{N-1}) \in \Phi_{X,\sigma^2 I}$, $\sigma^2 < \infty$. Здесь через $\Phi_{X,\sigma^2 I}$ обозначено нормальное распределение с параметрами $(0, \sigma^2 I)$.

С учетом принятых условий задача обнаружения квазипериодических последовательностей волновых форм будет состоять в том, чтобы по наблюдаемому вектору Y найти набор η , в соответствии с которым был порожден ненаблюдаемый вектор X(η, w). В этой модели компоненты векторов У и Х соответствуют наблюдаемому и ненаблюдаемому сигналам, а компоненты вектора Е – помехе. Номера компонент векторов ассоциируются с равномерным дискретным временем. Элементам набора $(n_1, ..., n_M)$ сопоставляются моменты времени вступления (начала) волновых форм $\hat{\eta} = (\hat{n}_1, ..., \hat{n}_N)^T$; *q*-мерный набор U_m, m=1,...,M, соответствует волновой форме. Значения T_{min} и T_{max} интерпретируются как максимальный и минимальный интервалы между двумя последовательными формами.

Для решения задач применяется принцип максимального правдоподобия. Авторами показано, что помехоустойчивое максимально правдоподобное обнаружение заданного числа неизвестных волновых форм моделируется следующей дискретной экстремальной задачей.

Задача 1. Дано: числовая последовательность $Y = (y_0, ..., y_{N-1})$, натуральные числа q, M, T_{\min} и T_{\max} . Найти: набор $\eta = (n_1, ..., n_M) \in \Omega_M$ такой, что $F(n_1, ..., n_M) = \sum_{m=1}^{M} \sum_{k=0}^{q-1} y_{n_m+k}^2 \rightarrow \max$. В случае, когда все волновые формы идентичны, т.е. $U_m = U = (u_0, ..., u_{q-1})$, для каждого m = 1, ..., M, а их число M неизвестно, проблема обнаружения этих форм индуцирует следующую экстремальную задачу.

Задача 2. Дано: числовая последовательность $Y = (y_0, ..., y_{N-1})$, вектор $(u_0, ..., u_{q-1})$ натуральные числа T_{\min} и T_{\max} . Найти: набор $\eta = (n_1, ..., n_M) \in \Omega_M$ и его размерность такие, что

$$S(n_1,...,n_M) = \sum_{m=1}^{M} \sum_{k=0}^{q-1} u_k (u_k - 2y_{n_i+k}) \to \min. (3)$$

Функции F и S сепарабельны. Поэтому обе задачи 1 и 2 решаются точно одним и тем же методом динамического программирования, но с использованием различных рекуррентных формул. Задача 1 решается за время $O(MN^2)$, а задача 2 – за время $O(N^2)$. Основную трудность представляет задача, которая индуцируется проблемой совместного обнаружения и оценивания повторяющейся формы при неизвестном числе повторов. Эта задача имеет следующую формулировку.

Задача 3. Дано: числовая последовательность $Y = (y_0, ..., y_{N-1})$, натуральные числа q, T_{\min} и T_{\max} . Найти: набор $(n_1, ..., n_M) \in \Omega$ и его размерность такие, что $G(n_1, ..., n_M) = \sum_{m=1}^M \sum_{i=1}^M \sum_{k=0}^{q-1} y_{n_m+k} y_{n_j+k} \rightarrow \max$. Опти-

мальные значения компонент искомого набора $\hat{U} = (\hat{u}_0, ..., \hat{u}_{q-1}),$ соответствующего волновой форме, находятся по формуле $\hat{u}_k = \frac{1}{\hat{M}} \sum_{m=1}^{\hat{M}} y_{\hat{n}_m+k}, k = 0, ..., q-1,$ где n_m , $m = 1, ..., \hat{M}$, и

 \hat{M} – элементы оптимального решения задачи 3.

Эта задача NP класса – трудна. В общем случае найти её точное решение за полиномиальное время невозможно (если P \neq NP). Поэтому представляют интерес приближенные алгоритмы. Один из таких эвристических алгоритмов предложен авторами. Идея алгоритма состоит в следующем. Сначала находится решение задачи 1 при M=1 для начального участка последовательности Y, содержащего $T_{\rm max}$ - q+1 элементов. По найденному значению \hat{n}_1 определяется набор $(y_{\hat{n}_1},...,y_{\hat{n}_1+q-1})$. Далее, с использованием этого набора, решается задача 2, при $U = (y_{\hat{n}_1},...,y_{\hat{n}_1+q-1})$. Наконец, по найденному набору $(\hat{n}_1,...,\hat{n}_{\hat{M}})$ вычисляются оценки компонент вектора \hat{U} . С учетом обозначенного подхода предложен

двухэтапный (локально-оптимальный) алгоритм нахождения оценки, а именно: на первом этапе определяется грубая оценка формы импульса, которая на следующем этапе уточняется в процессе решения задачи совместного оценивания формы импульсов и обнаружения моментов времени начала импульсов. При этом сущностью первого этапа является решение задачи о проверке гипотез, а сущность второго решение задачи оценивания, которая сводится к минимизации аддитивного функционала. Для проверки работоспособности и исследования точности работы предложенного алгоритма выполнены численные эксперименты с моделированием различных волновых форм, одинаковых по форме и длительности, осложненных гауссовым шумом различного уровня. При этом задавались образцы реальных волновых форм, которые ранее были зарегистрированы от взрывных и вибрационных источников, и различные соотношения сигнал/шум. По сгенерированному набору $(n_1, ..., n_M)$ случайных номеров формировалась последовательность компонент вектора Х. В соот-

последовательность компонент вектора *X*. В соответствии с принятой моделью анализируемая последовательность компонент вектора *Y* синтезировалась

как сумма вектора Х и гауссовского вектора Е с параметрами распределения (0, $\sigma^2 I$). В качестве примера на рисунке 1 приведены результаты совместного обнаружения и выделения волновых форм с помощью алгоритма решения задачи 2. Расчеты выполнены для следующих условий: отношение сигнал/шум =1.25, T_{min} =1.3 s, T_{max} =2.2 c, q=1c; N=20, M=11; $\delta_M(\sigma) = 2*10^{-3}$. На рисунке 1 приведены: а - сгенерированная модельная зашумленная последовательность, б - последовательность, найденная алгоритмом решения задачи 2, в - результаты численного оценивания погрешностей выделения одинаковых волновых форм в квазипериодической последовательности на фоне шума (времена вступлений для всех выделенных импульсов по отношению к обеим последовательностям проставлены на оси абсцисс вначале каждого из импульсов).

Серией численных экспериментов показано, что средняя абсолютная погрешность оценивания времени вступления волновой формы составляет 0,047 сек, что в 3 раза меньше, чем у алгоритма вейвлетфильтрации с пороговым обнаружителем, примененного для решения этой же задачи. Для проверки качества алгоритма оценивания волновых форм использована мера среднеквадратического уклонения

в виде $\delta_U(M) = \frac{1}{q} \cdot \sum_{k=0}^{q-1} (u_k - \hat{u}_k)^2$, где u_k , \hat{u}_k , k=0,...,q-1 – заданные и вычисленные компоненты волновой формы U. Относительная среднеквадратическая погрешность оценивания волновой формы для данных на рисунке 1 не превышает 6 %.



Рисунок 1. К результатам совместного обнаружения и выделения волновых форм с помощью алгоритма решения задачи 2: а - смоделированная последовательность импульсов в шумах; б – последовательность импульсов после применения алгоритма; в – заданная и вычисленная формы импульса

2. ФРАКТАЛЫ В АПОСТЕРИОРНЫХ АЛГОРИТМАХ

В выше сформулированных задачах 1-3 и алгоритмах их решения параметры q, T_{\min} и T_{\max} , соответствующие длительности волновой формы и границам снизу и сверху на интервал между двумя последовательными волно- выми формами, являются входными данными. Однако, в практических задачах эти параметры зачастую оказываются неизвестны заранее. Для устранения этой априорной неопределенности авторами предложен подход для предварительного оценивания указанных параметров, основанный на фрактальном представлении волновых форм.

Подход опирается на отображении волновых форм на двумерную плоскость "частота-время" с применением двумерного преобразования Фурье вида

$$F(k_1, k_2) = \frac{1}{\sqrt{N_1 N_2}} \sum_{n_1=0}^{N_1-1} \sum_{n_2=0}^{N_2-1} F[n_1, n_2] \cdot w_{N_1}^{k_1 n_1} w_{N_2}^{k_2 n_2},$$

$$w_N = \exp\left(-j\frac{2\pi}{N}\right)$$
(4)

Проекция получаемой в соответствии с формулой (4) функции двух переменных на плоскость «частота-время» будет представлять собой двумерное изображение, в котором уровням амплитудных значений будут соответствовать уровни яркостей. Получаемые таким образом изображения волновых форм служат для предварительного оценивания границ волновых импульсов. Последующее уточненное вычисление реализуется с помощью алгоритма дискретной оптимизации путем решения задачи 3.

На рисунке 2 приведены результаты численного моделирования фрактального подхода к выделению границ волновых форм в шумах. Порядок моделирования состоял в следующем. Задавались образцы реальных волновых форм, взятых из экспериментов. Из набора выбирался образец, соответствующий конкретной задаче. Далее формировался кадр при различных значениях параметров *N*, *M*, T_{max} , T_{min} и *q*. На выбранные образцы накладывались шумы с гауссовым распределением с параметрами (0, σ). Выбором σ задавалось соотношение сигнал/шум. Расчеты проведены для тех же условий, что на рисунке 1: отношение сигнал/шум =1.25, $T_{min}=1.3$ s, $T_{max}=2.2$ c, q=1c; N=20, M=11; $\delta_M(\sigma)=2*10^{-3}$.

Рисунок 2 дает качественную и количественную картину моделирования фрактального подхода к выделению границ волновых форм в шумах.



Гистограммы: черные – погрешность без использования фрактального представления – формул (6); серые - с использованием формул (6)

Рисунок 2. К результатам численного моделирования фрактального подхода к выделению границ волновых форм в шумах: а – двумерное Фурье-отображение записи; б – смоделированная последовательность импульсов в шумах; в – последовательность после применения алгоритма; г – погрешности вычисления времен вступлений

для вариантов вычислений без использования и с использованием фрактального представления (б)

На рисунке 2-б показаны зашумленные последовательности волновых форм, подлежащие обработке. Запись содержит 8 волновых форм, вырезанных из реальных сейсмограмм, на которых зарегистрированы взрыв и работа вибрационного источника. На рисунке 2-а приведен результат двумерного Фурьеотображения записи согласно формуле (4). Здесь уверенно выделяются среди шумов начала и концы волновых импульсов, включая начало квазипериодической импульсной последовательности. Это способствует повышению надежности работы алгоритма дискретной оптимизации. В средней части рисунка 2-в представлены последовательности волновых форм с указанием найденных времен вступлений, а на рисунке 2-г - погрешности вычисления времен вступлений для вариантов вычислений без использования и с использованием фрактального представления (4). Как следует из результатов расчета, использование фрактального представления импульсной последовательности позволяет существенно повысить точность и надежность определения времен вступлений алгоритмом дискретной оптимизации. В ряде случаев наблюдается уменьшение погрешности на порядок [11].

3. Мониторинг положения скважинного источника сейсмических волн

В качестве примера приложения апостериорного алгоритма рассмотрена задача геофизического мониторинга, связанная с определением положения скважинного источника и скоростей распространения сейсмических волн по глубине. Решение задачи имеет отношение к проблеме локации бурового инструмента в процессе нефтепромыслового бурения на основе определения времен вступлений сейсмических волн, порождаемых источником [13]. Выполнено определение положения скважинного источника (взрывы пороха массой 30 г), заглубляемого по вертикали в диапазоне 0 –120 м.

Задача оценивания неизвестных координат источника и скоростной характеристики среды связана с решением нелинейной системы уравнений

$$\hat{\eta} = \eta(\gamma, \theta) + \varepsilon,$$
 (5)

где $\hat{\eta} = (\hat{n}_1, ..., \hat{n}_N)^T$ – вектор измеренных времен вступлений сейсмических волн, $\eta(\gamma, \theta) = (n_1, ..., n_N)^T$ – *N*мерный вектор вычисляемых времен пробега (теоретический годограф) или функция регрессии, $\varepsilon = (\varepsilon_1, ..., \varepsilon_N)^T$ – вектор невязок, $\vec{\theta} = (x, y, z, v, t)^T$ – *m*-мерный вектор оцениваемых параметров, $\gamma = (\gamma_1, ..., \gamma_N)$ – матрица координат датчиков, *N* – число датчиков. Оцениваемыми параметрами являются пространственные координаты источника – *x*, *y*, *z*, скоростная характеристика среды *v*. При оценивании параметров использованы сведения о распределении невязок $\varepsilon_i = \hat{\eta}_i(x_i, \theta) - \eta_i(x_i, \theta)$. Будем в дальнейшем предполагать, что ε_i , *i*=1, *i*=1,...,*N* – взаимно независимые случайные величины. При малых значениях ε_i , что имеет место в случае достаточно плотной системы наблюдений, а также при применении алгоритмов с повышенной точностью измерения времен вступлении волн ε_i в предельном случае переходят в нормальное распределение с нулевым средним и заданными дисперсиями: $E\varepsilon_i = 0, E\varepsilon_i\varepsilon_j = \sigma_i^2\delta_{ij}, \sigma_i = \sigma(x_i), \delta_{ij}$ – символ Кронекера, *i*=1,..., *N*.

Задача оценивания параметров θ в (5) является частью регрессионного анализа, а ее решением служат оценки методом наименьших квадратов:

$$\vec{\theta} = \arg\min_{\vec{\theta}\in\Omega} Q(\vec{\theta}),$$

$$Q(\vec{\theta}) = \sum_{i=1}^{N} \sigma_{i}^{-2} \left(\hat{n}_{i} - \eta(\gamma_{i}, \vec{\theta})\right)^{2}$$
(6)

Для отыскания минимума функционала $Q(\vec{\theta})$

применяется итерационный метод Гаусса-Ньютона, основанный на линейной аппроксимации функции регрессии в окрестности точки $\vec{\theta}^k$ с применением на каждом шаге итерационного процесса методом псевдообращения (или обобщенного обращения), основанного на сингулярном разложении (SVD-разложении). Как известно, для вычисления SVD существует процедура SSVDC в библиотеке Linpack [12] В [13] представлена стандартная процедура SVD-разложения на языке Фортран-IV, которая использовалась в данной работе.

Исходные данные для решения задачи в виде вектора $\hat{\eta} = (\hat{n}_1, ..., \hat{n}_N)^T$ измеренных времен вступлений сейсмических волн определялись как результат решения задачи минимизации 3. В результате найден оптимальный набор моментов времен вступлений сейсмических волн и их количество: $(\tilde{n}_1, ..., \tilde{n}_{\tilde{M}}, \tilde{M}) = \operatorname{Arg}_{\Omega} \min \tilde{S}_1(n_1, ..., n_M)$ и искомых компонент волновой формы U:

мых компонент волновой формы *U*: $\hat{u}_k = \frac{1}{\tilde{M}} \sum_{i=1}^{\tilde{M}} y_{\tilde{n}_i+k}, \quad k = 0, ..., q-1.$ Полученные вре-

 $M_{i=1} = \int_{i_1+k}^{i_1+k} \pi$ в одни и полученные вре мена были использованы в решении обратной задачи (6) с целью определения пространственных коор-

динат источника и скорости в среде. При определении скорости распространения волны по глубине используется метод «пристрелки» при лучевом трассировании в трехмерной слоисто-неоднородной среде [14].

Результаты вычислений сведены в таблицу.

Из таблицы следует довольно высокая точность определения координат источника (погрешность по координате z на максимальных глубинах не превы-
шает 1%, отклонение по горизонтали не превышает 2 м).

Положения источника	Погреш п	ность опред оложения (п	Скорость сейсм. волн,		
по глубине	x	у	z	V (м/с)	
br1	0.55	0.757	0.08	1950	
br5	0.678	0.927	3.116	1962	
br10	0.789	1.07	3.783	2740	
br25	0.877	1.208	1.985	2680	
br100	1.070	1.478	0.887	3770	
br120	1.577	2.163	1.014	3980	

Таблица. Результаты расчета погрешности определения положения источника и скорости прямых волн

Заключение

1. Для повышения точности решения задач обнаружения и выделения сейсмических волновых форм предложены и проанализированы апостериорные алгоритмы дискретной оптимизации, совмещающие в себе решение задач помехоустойчивого оценивания времен вступлений волн и выделения волновых форм в шумах. Высокая точность результатов по предложенным алгоритмам доказана на основе численных экспериментов. В частности, показано, что относительное среднеквадратическое уклонение оценивания волновых форм не превышает 6 %, а относительные погрешности оценивания их времен вступления не хуже 0.1%.

2. Рассмотрено применение предложенных алгоритмов к решению обратной задачи, связанной с определением положения скважинного источника и скоростей распространения сейсмических волн по глубине. В модельном физическом эксперименте по определению положения скважинного источника (взрывов пороха массой 30 г), заглубляемого по вертикали в диапазоне (0 –120) м, достигнута высокая точность определения координат источника (погрешность по координате z на максимальных глубинах не превышает 1%, отклонение по горизонтали не превышает 2 м). Оценены скорости распространения волн, нарастающие по глубине с 1950 до 3980 м/с.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №№ 16-07-01052-а, 14-07-00518-а, гранта Министерства образования и науки Республики Казахстан НТИ 37.01.94.

Литература

- 1. Сейсмическая томография / Под. ред. Г. Нолета. М.: «Мир», 1990. 415 с.
- Бассвиль, М. Обнаружение изменения свойств сигналов и динамических систем / Под. ред.М.Бассвиль, А.Банвениста. -М.: «Мир», 1989. - 278 с.
- 3. Никифоров, И. В. Последовательное обнаружение изменения свойств временных рядов / И. В.. Никифоров. М.: Наука, 1983.
- Хайретдинов, М.С. Автоматизированная технология локации сейсмического источника / М.С. Хайретдинов, О.К. Омельченко, Ю.И. Родионов // Тр. Межд. конф. «Математические методы в геофизике». - ч.П. - Новосибирск, 2003. - С.529 - 535.
- Хайретдинов, М.С. Информационная технология сейсмолокации импульсных источников / М.С. Хайретдинов, Г.М. Воскобойникова, Г.Ф. Седухина //Вестник НЯЦ РК, 2010. - Вып.3. - С. 32 - 39.
- Khairetdinov, M.S. Computing technology in seismic monitoring networks and systems / M.S. Khairetdinov, S.A. Avrorov, A.A. Livenets // Bulletin of the Novosibirsk Computing Center. Series: Mathematical Modeling in Geophysics, 2010. - iss.:13. -P. 51 - 69.
- 7. Любушин, А.А. Вейвлет-агрегированный сигнал и синхронные всплески в задачах геофизического мониторинга и прогноза землетрясений / А.А. Любушин //Физика Земли, 2000. № 3. С. 20 30.
- 8. Сагайдачная, О.М., Дунаева К.А., Сальников А.С. Декомпозиция и анализ сейсмических полей на основе слоев вейвлетразложения / О.М. Сагайдачная, К.А. Дунаева, А.С. Сальников // Геофизика, 2010,. - № 5. - С.9 - 17.
- Kel'manov, A.V. A posteriori joint detection and discrimination of pulses in a quasiperiodic pulse train / A.V. Kel'manov, B. Jeon // IEEE Trans. Signal Processing, 2004. - V. 52, N 3. - P. 1 – 12.
- 10. Gruber, P. Estimation of Quasiperiodic Signal parameters by Means of Dynamic Signal Modes / P. Gruber, J. Todtli // IEEE Trans. Signal Processing, 1994. vol. 42, No. 3. P. 552 562.
- Woskoboynikova, G.M. Determination of the arrival times of the seismic by the dynamic programming method / G.M. Woskoboynikova // Proceedings of 9th Korean-Russian International Symposium on "Science & Technology" (KORUS 2005). – Novosibirsk: NSTU, 2005. – P. 734 - 737.
- 12. Каханер, Д. Численные методы и программное обеспечение / Д.Каханер, К.Моулер, С.Нэш. М.: «Мир», 2001. 575 с.
- 13. Omelchenko, O.K. Numerical implementation of wave mode of definition of bottom hole coordinates / O.K. Omelchenko // Bulletin of the Novosibirsk Computing Center, Series: Mathematical Modeling in Geophysics, 1999to - iss.5. - P.121 - 126.
- Цецохо, В.А. О площадной пристрелке при лучевом трассированиив трехмерной слоисто-однородной среде / В.А. Цецохо, С.П. Виноградов // Препринт ИВМиМГ СО РАН, 1997. - №1093. - 21с.

ГЕОФИЗИКАЛЫҚ МОНИТОРИНГІ ДЕРЕКТЕРІН ТАЛДАУДЫҢ АПОСТЕРИОРЛЫҚ АЛГОРИТМДЕРІ

Воскобойникова Г. М, Хайретдинов М. С.

PFA СБ Есептеу математика және математикалық геофизика институты, Новосибирск мемлекеттік техникалық университеті, Новосибирск, Ресей

Табиғи ортаның геофизикалық мониторингі проблемаларын шешумен байланысты сейсмикалық толқындар түсу уақытын анықтауына жаңа бабы ұсынылған да зерттелуде. Деректерді статистикалық өңдеудің мәлім әдістерімен салыстырғанда ол толқындар түсу уақытын өлшеудің жоғары дәлдігін және онымен бір уақытта толқындық түрлерін бөлуін қамтамасыз етеді. Ұсынылған бабы дискреттік оңтайландырудың есептеу алгоритмдерін қодануында негізделген. Бабының тиімділігі бір қатар сандық эксперименттерімен және ұңғымалық көздің жатысы мониторингінің модельдік міндетін шешу үлгісінде көрсетіледі.

THE POSTERIORI ANALYSIS ALGORITHMS FOR DATA OF GEOPHYSICAL MONITORING

G. M. Voskoboinikova, M. S. Khairetdinov

Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk State Technical University, Novosibirsk, Russia

The new approach by definition of times of introductions of seismic waves in connection with the decision of a problem of geophysical monitoring of an environment is offered and is investigated. In comparison with known methods of statistical data processing it provides the raised accuracy of measurement of effective dates of waves and simultaneous allocation of wave forms. The offered approach is based on application of computing algorithms of discrete optimisation. Efficiency of the approach is illustrated on a number of numerical experiments and an example of the decision of a modelling problem of monitoring of position borehole a source.

УДК 539.3: 550.343

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НЕСТАЦИОНАРНЫХ ПРОЦЕССОВ В ОЧАГОВОЙ ЗОНЕ ПРИ ВНЕЗАПНОМ ВОЗНИКНОВЕНИИ РАЗРЫВА

Ким А. С., Шпади Ю. Р., Стихарный А. П., Литвинов Ю. Г.

Национальный центр космических исследований и технологий, Алматы, Казахстан

Исследованы нестационарные процессы в предварительно напряженной среде при внезапном возникновении разрыва, используя аналитическое решение Кима А.С. [1] для динамической задачи о разрыве с вязким контактом берегов, моделирующей процесс возникновения землетрясения. Установлено, что за фронтом сейсмической волны в возмущенной зоне происходит инверсия ускорения, а расположение зон инверсии связано с ориентацией разрыва. Показано, как при увеличении контактного вязкого взаимодействия берегов разрыва происходит переход динамического процесса в очаговой зоне в квазистатический процесс. Установлено, что контактное взаимодействие берегов разрыва оказывает существенное влияние на интенсивность ускорений в среде и величину воздействия сейсмической волны. Получена пространственновременная оценка, при условии, что влиянием вершины разрыва на движение его берегов можно пренебречь.

Появление сейсмогенных вариаций в ионосфере перед сильными землетрясениями объясняют особенностями нестационарных процессов в очаговых зонах земной коры, вариациями электрического поля, возникающего на поверхности Земли в области подготовки сильного землетрясения [2 - 4]. Физическую основу для прогнозирования землетрясений составляет изменение свойств горных пород перед землетрясением [5 - 10]. Ионосферные возмущения, связанные с литосферными процессами, доступнее для обнаружения и регистрации радиофизическими методами. Полученные в настоящее время теоретические и экспериментальные результаты, а также использование новых методов и технологий анализа спутниковых данных, с помощью которых регистрируются различные физические поля в сейсмоопасных районах, значительно продвинули решение проблемы по созданию системы прогноза землетрясений. К наиболее существенным предвестникам землетрясения относят: изменение электронной концентрации [11 - 14]; изменение регулярных параметров волнового канала Земля-ионосфера [15]; генерацию переменных электромагнитных полей в диапазоне частот от единиц до десятков кГц [16]; усиление колебаний критических частот отдельных слоев ионосферы [17 - 21]; образование во всей толще ионосферы неоднородностей различных масштабов; импульсное и шумовое радиоизлучение в диапазоне частот 10 Гц – 10 кГц; вариации приземных электрических полей [22 - 27]. Эти явления обусловлены особенностями нестационарных процессов в очаговых зонах земной коры.

Электромагнитное излучение в районах тектонических нарушений отражаются в наземных наблюдениях и материалах дистанционного зондирования Земли [28]. В процессах взаимодействия геосфер значительную роль играют разломные структуры земной коры разных рангов. Особенности их строения и свойства определяют не только глубинную дегазацию и повышенную релаксацию горных пород, но и условия для формирования источников электромагнитных сигналов и обмен энергией между геофизическими полями разной природы. В результате изучения зон активных глубинных разломов установлено, что некоторые из них являются генераторами потоков ионизированных частиц и низкочастотного электромагнитного излучения. Мощность этих линейных полей бывает настолько велика, что в относительно спокойном атмосферном режиме они экранируют прохождение кучевых облаков и над ними происходит размывание покрова сплошных облачных масс.

Небольшая стабильно заблокированная область, связанная с землетрясением 2011 г. с M = 9.0 v побережья Тохоку (Хонсю, Япония), выделена по данным GPS наблюдений в [29]. Определены косейсмические подвижки на разломе Японского землетрясения 2011 г. и межсейсмическое сцепление перед землетрясением. Вблизи эпицентра косейсмические подвижки достигали 30 м и превышали 5 м в области 400×500 [[км]]² вдоль Японского желоба. Моментная магнитуда землетрясения M = 9.0. Зона больших косейсмических подвижек (более10 м) частично перекрывает зоны четырех известных шероховатостей с М~7 в этой области. Установлено, что зона межплитовой границы диаметром несколько десятков километров была заблокирована не менее 15 лет, в ней были отмечены максимальные косейсмические подвижки при землетрясении 2011 г.

Суперсдвиговое вспарывание мультиплексных разломов при землетрясении с М=8.6, произошедшем 11 апреля 2012 г. у северного берега Суматры, Индонезия, исследовалось в [30]. По сейсмическим записям сети Ні-net (Япония) проанализированы процессы вспарывания и короткопериодного энергетического излучения при землетрясении. Результаты указывают на вспарывание 4-х связанных разломов в течение 180 с, что подтверждается распределением афтершоков. На первых трех стадиях вспарывались участки длиной от 200 до 400 км. В некоторых участках скорости вспарывания были очень высокими (около 5 км/с) и превышали локальные скорости S- волн. Это первые сведения о вспарывании с суперсдвиговой скоростью при землетрясении, произошедшем в океане. Как следует из приведенного обзора, теоретические и прикладные исследования нестационарных процессов в очаговых зонах литосферы являются актуальными и активно развиваются, в том числе с использованием геоинформационных спутниковых технологий.

1. Задача о динамических процессах в предварительно напряженной среде при внезапном возникновении разрыва

Пусть в упругом изотропном предварительно напряженном пространстве с равномерно распределенным касательным напряжением $\tau_{yz}^{\ p} = q_p$ в момент времени $t_p = 0$ происходит мгновенный разрыв сплошности среды вдоль полуплоскости $y_p = 0$, $x_p < 0$, когда на разрыве мгновенно меняются контактные условия. Примем, что в плоскости разрыва при $t_p > 0$ внезапно возникают вязкие контактные условия [1]:

$$\tau_{yz}^{p} = q_{p}, \qquad \text{при } t_{p} < 0$$

$$\tau_{yz}^{p} = \eta_{p} \frac{\partial a_{p}}{\partial t_{p}}, \quad \text{при } t_{p} > 0$$

$$, y_{p} = 0, x_{p} < 0$$

$$(1)$$

$$a_p = 0, \quad \text{при } t_p = 0 \quad)$$

$$a_p = w_p(x_p, +0, t_p) - w_p(x_p, -0, t_p) = [w_p(x_p, y_p, t_p)]_{y_p = 0}$$
(2)

Здесь: w_p — ненулевая компонента перемещений; η_p — коэффициент эффективной вязкости на разрыве; a_p — величина взаимных смещений берегов разрыва; x_p , y_p — лагранжевы декартовы координаты; t_p — время.

2. Аналитическое решение А.С. Кима

Рассматриваемая задача решена аналитически А.С. Кимом [1]. Решение получено для второй производной от перемещений по времени и представляет собой суперпозицию плоской и цилиндрической волн. В безразмерной форме решение имеет следующий вид [1]:

$$\frac{\partial^2 w(r,\theta,t;\eta)}{\partial t^2} = \Delta_{II}(r,\theta,t;\eta) + \Delta_{IIJ}(r,\theta,t;\eta)$$
(3)

$$\Delta_{\mu}(r,\theta,t;\eta) = \frac{1}{\pi} \frac{q}{1+2\eta} \frac{H(t-r)}{\sqrt{t^2 - r^2}} Re\{tg\zeta_0 e^{-g(\zeta_0)}\}$$
(4)

$$\Delta_{nn}(r,\theta,t;\eta) = \frac{q}{1+2\eta}\delta(t-r\sin\theta)H\left(\theta-\frac{\pi}{2}\right)$$
(5)

$$0 < r < \infty, \ 0 < \theta < \pi, \ -\infty < t < \infty, \ 0 < \eta < \infty$$

$$= 1 \int_{0}^{\zeta_{0}} \left[\eta \zeta - \frac{1}{2} \arccos(-\nu) \sin \zeta \right]_{dZ} = 1 \int_{0}^{\zeta_{0}} \left[\eta \zeta - \frac{1}{2} \arccos(\nu) \sin \zeta \right]_{dZ}$$

$$(6)$$

$$g(\zeta_0) = \frac{1}{\pi} \int_{\frac{\pi}{2}} \frac{\left[\frac{\eta_{\chi}}{2} - \frac{2}{u^2 \cos((-\gamma) \sin(\chi)}\right]}{v + \cos\zeta} d\zeta - \frac{1}{\pi} \int_{\frac{\pi}{2}} \frac{\left[\frac{\eta_{\chi}}{2} - \frac{2}{u^2 \cos((-\gamma) \sin(\chi)}\right]}{v - \cos\zeta} d\zeta$$
(7)

$$\zeta_0 = \theta + i\xi_0, \ \xi_0 = \ln \frac{t + \sqrt{t^2 - r^2}}{r}, \ i = \sqrt{-1}, \ \nu = \sqrt{1 - 4\eta^2}, \ H(\xi) = \begin{cases} 1, \ \zeta > 0\\ \frac{1}{2}, \ \xi = 0\\ 0, \ \xi < 0 \end{cases}$$
(8)

 $\delta(\xi)$ — дельта — функция Дирака.

При $\eta > 1/2$ удобнее пользоваться следующей эквивалентной формой записи функции $g(\zeta_0)$

$$g(\zeta_0) = \frac{1}{\pi} \int_{\frac{\pi}{2}}^{\zeta_0} \frac{\left[\eta\zeta - \frac{\pi}{4}\sin\zeta - \frac{ih}{2}\sin\zeta\right]}{id + \cos\zeta} d\zeta - \frac{1}{\pi} \int_{\frac{\pi}{2}}^{\zeta_0} \frac{\left[\eta\zeta - \frac{\pi}{4}\sin\zeta + \frac{ih}{2}\sin\zeta\right]}{id - \cos\zeta} d\zeta$$
(9)
$$d = \sqrt{4\eta^2 - 1}, \quad \nu = -id, \quad h = \ln(d + 2\eta)$$

Размерные величины связаны с безразмерными следующими соотношениями:

$$w_p = w_s^p + w_d^p; \quad w_s^p = \frac{q_p y_p}{\mu}; \quad q_p = \mu q, \quad \eta_p = \frac{\mu \eta}{b}; \quad t_p = \frac{Lt}{b}; \quad (x_p, y_p, w_d^p) = L(x, y, w); \quad x = rcos\theta, \quad y = rsin\theta, \quad (10)$$

где: μ – модуль сдвига, b – скорость поперечных волн, L –масштабный коэффициент.

Формулы (3) - (9) представляют решение задачи о нестационарных процессах в напряженной среде при внезапном возникновении полубесконечного разрыва во всем диапазоне изменения параметров:

 $0 < r < \infty, \ 0 < \theta < \pi, \ -\infty < t < \infty, \ 0 < \eta < \infty.$

Если в формуле (4) выделить действительную часть, учитывая, что

$$tg\zeta_0 = tg(\theta + i\xi_0) = \frac{\sin 2\theta}{\cos 2\theta + ch2\xi_0} + i\frac{sh2\xi_0}{\cos 2\theta + ch2\xi_0}$$
(11)

$$g(\zeta_0) = g_1 + ig_2; \quad g_1 = Re\{g(\zeta_0)\}, \quad g_2 = Im\{g(\zeta_0)\}, \quad (12)$$

то решение для (3) можно записать в виде $\partial^2 w(r, \theta, t; \eta) = 1 \quad q \quad H(t-r)$

$$\frac{{}^{2}w(r,\theta,t;\eta)}{\theta t^{2}} = \frac{1}{\pi} \frac{q}{1+2\eta} \frac{H(t-r)}{\sqrt{t^{2}-r^{2}}} e^{-g_{1}} \left[\frac{\sin 2\theta}{\cos 2\theta + ch 2\xi_{0}} \cos g_{2} + \frac{sh 2\xi_{0}}{\cos 2\theta + ch 2\xi_{0}} sing_{2} \right] + \frac{q}{1+2\eta} \delta(t-rsin\theta) H\left(\theta-\frac{\pi}{2}\right).$$

$$(13)$$

3. Движение берегов разрыва

3.1. Ускорение на берегу разрыва

Из формулы (13) при $\theta = \pi$ получим ускорение на берегу разрыва [1]:

$$\frac{\partial^2 w(r,\pi,t;\eta)}{\partial t^2} = \frac{1}{\pi} \frac{q}{1+2\eta} \frac{H(t-r)}{\sqrt{t^2-r^2}} \frac{sh2\xi_0}{1+ch2\xi_0} e^{-g_1(\pi,\xi_0;\eta)} sing_2(\pi,\xi_0;\eta) + \frac{q}{1+2\eta} \delta(t)$$
(14)

$$g(\zeta_0) = g_1(\zeta_0) + ig_2(\zeta_0);$$
(15)
$$g_1(\pi, \xi_0; \eta) = g_{11}(\eta) + g_{12}(\xi_0; \eta).$$
(16)

При 0 < *η* < 0,5

$$g_{11}(\eta) = \frac{1}{\pi} \int_{\frac{\pi}{2}}^{\pi} \frac{2\eta\varphi\cos\varphi + \nu\left[\frac{\pi}{2} - \arccos(\nu)\right]\sin\varphi - \frac{\pi}{2}\cos\varphi\sin\varphi}{4\eta^2 - \sin^2\varphi} d\varphi , \qquad (17)$$

$$g_{12}(\xi_0,\eta) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\xi_0} \frac{2\eta\xi ch(\xi) + \nu \left[\frac{\pi}{2} - \arccos(\nu)\right] sh(\xi) + ch(\xi)\frac{\pi}{2}sh(\xi)}{4\eta^2 + sh^2(\xi)} d\xi;$$
(18)

$$g_2(\pi,\xi_0;\eta) = -\operatorname{arctg} \frac{\operatorname{sh}(\xi_0)}{2\eta}$$
(19)

При *η* > 0.5

$$g_{11}(\eta) = \mu_{11}(\eta) - \ln\sqrt{d};$$
(20)

$$g_{12}(\xi_0; \eta) = \mu_{12}(\xi_0, \eta) - \frac{\ln(d+2\eta)}{\pi} \operatorname{arctg} \frac{ch\xi_0}{d} + \frac{1}{4}\ln(4\eta^2 + sh^2\xi_0)$$
(21)

$$g_2(\pi, \xi_0; \eta) = -\operatorname{arctg} \frac{\operatorname{sh}\xi_0}{2\eta}$$
(22)

$$\mu_{11}(\eta) = \frac{2\eta}{\pi} \int_{\pi/2}^{\pi} \frac{\varphi \cos\varphi d\varphi}{4\eta^2 - \sin^2\varphi} , \qquad \mu_{12}(\xi_0, \eta) = \frac{2\eta}{\pi} \int_{0}^{\xi_0} \frac{\xi ch\xi d\xi}{4\eta^2 + sh^2\xi}$$
(23)

В случае $\eta = 0.5$

$$g_{11}(0.5) = \lim_{\eta \to \frac{1}{2} \to 0} g_{11} = \lim_{\eta \to \frac{1}{2} \to 0} \left[\mu_{11}(\eta) - \ln\sqrt{d} \right] = -\frac{1}{2}\ln 2 - \frac{2G}{\pi}$$
(24)

$$g_{12}(\xi_0, 0.5) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\xi_0} \frac{\xi d\xi}{ch(\xi)} + \frac{1}{2} ln(ch\xi_0)$$
(25)

$$g_2(\pi, \xi_0; \eta) = -\operatorname{arctg}(\operatorname{sh}\xi_0) \tag{22}$$

G-постоянная Каталана

$$G = \sum_{k=0}^{\infty} \frac{(-1)^k}{(2k+1)^2} = 0,915965594177219\dots$$

Из формулы (13) последовательным интегрированием по t от 0 до t получается скорость движения и перемещения среды. Последовательным интегрированием формулы (14) получим скорость движения и перемещения берегов разрыва.

3.2 Скорость на берегу разрыва

Интегрированием формулы (14) по t при условиях (17) - (18) определяется скорость движения на берегу разрыва при условии $0 < \eta < 0.5$.

Скорость движения берегов разрыва при $\eta > 0.5$ дается формулой [1]

$$\frac{\partial w(r,\pi,t;\eta)}{\partial t} = -\frac{1}{\pi} \cdot \frac{q}{1+2\eta} \cdot e^{-\mu_{11}(\eta)} \cdot d^{\frac{1}{2}} \cdot H(t-r) \cdot \int_{0}^{\xi_{0}} \frac{sh^{2}v}{chv} e^{-\mu_{12}(v)} \times \frac{(d+2\eta)^{\frac{1}{\pi}arctg\frac{chv}{d}}}{(4\eta^{2}+sh^{2}v)^{3/4}} dv + \frac{q}{1+2\eta}; \quad 0 < r < \infty, \quad 0 < t < \infty, \quad \frac{1}{2} < \eta < \infty$$
(26)

3.3. Перемещения берегов разрыва

Повторным интегрированием формулы (14) по t при условиях (17) - (18) определяются перемещения на берегу разрыва при условии $0 < \eta < 0.5$. Перемещения берегов разрыва при $\eta > 0.5$ описываются формулой [1]:

$$w(r,\pi,t;\eta) = -\frac{1}{\pi} \cdot \frac{q}{1+2\eta} e^{-\mu_{11}(\eta)} \cdot d^{\frac{1}{2}} \cdot H(t-r) \cdot r \int_{0}^{s_{0}} shudu \int_{0}^{u} \frac{sh^{2}v}{chv} e^{-\mu_{12}(v)} \times \frac{(d+2\eta)^{\frac{1}{\pi}arctg\frac{chv}{d}}}{(4\eta^{2}+sh^{2}v)^{3/4}} dv + \frac{qt}{1+2\eta}; \quad 0 < r < \infty, \quad 0 < t < \infty, \quad \frac{1}{2} < \eta < \infty$$
(27)

3.4. Движение берегов разрыва при $\eta = 1/2$

Из (26) в пределе при $\eta \to 1/2$ следует формула ускорения на берегу разрыва при $\eta = 1/2$

$$\frac{\partial^2 w(r,\pi,t;0.5)}{\partial t^2} = -\frac{q}{\pi} \cdot \frac{H(t-r)}{2} \cdot e^{-g_{11}(0.5)} \cdot \frac{1}{r} \cdot e^{-\mu_{12}(\xi_0;0.5)} \cdot th\xi_0 \cdot \frac{1}{(ch\xi_0)^2} + \frac{q}{2}\delta(t); \quad (28)$$

$$g_{11}(0.5) = -\frac{1}{2}ln2 - \frac{2G}{\pi}; \quad \mu_{12}(\xi_0;0.5) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\xi_0} \frac{\xi d\xi}{ch\xi}, \quad \xi_0 = ln\frac{t + \sqrt{t^2 - r^2}}{r}$$

$$sh\xi_0 = \frac{\sqrt{t^2 - r^2}}{r}, \quad ch\xi_0 = \frac{t}{r}, \quad th\xi_0 = \frac{\sqrt{t^2 - r^2}}{t},$$

Скорость перемещений берегов разрыва при $\eta = 1/2$, полученная интегрированием формулы (28) по t, описывается как

$$\frac{\partial w(r,\pi,t;0.5)}{\partial t} = -\frac{1}{\pi} \cdot \frac{q}{2} \cdot e^{\frac{1}{2}ln_2 + \frac{2G}{\pi}} \cdot H(t-r) \cdot \int_0^{\varsigma_0} \frac{sh^2 v}{chv} e^{-\mu_{12}(v;0.5)} \frac{1}{(chv)^{\frac{3}{2}}} dv + \frac{q}{2};$$

$$0 < r < \infty, \quad 0 < t < \infty, \quad \eta = 1/2$$

$$\mu_{12}(v; 0.5) = \frac{1}{\pi} \int_0^v \frac{\xi d\xi}{ch\xi}$$
(29)

Интегрированием (29) по t, получим при $\eta = 1/2$ формулу перемещений на берегу разрыва

$$w(r, \pi, t; 0.5) = -\frac{1}{\pi} \cdot \frac{q}{2} e^{\frac{1}{2}ln_2 + \frac{2G}{\pi}} H(t-r) r \int_{0}^{\xi_0} shudu \int_{0}^{u} \frac{sh^2 v}{chv} e^{-\mu_{12}(v; 0.5)} \times \frac{1}{ch^{3/2}v} dv + \frac{qt}{2}; \quad 0 < r < \infty, \quad 0 < t < \infty, \quad \eta = 1/2$$
(30)

4. Динамические процессы в очаговой зоне при внезапном образовании разрыва. Результаты численного анализа

Общий случай исследования нестационарных процессов, возникающих в напряженной среде при внезапном возникновении разрыва с вязким контактом берегов, проводится на основе аналитического решения (3). В формуле для ускорения необходимо визуализировать фронт плоской волны сильного разрыва

$$\frac{\partial^2 w_{nn}}{\partial t^2} = \frac{q}{1+2\eta} \cdot \delta(t-y) \cdot H(-x) = \frac{q}{1+2\eta} \delta(t-r\sin\theta) H(\theta-\frac{\pi}{2})$$

Для этого использован сглаженный вариант дельта – функции

$$\delta_{\varepsilon}(t-y) = \begin{cases} C_{\varepsilon} \cdot \frac{1}{\varepsilon} \cdot e^{-\frac{\varepsilon^{2}}{\varepsilon^{2} - (t-y)^{2}}}, & npu \quad |t-y| \le \varepsilon \\ 0, & npu \quad |t-y| > \varepsilon \end{cases},$$

где C_{ε} определяется из условия $\int_{-\varepsilon}^{\varepsilon} \delta_{\varepsilon}(\omega) d\omega = 1$, $C_{\varepsilon} = \frac{1}{2} \cdot \frac{1}{\int_{0}^{1} e^{-\frac{1}{1-\xi^{2}}} d\xi}$.

В качестве
$$\varepsilon$$
 берется $\varepsilon = \varepsilon_1 \cdot y$, где $0 < \varepsilon_1 \ll 1$
 $\left(\frac{\partial^2 w_{n,\eta}}{\partial t^2}\right)_{\text{норм}} = \frac{q}{1+2\eta} \cdot \delta_{\varepsilon}(t-y)H\left(\theta - \frac{\pi}{2}\right)$
(31)

Нормированное ускорение для цилиндрической части волны определится по формуле

$$\left(\frac{\partial^2 w_{\mu}}{\partial t^2}\right)_{\text{HOPM}} = \begin{cases} \frac{\partial^2 w_{\mu}}{\partial t^2}, & \text{если } t - r > \delta\\ C_{\delta} \cdot \sqrt{\frac{t - r}{\delta}} \cdot \frac{\partial^2 w_{\mu}}{\partial t^2}, & \text{если } 0 \le t - r \le \delta \end{cases}$$
(32)

где С_б выберем из условия

$$\int_{r}^{r+\delta} C_{\delta} \cdot \sqrt{\frac{t-r}{\delta}} \cdot \frac{\partial^{2} w_{u}}{\partial t^{2}} dt \cong \int_{r}^{r+\delta} \frac{\partial^{2} w_{u}}{\partial t^{2}} dt$$

В качестве δ взято $\delta = \delta_1 \cdot r$, где $0 < \delta_1 \ll 1$.

Все расчеты проведены в безразмерной форме. Значения параметров выбраны в системе СИ следующим образом:

$$[x_p] = M; [y_p] = M; [t_p] = c; [\mu] = \Pia; [\rho] = \frac{K\Gamma}{M^3}; [q_p] = \Pia; [\eta_p] = \frac{\Pia \cdot c}{M}; [b] = \frac{M}{c};$$

 $b = 3.5 \cdot 10^3 \frac{M}{c}$ – скорость поперечных волн; $L = 1$ м – масштабный коэффициент;
 $\mu = 3.3 \cdot 10^{10} \Pi a$ – модуль сдвига; $\rho = 2.7 \cdot 10^3 \frac{K\Gamma}{M^3}$ – средняя плотность земной коры;
 $\eta_p = \frac{\eta_r}{h_r}$ – коэффициент эффективной вязкости на разрыве;
 η_r – вязкость материала разрывной зоны ($\Pi a \cdot c$); h_r – ширина разрывной зоны (M);
 $q_p = 6 \cdot 10^6 \Pi a$ – сдвиговые напряжения в очаговой зоне;

$$\varepsilon_{yz} = \frac{q_p}{2\mu} = \frac{6 \cdot 10^6}{2 \cdot 3.3 \cdot 10^{10}} = 9 \cdot 10^{-5}; \ q = \frac{q_p}{\mu} = \frac{6 \cdot 10^6}{3.3 \cdot 10^{10}} \cong 1.818 \cdot 10^{-4} \approx 1.8 \cdot 10^{-4}.$$

Представленные ниже рисунки даны в безразмерных единицах. Размерные величины связаны с безразмерными параметрами по формулам (10).

4.1 Скорость перемещения среды за фронтом сейсмической волны

Численным интегрированием формулы (3) по t получены скорости движения среды за фронтом цилиндрической волны, которые представлены на рисунке 1.



Рисунок 1. Скорость перемещений в возмущенной зоне в случае вязкого контакта берегов разрыва при коэффициенте вязкости η=1,0

По горизонтальным осям расположены оси r и θ полярной системы координат с центром в вершине разрыва, по вертикальной оси отложена скорость среды за фронтом цилиндрической волны, 0 < r < t, $0 < \theta < \pi$, t=10000, η =1.

4.2 Распределение зон инверсии ускорения за фронтом цилиндрической волны при внезапном возникновении разрыва с контактным взаимодействием берегов (при η=1)

На рисунке 2 представлены области знакоопределенности при разрыве с вязким контактом берегов при $\eta=1$. Горизонтальными на рисунке 2 являются оси X и Y декартовой системы координат с центром в вершине разрыва. Цветом выделено ускорение среды за фронтом цилиндрической волны.

На рисунке 2 видно, как при вязком контакте берегов разрыва область положительных ускорений разграничена кривой линией от области отрицательных ускорений.



Рисунок 2. Распределение величины ускорения при η=1, t=1000

4.3 Скорость движения берегов разрыва

На рисунке 3 представлены скорости движения берегов разрыва при вязкости η=1 в зависимости от расстояния до вершины разрыва и от времени.



Рисунок 3. Скорость берегов разрыва при $\eta = 1$

На рисунке 4 приведена скорость движения берегов разрыва в зависимости от г /t. Графики, соответствующие различным значениям вязкости обозначены соответствующими цветами. Как следует из численного анализа, представленного графически на рисунке 4, взаимодействие берегов разрыва оказывает значительное влияние на величину скорости и ее поведение за фронтом цилиндрической волны.



Рисунок 4. Скорость движения берегов разрыва в зависимости от отношения r/t при значениях вязкости η: 0,0 (dW0); 0,7 (dW07); 1,0 (dW1); 2,0 (dW2); 5,0 (dW5); 10,0 (dW10); 100,0 (dW100)

При этом поведение скорости движения берегов разрыва при разрыве с взаимодействующими берегами разрыва качественно отличается от поведения скорости при разрыве со свободными берегами, выражающееся в наклоне графика при приближении к фронту цилиндрической волны.

4.4 Перемещения берегов разрыва

Перемещения берегов разрыва в зависимости от расстояния до вершины разрыва и от времени представлены на рисунке 5.



Рисунок 5. График перемещений берегов разрыва при $\eta = 1$

На рисунке 6 даны графики перемещений берегов разрыва при различных значениях коэффициента эффективной вязкости η .



Рисунок 6. Графики перемещений для момента t=10000, 0<r<10000

5. Воздействие сейсмической волны на участок в зависимости от его расположения относительно разрыва

На рисунках 7 показано нормированное ускорение (сглаженная функция ускорения при условии сохранения импульса) при прохождении сейсмической волны через участок с координатами x = -4000, y = 3000 при различных коэффициентах вязкости на разрыве. Из этих рисунков видно, как через участок проходит вначале плоская волна (t = 3000), которая обладает наибольшим воздействием, а затем цилиндрическая волна (t = 5000).



Рисунок 7. Графики нормированного ускорения для участка с координатами (-4000; 3000) при: а – η=0; б – η=1; в – η=10

На рисунке 8 приведены графики нормированного ускорения (сглаженная функция ускорения при условии сохранения импульса) при прохождении сейсмической волны через участок с координатами x= 4000, y = 3000, подверженный воздействию только цилиндрической волны, при различных коэффициентах вязкости на разрыве

Дадим оценку значений эффективной вязкости на разрыве. Если считать, что не менее 96% энергии уходит на необратимые процессы, связанные с диссипацией энергии в очага и только не более 4% переходит в энергию сейсмических волн, учитывая, что энергия сейсмических волн пропорциональна квадрату скорости, то соответствующее значение эффективной вязкости на разрыве должно находиться в интервале $10^7 - 10^8$ Пас /м. В частности, при ширине разрывной зоны в 1 м материал разрывной зоны должен иметь вязкость в промежутке от 10^7 до 10^8 Пас.



Рисунок 8. Графики нормированного ускорения для участка с координатами (4000; 3000) при условиях: $a - n=0; \ 6 - n=1; \ 8 - n=10$

Основные результаты

Исследованы нестационарные процессы в предварительно напряженной среде при внезапном возникновении разрыва с использованием аналитического решения Кима А.С. [1] для динамической задачи о разрыве с вязким контактом берегов, моделирующей процесс возникновения землетрясения. В результате проведенного численного анализа установлено, что за фронтом сейсмической волны в возмущенной зоне происходит инверсия ускорения, а расположение зон инверсии связано с ориентацией разрыва. Установлено, что 1) контактное взаимодействие берегов разрыва оказывает существенное влияние на интенсивность ускорений в среде и величину воздействия сейсмической волны.; 2) при наличии вязкого взаимодействия берегов разрыва в момент его возникновения происходит частичный сброс напряжений, в отличие от полного сброса напряжений на разрыве, берега которого не взаимодействуют. Показано, как при увеличении контактного вязкого взаимодействия берегов разрыва происходит переход динамического процесса в очаговой зоне в квазистатический процесс. Получена численная реализация пространственно-временной оценки, когда влиянием вершины разрыва на движение его берегов можно пренебречь.

Выводы

Появившиеся в настоящее время новые возможности компьютерного моделирования, проведения численно-аналитических расчетов и визуализации делают актуальными аналитические формулы, описывающие нестационарные процессы, ранее представлявшие сложность для применения и анализа геодинамических процессов в земной коре в периоды сейсмической активизации. Аналитическое решение нестационарной задачи о разрыве, полученное Кимом А.С. [1], может быть рекомендовано для включения в материалы, учебные пособия, посвященные решению динамических задач механики и сейсмологии.

Работа выполнена по программе «Грантовое финансирование научных исследований» РК в рамках темы «Математическое моделирование очаговых зон и литосферно-ионосферных связей с использованием геоинформационных спутниковых технологий» (грант 0079/ГФ4).

Литература

- 1. Ким, А.С. О волнах сдвига в очаговой зоне при внезапном возникновении разрыва / А.С. Ким // Известия Научно-Технического Общества «КАХАК». – 2015. – № 2. – С. 4 – 31.
- Kuo, C.L. Ionosphere plasma bubbles and density variations induced by pre-earthquake rock currents and associated surface charges / C.L. Kuo, J.D. Huba, G. Joyce, L.C. Lee // J. Geophys. Res., 2011. –V.116. –A10317. – doi:10.1029/2011JA016628.
- 3. Namgaladze, A.A. Physical mechanism and mathematical modeling of earthquake ionospheric precursors registered in total electron content / A.A. Namgaladze [et. al.] // Geomagnetism and Aeronomy, 2009. V.49. № 2. P.252 262. doi:10.1134/ S0016793209020169.
- Жантаев, Ж.С. Асейсмические движения в земной коре и вариации магнитного поля / Ж.С. Жантаев, А.С. Ким // Прикладные космические исследования в Казахстане: коллективная монография. - Алматы. –2013. –Т. 9. –С. 116 – 122.
- 5. Теркот, Д. Геодинамика / Д. Теркот, Дж. Шуберт. М.: Мир, 1985. 731с.
- 6. Шерман, С.И. Разломообразование в земной коре. Зоны сдвига / С.И. Шерман. Новосибирск: Наука, 1991. 263с.
- 7. Адушкин, В.В. Актуальные проблемы геомеханики земной коры / В.В. Адушкин // Электронный научноинформационный журнал «Вестник ОГГГГН РАН». – 2001. – № 1 (16). – С. 1 – 33.
- Садовский, М.А. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс / М.А.Садовский, Л.Г. Болховитинов, В.Ф. Писаренко / - М.: Наука, 1987. – 101 с.
- 9. Моги, К. Предсказание землетрясений / К. Моди/ М. : Мир, 1988. 282 с.
- 10. Соловьев, С.П. Электромагнитные сигналы в результате электрической поляризации при стесненном деформировании горных пород / С.П. Соловьев, А.А. Спивак // Физика Земли. 2009. № 4. С. 76 84.
- 11. Киссин, И.Г. О системном подходе в проблеме прогноза землетрясений / И.Г. Киссин // Физика Земли. 2013. № 4. С. 145 160.
- 12. Афраймович, Э. Л. GPS Мониторинг верхней атмосферы Земли / Э. Л. Афраймович, Н. П. Перевалова // ЦОП БИБММ ИГУ и ГУ НЦ РВХ ВСНЦ СО РАМН, Иркутск. 2006. 479 с.
- 13. Бондур, В.Г. Метод мониторинга сейсмоопасных территорий по ионосферным вариациям, регистрируемым спутниковыми навигационными системами / В.Г. Бондур, В.М. Смирнов // Доклады РАН. 2005. Т.402. № 5. С. 675 679.
- Золотов, О.В. Вариации полного электронного содержания ионосферы в период подготовки землетрясений / О.В.
 Золотов [и др.] // Химическая физика. 2011. Том 30. –№ 2. С. 239 246.
- Molchanov, O. Global diagnostics of the ionospheric perturbations related to the seismic activity using the VLF radio signals collected on the DEMETER satellite / O. Molchanov [et all] // J. Nat. Hazards and Earth Syst. Sci. – 2006. – Vol. 6. – P. 745– 753.
- Соловьева М.С. Вариации параметров СДВ сигналов на спутнике ДЕМЕТЕР во время сейсмической активности / М.С. Соловьева, А.А Рожной, О.А. Молчанов // Геомагнетизм и Аэрономия - 2009. – Т. 49. – № 4. – С. 558 - 568.
- 17. Гайворонская, Т.В. Сейсмоионосферные эффекты в слое F2 в районе Камчатки / Т.В. Гайворонская // Физика Земли, 2012, №4. С. 53 57.
- Pulinets, S. A Ionospheric Precursors of Earthquakes / S.A. Pulinets, K.A. Boyarchuk. Berlin, New York: Springer. 2004. 316 p.
- 19. Депуева, А.Х. Изменчивость F-области экваториальной ионосферы в спокойных геомагнитных условиях перед сильными землетрясениями / А.Х. Депуева // Геомагнетизм и аэрономия. –2014. Т. 54. № 1. С. 71–75.
- 20. Гайворонская, Т.В. Ионосферные вариации в сейсмоактивных районах / Т.В. Гайворонская // Физика Земли. Москва. 2005. № 3. С. 56 60.
- 21. Корсунова, Л.П. Эффекты в спорадическом слое е в период подготовки землетрясения 27.08.2008 по наблюдениям в Иркутске / Л.П. Корсунова, Л.В. Чистякова, В.В. Хегай // Солнечно-земная физика. 2010. Вып. 16. С. 149 153.
- 22. Корсунова, Л.П. Закономерности в проявлении предвестников землетрясений в ионосфере и приземных атмосферных электрических полях на Камчатке / Л.П. Корсунова [и др.] // Геомагнетизм и аэрономия. 2013. Т.53. № 2. –С.239 246.

- 23. Липеровский, В.А. Ионосферные предвестники землетрясений / В.А. Липеровский, О.А. Похотелов, С.Л. Шалимов // М.: Наука, 1992. 304 с.
- 24. Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes // Edited by M. Hayakawa: Tokyo. Terra Scientific Publishing Company. 2003. 996 p.
- 25. Gershenzon, N. / Modelling of seismo-electromagnetic phenomena / N. Gershenzon, G. Bambakidis // Russian Journal of Earth sciences. 2001. Vol. 3. N4. P. 247 275.
- 26. Гохберг М.Б., Сейсмоэлектромагнитные явления / М.Б. Гохберг, В.А Моргунов, О.А. Похотелов . М. : Наука, 1988. 174 с.
- 27. Чернявский, Г.М. Бортовая аппаратура космических аппаратов мониторинга предвестников землетрясений / Г.М. Чернявский, Б.С. Скребушевский, В.О. Скрипачев // Исследования Земли из космоса. 2004, № 6. С. 50 58.
- 28. Чистова, З.Б. Электромагнитное излучение в районах тектонических нарушений. Их отражение в наземных наблюдениях и материалах дистанционного зондирования Земли / З.Б. Чистова, Ю.Г. Кутинов // Система «Планета Земля»: 20 лет Семинару «Система «Планета Земля» 1994–2014, Москва, 2014. С. 293 304.
- 29. Ikuta, Ryoya A small persistent locked area associated with the 2011 M = 9.0 Tohoku Oki earthquake, deduced from GPS data / Ryoya Ikuta [et al] // J. Geophys. Res. B. 2012. 117. N 11. C. 1 B11408/25.
- 30. Wang, Dun Supershear rupture on multiple faults for the M=8.6 off Northern Sumatra, Indonesia earthquake of April 11, 2012 / Dun Wang [et al] // Geophys. Res. Lett. 2012. 39. N 21. –C. L21307/1–L21307/5.

АЙЫРЫЛЫМ КЕНЕТ ПАЙДА БОЛУЫНДА ОШАҚ ЗОНАСЫНДАҒЫ СТАЦИОНАРЛЫҚ ЕМЕС ПРОЦЕССТЕРДІ МАТЕМАТИКАЛЫҚ МОДЕЛЬДЕУ

Ким А. С., Шпади Ю. Р., Стихарный А. П., Литвинов Ю. Г.

Ұлттық ғарыштық зерттеулер мен технологиялар орталығы, Алматы, Қазақстан

Айырылым кенет пайда болуында алдынала кернеуленген ортадағы стационар емес процесстері, жерсілкіну пайда болу процессін модельдейтін жағалардың жабысқақ түйсуімен айырылым туралы динамикалық міндет үшін Ким А.С. аналитикалық шешімін [1] пайдаланып, зерттелген. Ауытқылған ортада сейсмикалық толқынның шебі артында үдеу инверсиясы болатыны анықталған, ал инверсия зоналардың орналасуы айрылымның бағдарына байланысты. Айрылым жағаларының жабысқақ түйсуі көбейтілуінде ошақ зонасындағы динамикалық процесс квазистатикалық процессіне ауысатыны көрсетілген. Айрылым жағаларының түйіскен өзара әрекеттестігі ортадағы үдеулер белсендігіне және сейсмикалық толқынның әсеріне едәуір ықпал жасайтыны анықталған. Жағаларының қозғалуына айырылымның төбесін ескермеу жағдайында кеңістік-уақыттық бағасы алынған.

MATHEMATICAL MODELING OF NON-STATIONARY PROCESSES IN NIDAL ZONE AT SUDDEN APPEARANCE OF BREAK

A. S. Kim, Yu. R. Shpadi, A. P. Stikharnyi, Yu. G. Litvinov

National Center of Space Research and Technology, Almaty, Kazakhstan

The non-stationary processes in pre-stressed environment under a sudden rupture were investigated using the analytical solution by Kim A.S. [1] for the dynamic problem of the break with a viscous contact of banks, modeling a process of an earthquake. It was found that behind the front of seismic waves in the perturbed zone there is an inversion of acceleration and arrangement of the inversion zones is due to orientation of the rupture. It is shown that during the increase of contact viscous interaction of the rupture shores, the dynamic process in the source area converts into the quasi-static process. It was found that the contact interaction of the rupture shores has a significant impact on intensity of acceleration in the environment and the size of seismic wave's impact. A spatio-temporal assessment was obtained, while the influence of the rupture top on the movement of its banks can be ignored.

UDC 550.34:621.039.9

A COMPARATIVE STUDY OF TWO AZIMUTH-BASED NON-STANDARD LOCATION METHODS

R. Jih

Department of State / Arms Control, Verification, and Compliance Bureau, Washington, U.S.A.

In this study, two non-standard, independently developed, azimuth-based seismic triangulation procedures are implemented and evaluated. The goal is to develop ad hoc algorithms which can effectively tackle the seismic location problem under the following difficult yet realistic situations often encountered in seismic monitoring for the purposes of hazard reduction as well as for the CTBT verification: 1) the crustal model is not known, and hence an arbitrary global model (such as IASP91) may have to be utilized; 2) the seismic network is not calibrated, and hence the phase arrivals will be used as they are – without any station-specific or path-specific correction; and 3) the azimuthal coverage of the recording stations is poor.

SUMMARY

Two non-standard, independently developed, azimuth-based seismic triangulation procedures are implemented and evaluated in this study.

Through azimuthal triangulation, Asian seismic network operators in China and Japan have been locating earthquakes for several decades using the "Induced Perpendicular Bisectors" (IPB), long before computers were invented and introduced to seismologists. The underlying simple principle can be best illustrated with the following extreme case. If two seismographs happen to record identical arrival times of the same seismic phase, then to the extent the one-dimensional (1-D) structure applies to the region, the hypocenter should lie on the perpendicular bisector of the line segment or the great circle which connects these two specific seismographs. Depending on the epicentral distances, the perpendicular bisector itself could be a great circle along the Earth's surface or a normal section cutting through the Earth. If two or more such perpendicular bisectors are available, then the hypocenter or epicenter can be determined via triangulation. The merit lies in how the perpendicular bisector is derived in a more general setting, when the arrival time varies from station to station, which is typically the case in reality; and when waveform data are not available, which renders techniques based on full waveforms (such as polarization analysis and frequency-wave number (FK) technique) not applicable. The so-called "Yin Zhong Xian" ("引中线" in

Chinese) algorithm, hereafter the YZX method, is an Oriental version of IPB-based procedure. It computes one IPB (via interpolation) for each group of three seismographs.

Also relying on the azimuthal triangulation for seismic location, R. Jih [1] proposes a procedure, J0, to derive the back azimuth with a large-aperture network where all seismographs are on one side of the event. Any standard Geiger-type of least-squares inversion routine can be applied to determine the back azimuth easily. Two or more such skewed networks would suffice to derive two back azimuths for triangulation purpose. It has been demonstrated in [1] that this simple, hybrid procedure is particularly suitable for the seismic location problem at regional distances when [2] the crustal model is not known, [3] the seismic network is not calibrated, and [4] the azimuthal coverage of recording stations is poor. In this paper the procedure J0 is compared against the YZX method, to relocate earthquakes and explosions of known or well-constrained locations. It is shown that, at regional distances, the J0 algorithm performs better than does the YZX method, because the back azimuth derived with J0 is more reliable and stable. This is not surprising, as the YZX tends to be more susceptible to the small-scale lateral heterogeneity, which is often present in the crust. At local distances, however, the two methods seem to perform equally well.

1. BACKGROUND

Epicenter remains as one of a few important source parameters that need to be promptly determined with sufficient accuracy and confidence whenever a natural or man-made - seismic event of concern occurs. Over the years the computer-based Geiger-type least-squares inversion and its variations have become the standard means in solving the location problem.

If the ground-truth location of a nearby seismic event is known, the arrival readings of the new event at each seismograph can be individually "calibrated" to match the predicted travel-time curves of some preselected velocity model. It has been long established that, with the station corrections, locations of new seismic events in the vicinity around the ground-truth event can be significantly improved. This is the standard approach of "calibration". In a special application of this technique, travel-time residuals are obtained from a least-square location routine which is run with the depth constrained to the known "true" value. When these residuals are used as travel-time corrections in the same program run depth-free, nearby events can be located with smaller errors in depth. An elaboration of this specific application has been denoted the SRST (Source-Region-Station-Time) technique by [5] (see also [6]). Alternatively, a postulated 1D crustal velocity model can be adjusted so that the estimated hypocenter would perfectly match the ground-truth event. Thus, the finetuned velocity model can be used to determine the location of nearby events without the need of establishing residual corrections for individual stations. Both the SRST and the model-tuning procedures require at least one ground-truth event. The North Korean-declared nuclear tests at Punggye serve as a classic example where multiple-event location techniques would work very well, and the impressive seismic results seem to be corroborated by satellite interferometry [2].

There are cases where no nearby event of known location is available. Furthermore, there are cases where not only the crustal model is not well known, the seismic stations could be sparse or even spread in a very skew geometry. R. Jih [1] presents a procedure, J0, which could be particularly suitable for these disadvantageous situations. In this study, J0 and another azimuth-based non-standard location procedure are reviewed and compared.

2. ADAPTIVE LOCATION METHODS JO AND YZX

The most commonly used triangulation procedure for location is the "radial triangulation" which is based on intersection of several arcs drawn at respective epicentral distances. The epicentral distances can be individually estimated at each seismograph if, for instance, [2] the differential arrival (such as S-P) is available and [3] the P- and S-wave velocity structure around the seismograph is known. In the case only one common phase, say, the initial P, is available, then each pair of seismographs can jointly determine a hyperbola which passes through the epicenter - provided that, again, the P-wave velocity is known. Lacking the knowledge of the crustal structure, the location derived from radial triangulation could be severely biased when the number of seismograph is limited. The Geiger-type least square inversion using arrival times would inherently suffer from the same drawback and limitations.

Through "azimuthal triangulation", Asian seismic network operators have been locating earthquakes for several decades using the "Induced Perpendicular Bisectors" (IPB), even before computers were introduced to seismologists. The underlying simple principle can be best illustrated with the following extreme case. If two seismographs happen to record identical arrival times of the same seismic phase, then to the extent the 1D structure applies to the region, the hypocenter should lie on the perpendicular bisector of the line segment or the great circle which connects these two specific seismographs. Depending on the epicentral distances, the perpendicular bisector itself could be a great circle along the Earth's surface or a normal section cutting through the Earth. If two or more such perpendicular bisectors are available, then the hypocenter or epicenter can be determined via triangulation. The merit lies in how the perpendicular bisector is derived in a more general setting when the arrival time varies from station to station, which is typically the case in reality; and when waveform data are not available, which renders techniques based on full waveforms (such as polarization analysis

and frequency-wavenumber (FK) technique) not applicable.

The so-called "Yin Zhong Xian" algorithm, hereafter the YZX method, is an oriental version of IPB-based procedure. Given three arrival picks, t1 < t2 < t3, at three seismographs S1, S2, and S3, respectively, the YZX method finds a point S4 which lies on the great circle connecting S1 and S3 such that the arrival time at S4 would be approximately t2. S2 and S4 then determine one IPB. The search of S4 (through interpolation) requires a priori knowledge about the velocity structure. In reality, simple interpolation procedures are often used, which inevitably introduce additional uncertainty into the derived back azimuth, and hence the location would be affected as well.

Also relying on azimuthal triangulation for seismic location, R.Jih [1] proposes a procedure J0 to derive the back azimuth with a large aperture network where all seismographs are on one side of the event. The basic idea of J0 method is to decompose the recording network into (at least) two sub-networks so that each subnetwork is comprised of stations spread over only one side of the postulated epicenter. That is, each subnetwork should have a very large azimuthal gap and preferably a large aperture as well. Any standard Geiger-type of least-squares inversion routine can be applied to determine the back azimuth easily. Two or more such skew networks would suffice to derive two back azimuths for triangulation.

In this paper the procedure J0 is compared against the YZX method, to relocate earthquakes and explosions of known or well-constrained locations. It is demonstrated that, at regional distances, the J0 algorithm performs better than does the YZX method, because the back azimuth derived with J0 is more reliable and stable. This is not surprising, as the YZX tends to be more susceptible to the small-scale lateral heterogeneity which is often present in the crust. At local distances, however, the two methods seem to perform equally well (not shown).

3. EXAMPLE 1: THE SALMON EXPLOSION OF OCTOBER 22, 1964

Salmon, an underground nuclear explosion in Mississippi, was seismically recorded throughout North America and at some teleseismic stations. The 5-kt explosion was detonated at 16h 00m 00.0s UT on October 22, 1964, at a depth of 828.1 meters. The epicenter is 31°08'31.57"N, 89°34'11.8"W, in the Taut salt dome in Hattiesburg, Southern Mississippi. Extensive studies have been conducted for this event to validate crustal profiles toward different directions [7 - 9, J. Jordan [et al.] in [7] published phase picks recorded at 143 stations for Salmon explosion. Thirty six arrivals from those stations within 10° are used in this example.

Figure 1 shows 21 "induced bisectors", each derived with the YZX method from three sites of the 36-station regional network. Figure 2 is the same as Figure 1, except that 25 back azimuths are determined using the

method J0 in conjunction with a global continental average model, IASP91 [10]. The IASP91 model is arbitrarily chosen to mimic the situation where the true crustal structure of a region of interest may not be available, and seismic analysts would have to use a possibly erroneous crustal model to start with (Figure 2). The



G. I. location=31.142N -89.570W 0.828 21 "induced bisectors" used, each derived from a 3-station subnetwork

Figure 1. Adaptive Location of Salmon w. Method YZX

4. EXAMPLE 2: THE TAIWAN STRAIT EARTHQUAKE OF SEPTEMBER 16, 1994

The September 16, 1994, Taiwan Strait earthquake caused significant damages to southeast China. Though at equal distance to Taiwan, its damage to Taiwan was relatively minor. Paths to the mainland China apparently had a weaker attenuation in ground motion. Fifteen pairs of Pn and Sn arrival times have been published by the Fujian Provincial Seismological Bureau [FSB], China [11, 12]. W-Y. Yeh [11] selected five sets of IPBs and suggested that YZX would lead to a solution consistent with the conventional triangulation results using solely S-P times (c.f. Figures 2 and 3 of [11]). In an attempt to duplicate Yeh's result, it is found that the YZX method degrades somewhat as additional IPBs are drawn from different combinations of FSB seismographs (Figure 3). It should be noted that, however, the station coordinates of FSB seismographs used in this relocation exercise are not exact, as they were digitized from geographic maps, which certainly have added extra random errors to the location, with an effect equivalent to those of larger phase picking errors or stronger lateral heterogeneities in the crust.

If the same 1-dimensional model is assumed for

method J0 gives tightly converged rays, with the majority intersecting in the vicinity of the ground-truth location. The dashed circle in Figures 1, 2, 3, 4, and 6 has a radius of 18.73 km, which encircles an area of 1,000 km².



Figure 2. Adaptive Location of Salmon w. Method J0

paths to Taiwan and mainland China, then combining FSB phase picks with those measured at Taiwan's Central Weather Bureau [CWB] leads to a location with large offset (See the yellow diamond in Figure 4). The 1-second difference between FSB and CWB clocks, as speculated by [12], cannot count for this dramatic shift of location. It appears that paths to Fujian region may have a velocity faster than that of the IASP91model, whereas paths to Taiwan may be much slower. This is evidenced by Figure 4 (bottom) in which FSB and CWB underestimate and overestimate, respectively, the epicentral distances when the IASP91 model is used. Nevertheless, the individual back azimuths determined by FSB and CWB networks are not severely biased in direction. Thus applying the adaptive method J0 would lead to a triangulation result extremely close to the ISC and USGS/NEIC solution, which are based on hundreds of stations spread over all directions. The adaptive method is less sensitive to the choice of crustal model. Changing the crustal model from IASP91 to the southeast China model, which is in routine use at FSB [13] (see also [14]), does not seem to affect the triangulation result (Table). This is yet another indication that the adaptive method J0 is robust.

Network / Bulletin	φ° (N)	λ° (Ε)	Remark
Fujian Network	22.60	118.68	[11], Southeast China model
Fujian + Guangdong	22.70	118.75	[11], Southeast China model
CSB Preliminary	22.60	118.73	(China Seismological Bureau)
CSB RRSN	23.00	118.50	(CSB Rapid Reporting Seismograph Network)
Taiwan CWB	22.43	118.47	(Taiwan Central Weather Bureau)
IESAS + NCU	22.37	118.63	[12]
USGS / NEIC	22.53	118.71	
ISC	22.52	118.75	
Adaptive Method J0	22.48	118.73	This study: Fujian+Taiwan, SE China model
Adaptive Method J0	22.48	118.72	This study: Fujian+Taiwan, IASP91 model

Table. Comparison of Epicenters of September 16, 1994 Event

(Note: China Seismological Bureau, or CSB, was the name of the Chinese earthquake monitoring agency at the time the earthquake occurred, which has since been renamed China Earthquake Administration, or CEA.)



NEIC=0620 18.7 22.53N 118.71E 13км, ISC=22.52N 118.75E 13 км; CWB=0620 15.62 22.43N 118.47E 19км; FSB=22.60N 118.68E 10 км; 10 "induced bisectors" used, each derived from a 3-station subnetwork

Figure 3. Adaptive Location of 940916 w. Method YZX

5. EXAMPLE 3: THE KARA SEA EVENT OF AUGUST 16, 1997

Figure 5 illustrates how the method J0 can be applied to derive the location of Kara Sea event of August 16, 1997. A sub-network "A" comprised of 6 stations (KBS, SPITS, KEV, SDF, KAF, and FINESS), 11 phase picks, are fed into the LocSAT program (Figure 5, top) as described in [15, 16]. The semi-major axes of the seven error ellipses are nearly the same, all pointing to the east – roughly 100° from the north (Figure 6). A second sub-network "B" is formed with 7 stations all spread to the south of Novaya Zemlya, which includes



NEIC=0620 18.7 22.53N 118.71E 13км; ISC (REF)=22.52N 118.75E 13 км; CWB (Taiwan)=0620 15.62 22.43N 118.47E 19,1 км; FSB=0620 22.10.22.60N 118.68E 10,0 км; Adaptive JO w. IASP91: 22.48N 118.72E

Figure 4. Adaptive Location of 940916 w. Method J0

NRI, ARU, PKK, JOF, VAF, SUF, and KJN. There are 10 phase picks reported by these stations. Seven different continental crustal models produce nearly identical "optimal" back azimuths, pointing to the north (Figure 5, bottom). Using the IASP91 model, the two rays intersect at a location 11 km to the west of pIDC's REB location published in [19] (Figure 6). If the two networks were combined and the conventional location algorithm applied, the resulting location is 24 km to the south of the REB location (unfilled star in Figure 6). In-depth reviews addressing both the technical and political aspects of this event can be found in [18, 19].



Network A=FINES KAF KBS KEV SDF SPITS Network B=ARU JOF KJN NRI PKK SUF VAF

Figure 5. Grouping of Seismographs for 970816



]REB location = 72.6484 57.3517 [depth set to 0] (Cross) IASP91, 11 picks ==> OT=2:11:5.281, 72.750 55.358 0.000, Offset=67.2 (Network A=FINES KAF KBS KEV SDF SPITS) IASP91, 10 picks ==> OT=2:11:4.357, 71.839 57.472 55.559, Offset=90.4 (Network B=ARU JOF KJN NRI PKK SUF VAF)

IASP91 + J0 method => 72.657 57.033, Offset=10.7 (Blue Star) IASP91 + all picks combined => 72.445 57.104, Offset=24.2 (Blank Star)

Figure 6. Locations of 970816, Conventional vs. Adaptive [J0]

6. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Two azimuth-based location techniques, J0 and YZX, have been implemented and tested to relocate earthquakes and explosions of known or well-constrained locations. It is shown that, at regional distances, the J0 algorithm performs better than does the YZX method, because the back azimuth derived with J0 is more reliable and stable. This is not surprising, as the YZX tends to be more susceptible to the small-scale lateral heterogeneities which are often present in the crust. At local distances, however, the two methods seem to perform equally well.

An interesting question raised by Prof. Thorne Lay at the 1st Event Screening Workshop (November 1997, Beijing) was that, if both the staged location procedure (like J0) and the conventional Geiger inversion are using virtually the same amount of information, would the staged approach offer advantages over the conventional procedure? In the case of simple crustal structure, indeed both methods could perform equally. Figure 2 exhibits a tight clustering of back azimuths derived from the adaptive method J0, resulting a well-constrained epicenter. This can certainly be achieved with all the phase picks lumped in one single Geiger inversion. This is not the case in general, however. As shown in Figure 4, lumping phase picks from Fujian and Taiwan seismic networks into one least-squares inversion would lead to a disastrous location, unless the difference in lateral difference in crustal velocities is accounted for. This is the intrinsic drawback of the conventional location procedure. In the case of staged procedure such as J0, each back azimuth is determined with a skew sub-network. The skew geometry of the sub-network would inevitably lead to large uncertainty in location and large error in epicenter. However, the method J0 does not use the epicenter information in the second stage of the process. The only piece of information - which is the best constrained piece – utilized by J0 is the semi-major axis, or equivalently, the back azimuth. As a result, the J0 method is practically using several back azimuths - each one being better constrained in the process - for triangulation. This explains why J0 is not equivalent to the conventional Geiger inversion.

A side remark on seismic data should be made. Seismic data have multiple uses – quick and accurate location of damaging earthquake so as to permit rapid emergency response, studies of the interior of the earth and the physics of the earthquake source, and nuclear test verification [18]. The field of seismology, which has been involved in earthquake studies for nearly 100 years, has a long tradition of international data exchange, much like that for weather information. It would be a tragedy if a major earthquake disaster strikes and response to the disaster were delayed because seismic data were not available. Example 2 clearly illustrates the advantages and importance of sharing the phase readings between China and Taiwan. China Earthquake Administration [CEA, formerly China Seismological Bureau or CSB] has been promptly sharing phase readings of large earthquakes with Russia, Pakistan, Algeria, Laos, Myanmar, Samoa, Indonesia, and Cuba [2.4]. It is not surprising that the performance of CEA's RRSN [Rapid Reporting Seismograph Network] in earthquake location has greatly benefited from the data exchange. News has it that CEA and the Central Weather Bureau [CWB] of Taiwan have signed a seismic cooperation agreement in February 2014, and have started routine seismic data exchange between the two sides of the Taiwan Strait since June 2015.

A lesson learned from Example 2 (Figure 4) is that phase picks from different tectonic regions must be combined in a judicious manner, if the conventional Geiger inversion is to be applied. One way to do so is to take into account the difference in crustal structures and apply the path-dependent travel-time tables – or equivalently, path-dependent corrections - prior to lumping the phase picks together for inversion. If adaptive methods (such as the method J0) are utilized, however, then the improvement in location can be immediately achieved without the need to wait for the time-consuming ``calibration research" is conducted. This can be regarded as an *ad hoc* measure.

ACKNOWLEDGEMENTS AND DISCLAIMER

This study was conducted at U.S. Department of State and U.S. Defense Threat Reduction Agency (DTRA) (DTRA records DTL-P-990182 and DTL-P-990284; OSD record OASD-PA-99S0868; DOS PA record 160601). The conclusions and suggestions reflect the opinions of the author's, as a subject technical expert, and should not be interpreted or implied as necessarily representing the official policy of the Department of Defense (DoD), Department of State, or the whole United States Government.

REFERENCES

 Jih, R.-S. Epicenter estimation using erroneous crustal model(s) and skew regional networks / R.-S. Jih // Phys. Earth Planet. Inter., 1999. - 113, 303-319. DOI: 10.1016/S0031-9201(99)00009-6,

http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031920199000096.

- 2.*³ Amos, J. Sentinel maps of North Korean nuclear blast aftermath / J. Amos // BBC News, April 21, 2016. http://www.bbc.com/news/science-environment-36103812.
- 3. NORSAR Information on North Korea's nuclear test on 6 January 2016, http://www.norsar.no/norsar/about-us/News/North-Korea-nuclear-test-on-6-January-2016
- 4. The S&T University of China/ 温联星研究组:中国科大研究精确确定朝鲜2016年地下核爆位置和当量, http://seis.ustc.edu.cn/News/201601/t20160106_234889.html
- Veith, K. F. Refined hypocenters and accurate reliability estimates / K. F. Veith // Bull. Seism. Soc. Am., 1975. 75. P. 1199 -1222.
- Blandford, R. R. Use of Source-Region-Station Time corrections at NTS for depth estimation / R. R. Blandford //Report SDAC-TR-75-4. - Teledyne Geotech, Alexandria, VA, 1975.
- Jordan, J. N.Travel times and amplitudes from the Salmon explosion / J. N. Jordan, W. V. Mickey, W. Helterbran, D. M. Clark // J. Geophys. Res., 1966. – 71 - 14. – P. 3469 - 3482.
- Springer, D. L. Calculation of first-zone P wave amplitudes for Salmon event and for de-coupled sources / D. L. Springer //J. Geophys. Res., 1066. – 71 - 14. – P. 3459 - 3467.
- 9. Warren, D. Crustal seismic measurements in southern Mississippi / Warren, D., J. H. Healy, and W. H. Jackson // J. Geophys. Res., 1966. 71 14,. P. 3437 3458.
- Kennett, B. IASPEI 1991 Seismological Tables / B. Kennett (editor) // Research School of Earth Sciences,. Australian National University. – 1991 - 167 pp.
- Yeh, W.-Y. Preliminary study of the epicenter of September 16, 1994, (magnitude 6.5) earthquake in the Taiwan Strait / W.-Y. Yeh // Fujian Seismology, 1995. - 11 - 1. - P. 110 - 114.
- 12. Huang, B.-S. Re-examination of the epicenter of 16 September 1994 Taiwan Strait earthquake using the beamforming method / Huang, B.-S., G.-C. Chen, H.-Y. Yan, and Z.-X. Yao // TAO, 1999. 10 3. P. 529 542. http://tao.cgu.org.tw/pdf/v103p529.pdf.
- Fan, Y.-L. Compilation of near-regional travel-time tables for South China / Y.-L. Fan, J.-Z. Lin, R.-H. Hu, and Z.-N. Luo // Development of regionalized travel-time tables in China' (J.-G. Xiu, C. Zhang, and K.-X. Qu, Edt.). - - Beijing. - Monitoring and R&D Department, State Seismological Bureau.- 1989.
- Jih, R.-S. Location calibration efforts in China / R.-S. Jih // Proceedings of the 20th Seismic Research Symposium, 21-23 September, 1998. - Santa Fe, New Mexico, 1998. - 44 - 55.
- Jordan, T. Teleseismic location techniques and their application to earthquake clusters in the South-central / T. Jordan, K. A. Sverdrup // Pacific , Bull. Seism. Soc., 1981. - Am., 71. – P.1105 - 1130.
- 16. Bratt, S. R. Locating events with a sparse network of regional arrays / S. R. Bratt, T. C. Bache // Bull. Seism. Soc., 1988. Am., 78. P. 780 798.
- 17. Israelson, H., M. D. Fisk, X. Yang, and R. G. North (1997). The August 16, 1997 event in the Kara Sea / H. Israelson, M. D. Fisk, X. Yang, R. G. North // CMR Technical Report CMR-97/38, Center for Monitoring Research, Arlington, VA. 1997.
- Sykes, L. R. (1997). Small earthquake near Russian nuclear test site leads to U.S. charges of cheating on Comprehensive Test Ban Treaty / L. R. Sykes // J. Fed. of Am. Scientists. – 50 – 6. – P. 1 - 12.
- 19. Richards, P. G., and W.-Y. Kim Testing the nuclear test-ban treaty / P. G. Richards, W.-Y. Kim // Nature, 1997. -= 389 (23 Oct 1997). P. 781 782.

- *'Note Some of the seismic location results of North Korean nuclear tests corroborated by the German inSAR work are listed below (in addition to [3, 4]):
- 2.1. Chinese Academy of Sciences / Institute of Geology & Geophysics. Preliminary report on the 6 January 2016 North Korea nuclear test: Relocation, discrimination and yield estimation, 2016.
- 2.2.Zhao, L The 12 February 2013 North Korean underground nuclear test, Seism / L. Zhao, [et al.] // Res. Letters, 2014. 85:130-134, doi: 10.1785/0220130103, http://srl.geoscienceworld.org/content/85/1/130.full.
- 2.3. CTBTO/PTS technical briefing on "DPRK January 6, 2016 event" to CTBT Preparatory Commission, January 7, 2016. https://swp.ctbto.org/web/swp/dprk-event-06.01.2016
- 2.4.EARNW2016 presentations by US NDC (AFTAC), Australian NDC (Geosciences Australia), Japan NDC-1 (Japan Weather Association), Chinese NDC (CTBT Beijing NDC & Radionuclide Laboratory), and ROK NDC (Korea Institute of Geosciences & Mineral Resources) on their relative location calculations of the January 6, 2016 event, as presented at the 4th East Asia Regional NDC Workshop, May 16-18, 2016, Beijing, China.
- 2.5.38North, The Challenge of Predicting Future North Korean Nuclear Tests, http://38north.org/2016/02/punggye020116./

АЗИМУТТЫ ЕСЕПТЕУ НЕГІЗІНДЕ ОҚИҒАЛАРДЫ СТАНДАРТТЫ ЕМЕСЕ ЖЕРГІЛІКТЕУДІҢ ЕКІ ӘДІСТЕРІН САЛЫСТЫРМА ЗЕРТТЕУ

Джи Р.

АҚШ Мемлекеттік департаментінің Қарулану туралы келісімдерді бақылау, верификациялау және сақтау бюросы, Вашингтон, АҚШ

Мақалада, азимутты есептеуінде негізделген, екі стандартты емес, бір біріне байланыссыз әзірленген сейсмикалық триангуляция процедурасы қарастырылады. Зерттеулердің мақсаты, қауіпті төмендету, сондай-ақ ЯСЖТШ сақтауын бақылау мақсатындағы сейсмикалық мониторингісінде келесі нақты, жиі кездесетін жағдайларда оқиғаларды сейсмикалық жергіліктеу проблемаларын тиімді шешу үшін алгоритмді әзірлеуі болған: 1) жер қыртысының моделі беймәлім, сондықтан, еркінше глобаль моделі қолданылады (мысалы, IASP91); 2) станциялардың сейсмикалық желісі калибрленбеген, сондықтан, фазалар түсу уақыттары бастапқы түрінде қолданылады – станциялық түзетулерсіз және жүгіру жолына түзетулерсіз; 3) тіркейтін станциялармен оқиғаларды азимуталдік қамтуы нашар.

СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ДВУХ МЕТОДОВ НЕСТАНДАРТНОЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ СОБЫТИЙ НА ОСНОВЕ РАСЧЕТА АЗИМУТА

Джи Р.

Бюро контроля, верификации и соблюдения соглашений о вооружениях Государственного департамента США, Вашингтон, США

В статье рассматриваются две нестандартные, разработанные независимо друг от друга, процедуры сейсмической триангуляции, основанные на расчете азимута. Целью исследований была разработка алгоритма для эффективного решения проблемы сейсмической локализации событий в следующих реальных, часто встречающихся ситуациях при сейсмическом мониторинге для снижения опасности, а также для контроля за соблюдением ДВЗЯИ: 1) коровая модель не известна, следовательно, применяется произвольная глобальная модель (например, IASP91); 2) сейсмическая сеть станций не откалибрована, следовательно, времена вступления фаз используются в их исходном виде – без станционных поправок и без поправок на путь пробега; 3) азимутальный охват события, регистрирующими станциями плохой.

ГОДОГРАФЫ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «БОРОВОЕ» ПО ПОДЗЕМНЫМ ЯДЕРНЫМ ИСПЫТАНИЯМ

Ан В. А., Каазик П. Б., Челюбеева Т. В.

Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия

Представлены результаты исследования времени пробега продольной сейсмической волны от подземных ядерных взрывов в период 1966 – 1989 гг. по материалам цифровой регистрации геофизической обсерваторией «Боровое», хранящимся в Институте динамики геосфер РАН. Рассмотрены локальные годографы испытаний, проведенных на площадках Балапан, Дегелен, Сары-Узень (Муржик) Семипалатинского испытательного полигона, а также промышленные ядерные взрывы СССР.

Сейсмическая станция «Боровое» (BRVK) работает с 1960 г., но цифровая регистрация на станции начата 23 июля 1966 г. [1, 2]. Во второй половине 90-х годов прошлого века цифровые магнитные записи были переформатированы в современный формат [2]. В процессе построения локальных годографов выяснились некоторые особенности базы данных Института динамики геосфер (ИДГ) РАН, которые обсуждаются в настоящей работе. Использованы записи сейсмических станций КОД, СЦР-СС и СЦР-ТСГ [3]. Время пробега продольной волны t_p определено по цифровым сейсмограммам с учётом поправки времени δT , соответствующей цифровой станции [4], эпицентральные расстояния Δ° рассчитаны по координатам эпицентров [5 – 8].

На трассе «Балапан – Боровое» (balbrv) переформатированы сейсмограммы 90 испытаний (таблица 1, рисунок 1).

Таблица 1. Эпицентральное расстояние и время пробега волны P на трассе площадка Балапан СИП – ГО «Боровое»

N⁰	Дата	۸ ۰	tp		N⁰	Дата	A °	tp		Nº	Дата	۸ ۰	t _p
п/п	д.м.г.	Δ	с		п/п	д.м.г.	Δ	с		п/п	д.м.г.	Δ	с
1	19.06.68	6.2444	93.492		31	02.12.79	6.1752	92.398		61	14.07.84	6.2254	93.059
2	30.11.69	6.2590	93.618		32	23.12.79	6.1436	91.947		62	27.10.84	6.1503	92.051
3	30.06.71	6.2604	93.720		33	25.04.80	6.1241	91.665	1	63	02.12.84	6.2414	93.238
4	10.02.72	6.1623	92.404		34	12.06.80	6.2428	93.388	1	64	16.12.84	6.1670	92.227
5	02.11.72	6.1829	92.469		35	29.06.80	6.1707	92.290	1	65	28.12.84	6.1485	92.002
6	10.12.72 Д	6.2246	93.045		36	14.09.80	6.1666	92.195	1	66	10.02.85	6.1787	92.487
7	23.07.73	6.1599	92.111		37	12.10.80	6.2708	93.709		67	25.04.85	6.2179	92.991
8	27.12.74	6.2620	93.681		38	14.12.80	6.2475	93.294		68	15.06.85	6.2053	92.819
9	29.10.75	6.1982	92.745		39	27.12.80	6.1920	92.582		69	30.06.85	6.1387	91.766
10	21.04.76 Д	6.2038	92.745		40	29.03.81	6.2184	92.954	1	70	20.07.85	6.1529	92.145
11	09.06.76	6.2577	93.514		41	22.04.81	6.1927	92.652	1	71	12.03.87	6.1823	92.480
12	04.07.76	6.2393	93.272		42	27.05.81	6.2319	93.343	1	72	03.04.87 Д	6.1676	92.485
13	28.08.76	6.2168	93.021		43	13.09.81	6.2320	93.141		73	17.04.87 Д	6.1294	91.747
14	23.11.76	6.2033	92.765		44	18.10.81	6.1967	92.645		74	20.06.87	6.1388	91.947
15	07.12.76	6.1851	92.507		45	29.11.81	6.2133	92.885		75	02.08.87	6.2395	93.276
16	29.05.77	6.1474	91.968		46	27.12.81	6.1592	92.115		76	15.11.87	6.1662	92.279
17	29.06.77	6.1688	92.346		47	25.04.82	6.2255	93.181		77	13.12.87	6.1509	91.569
18	05.09.77	6.1621	92.300		48	04.07.82	6.1604	92.134		78	27.12.87	6.1601	92.253
19	30.11.77	6.1907	92.683		49	31.08.82	6.1601	92.219		79	13.02.88	6.2073	92.789
20	11.06.78	6.1820	92.510		50	05.12.82	6.1757	92.354		80	03.04.88	6.2423	93.297
21	05.07.78	6.2230	92.952		51	26.12.82	6.2016	92.711		81	04.05.88	6.1317	91.806
22	15.09.78	6.2061	92.794		52	12.06.83	6.2276	93.090		82	14.06.88	6.2071	92.897
23	04.11.78	6.1877	92.600		53	06.10.83	6.1516	92.086		83	14.09.88	6.2135	92.891
24	29.11.78 Д	6.1557	92.181		54	26.10.83	6.1942	92.617		84	12.11.88	6.1998	92.732
25	01.02.79	6.1152	91.828		55	20.11.83	6.2105	92.832		85	17.12.88	6.2659	93.593
26	23.06.79	6.2042	92.763		56	19.02.84	6.1588	92.114		86	22.01.89	6.1756	92.343
27	07.07.79	6.2150	92.888		57	07.03.84	6.1876	92.535		87	12.02.89	6.1328	91.777
28	04.08.79	6.2329	93.126	Γ	58	29.03.84	6.2511	93.391		88	08.07.89	6.1955	92.664
29	18.08.79	6.2257	93.127		59	25.04.84	6.1955	92.613		89	02.09.89	6.2274	93.149
30	28.10.79	6.2408	93.269		60	26.05.84	6.2557	93.498		90	19.10.89	6.2351	93.187

Примечания: даты красным шрифтом – время вступления сигнала на СЦР-ТСГ со «сбоем» на –1 минуту, на СЦР-СС – нормальное; даты полужирным шрифтом – два практически одновременных испытания на площадке Балапан, приведены параметры более мощного из них ; Δ° – эпицентральное расстояние; t_p – время пробега продольной волны; t_p красным шрифтом – время пробега, выпадающее из локального годографа; **Д** – примерно в это же время было испытание на площадке Дегелен

На записях 5-ти взрывов станции СЦР-ТСГ (даты красным шрифтом) обнаружен сбой времени на -1 мин, в то же время на СЦР-СС записи этих взрывов - нормальные. Время пробега продольной волны двух взрывов выпадают из годографа: 01.02.79 г. приблизительно на +0.25 сек и 13.12.87 г. примерно на -0.5 сек (рисунок 1). Отметим, что в обработке, выполненной в ГО «Боровое» до переформатирования магнитных лент, время пробега от взрыва 01.02.79 г. было определено равным 91.854 сек, т.е. практически совпадало со временем после переформатирования. Время пробега волны Р от взрыва 13.12.87 г. до переформатирования не выпадало из локального годографа (91.967 с по СЦР-ТСГ). По испытанию 25.12.75 г. в отличие от [2] в базе данных ИДГ сейчас не обнаружено цифровых сейсмограмм СЦР-СС и СЦР-ТСГ, а ранее (до переформатирования) по СЦР-ТСГ было $t_p = 91.703$ с при $\Delta^\circ =$ 6.1176, другими словами, соответствовало $t_p = F(\Delta^\circ)$ трассы «Балапан – Боровое» (рисунок 1).



Рисунок 1. $t_p = F(\Delta^{\circ})$ продольной волны трассы «Балапан – Боровое»(balbrv)

На трассе «Дегелен – Боровое» (degbrv) переформатированы сейсмограммы 117 испытаний (таблица 2, рисунок 2). Времена пробега продольной волны t_p пяти испытаний выпадают из локального годографа (таблица 2, красный шрифт). Испытания 25.09.80 г. (К-1) и 11.09.83 г. (К-2) проведены в соседних штольнях с эпицентральными расстояниями, отличающимися всего лишь на 0.0001°. Время пробега от испытания К-1 выпадает из годографа на -0.5 сек, а от взрыва К-2 – в норме. Аналогичное явление наблюдается во временах пробега от взрывов, выполненных в одних и тех же штольнях: 06.05.87 г. и 20.12.87 г. в штольне 164, а также 09.09.84 г. и 18.09.87 г. в штольне 132. В первой паре выпадает из годографа t_р первого испытания, во второй паре – t_р второго. Отметим, что до переформатирования цифровых сейсмограмм t_p = 89.000 от взрыва 18.09.87 г. практически попадало в локальный годограф. Существенно выпали из годографа времена пробега ещё двух испытаний: 16.10.87 г. и 28.12.88г.



Рисунок 2. $t_p = F(\Delta^\circ)$ продольной волны трассы «Дегелен – Боровое» (degbry)

N⁰	Дата	٨٥	tp	N⁰	Дата	٨٥	tp	N⁰	Дата	A °	t _p
п/п	д.м.г.	Δ	C	п/п	д.м.г.	Δ	C	п/п	д.м.г.	Δ	С
1	26.02.67	5.9003	89.387	40	16.08.72	5.8762	89.276	79	31.07.80	5.8753	89.013
2	20.04.67	5.9147	89.571	41	10.12.72 Б	5.8435	88.522	80	25.09.80	5.8754	88.476
3	28.05.67	5.8602	88.952	42	28.12.72	5.9166	89.646	81	30.06.81	5.8842	89.195
4	29.06.67	5.8403	88.344	43	16.02.73	5.8758	88.892	82	17.07.81	5.8914	89.155
5	15.07.67	5.8649	88.796	44	10.07.73	5.8650	88.861	83	14.08.81	5.8801	89.151
6	04.08.67	5.8775	89.289	45	26.10.73	5.9299	89.738	84	20.11.81	5.9124	89.471
7	02.09.67	5.8699	89.252	46	16.12.74	5.8882	89.338	85	22.12.81	5.8484	88.617
8	17.10.67	5.8385	88.557	47	16.12.74	5.8233	88.424	86	19.02.82	5.8347	88.531
9	30.10.67	5.8324	88.387	48	13.12.75	5.8805	89.151	87	25.06.82	5.8934	89.094
10	08.12.67	5.8998	89.492	49	15.01.76	5.8997	89.304	88	23.08.82	5.8758	89.072
11	07.01.68	5.8685	89.001	50	21.04.76 Б	5.9116	89.548	89	21.09.82	5.9053	89.401
12	24.04.68	5.8516	88.600	51	19.05.76	5.8429	88.678	90	25.12.82	5.8547	88.864
13	11.06.68	5.9045	89.581	52	23.07.76	5.8880	89.270	91	30.03.83	5.8585	88.841
14	09.11.68	5.8969	89.295	53	30.10.76	5.8357	88.562	92	12.04.83	5.8738	89.067
15	18.12.68	5.9052	89.483	54	30.12.76	5.8596	88.854	93	30.05.83	5.9163	89.625
16	07.03.69	5.8446	88.586	55	29.03.77 CY	5.8509	88.522	94	24.06.83	5.8765	89.182

Таблица 2. Эпицентральное расстояние и время пробега волны Р на трассе площадка Дегелен СИП – ГО «Боровое»

ГОДОГРАФЫ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «БОРОВОЕ» ПО ПОДЗЕМНЫМ ЯДЕРНЫМ ИСПЫТАНИЯМ

Ne		-		гт	Na		-		Na			
Nº	Дата	۸°	tp		Nº	Дата	۸°	tp	Nº	Дата	۸°	tp
п/п	Д.М.Г.	_	C	_	п/п	Д.М.Г.	_	С	п/п	Д.М.Г.	_	С
17	16.05.69	5.8887	89.250		56	25.04.77	5.8780	89.043	95	11.09.83	5.8755	89.080
18	04.07.69	5.9151	89.586		57	30.07.77	5.8759	89.115	96	29.11.83	5.8744	89.142
19	23.07.69	5.8829	89.066		58	17.08.77	5.8706	88.956	97	26.12.83	5.8808	89.110
20	11.09.69	5.8376	88.515		59	29.10.77 Б	5.8505	88.659	98	15.04.84	5.8970	89.347
21	01.10.69	5.8864	89.202	1 [60	26.12.77	5.8436	88.610	99	09.09.84	5.8735	88.972
22	29.12.69	5.9179	89.580	1	61	26.03.78	5.8468	88.677	100	18.10.84	5.9167	89.581
23	29.01.70	5.8919	89.209	1	62	22.04.78	5.9225	89.504	101	25.07.85	5.8216	88.342
24	27.03.70	5.8561	88.855	1	63	29.05.78	5.8788	89.048	102	26.02.87	5.8512	88.639
25	27.05.70	5.9175	89.671	1 [64	28.07.78	5.9040	89.428	103	03.04.87 Б	5.9170	89.605
26	28.06.70	5.8649	88.869	1 [65	29.08.78 Б	5.8779	89.087	104	17.04.87 Б	5.8828	88.911
27	24.07.70	5.8858	89.121	1 [66	15.10.78	5.9231	89.600	105	06.05.87	5.8398	88.170
28	06.09.70	5.8521	88.798		67	31.10.78	5.8835	89.138	106	06.06.87	5.8431	88.509
29	17.12.70	5.9091	89.495		68	29.11.78 Б	5.8402	88.586	107	17.07.87	5.8556	88.874
30	29.01.71	5.9068	89.348	1 [69	14.12.78	5.8745	88.969	108	18.09.87	5.8713	89.580
31	22.03.71	5.8824	89.034	1 [70	20.12.78	5.8429	88.608	109	16.10.87	5.9133	89.925
32	25.04.71	5.8615	88.881	1 [71	06.05.79	5.8447	88.850	110	20.12.87	5.8434	88.666
33	25.05.71	5.8960	89.251	1 [72	31.05.79	5.8503	88.633	111	06.02.88	5.8566	88.921
34	29.11.71	5.8997	89.356	1 [73	27.09.79	5.8775	89.153	112	22.04.88	5.8826	89.123
35	15.12.71	5.8077	88.196	1 [74	18.10.79	5.8650	88.862	113	18.10.88	5.8425	88.605
36	30.12.71	5.8537	88.764] [75	30.11.79	5.8856	89.251	114	23.11.88	5.8608	88.861
37	10.03.72	5.9199	89.600		76	21.12.79	5.8906	89.218	115	28.12.88	5.8547	89.208
38	28.03.72	5.9038	89.416		77	10.04.80	5.8633	88.931	116	17.02.89	5.8469	88.664
39	07.06.72	5.8344	88.456	1	78	22.05.80	5.8567	88.742	117	04.10.89	5.8620	88.886

Примечания: даты **полужирным** шрифтом – два (три) практически одновременных взрыва на площадке Дегелен; Δ° – эпицентральное расстояние; Δ° красным шрифтом – по параметрам широты и долготы [6]; t_p – время пробега продольной волны; t_p красным шрифтом – времена пробега, выпадающие из локального годографа; дата 17.02.89 – по СЦР-ТСГ время пробега больше на +1 сек (по СЦР-СС в норме); **Б** – примерно в это же время было испытание на площадке Балапан; **СУ** – примерно в это же время было испытание на площадке Сары-Узень (Муржик)

На трассе «Сары-Узень – Боровое» (subrv) переформатированы сейсмограммы 20-ти испытаний (таблица 3). Из локального годографа (рисунок 3) выпадают два взрыва: 16.02.79 г. примерно на + 0.5 с и 04.04.80 г. на – 1 с.



Рисунок 3. tp = $F(\Delta^{\circ})$ продольной волны трассы «Сары-Узень – Боровое»(subrv)

На трассах «промышленные ядерные испытания – Боровое» (pnebrv) переформатированы сейсмограммы 78-ти взрывов (таблица 4, рисунок 4). В таблице 4 эпицентральные расстояния до станции «Боровое» указаны с точностью того порядка, до которого известны координаты эпицентров взрывов: до 0.01° – 0.001° (полужирным шрифтом) согласно [7] и до 0.001° – 0.0001° согласно [8]. Координаты эпицентров испытаний перепроверены инструментальными измерениями либо непосредственно на месте, либо дополнительным анализом космических снимков и региональных сейсмических данных [8]. Наибольшие отклонения от координат [7] составляют 28 км (09.07.72) и 48.1 км (02.10.74).



Рисунок 4. tp = F (Δ°) продольной волны на трассах «промышленные взрывы – Боровое»(pnebrv)

Таблица 3. Эпицентральное расстояние и время пробега волны Р на трассе площадка Сары-Узень СИП – ГО «Боровое»

N⁰	Дата	A °	tp	Nº	Дата	A °	t _p	N⁰	Дата	A °	t _p
п/п	д.м.г.	Δ	С	п/п	д.м.г.	Δ	С	п/п	д.м.г.	Δ	C
1	18.12.66	5.6192	85.508	8	04.11.70	5.5887	85.210	15	04.08.76	5.5856	85.237
2	16.09.67	5.6018	85.339	9	06.06.71	5.5438	84.639	16	29.03.77 Д	5.5317	84.468
3	22.09.67	5.5692	84.914	10	19.06.71	5.5376	84.491	17	19.03.78	5.5773	85.205
4	22.11.67	5.5776	85.080	11	09.10.71	5.5326	84.495	18	16.02.79	5.5552	85.222
5	31.05.69	5.5764	85.005	12	21.10.71	5.5122	84.173	19	18.07.79 Д	5.6240	85.779
6	28.12.69	5.5946	85.190	13	26.08.72	5.5691	85.023	20	04.04.80	5.6176	84.594
7	21.07.70	5.5641	84.880	14	19.04.73	5.5200	84.294				

Примечания: дата **полужирным** шрифтом – два одновременных взрыва (принят в обработку 2803); ∆° – эпицентральное расстояние; t_p – время пробега продольной волны; t_p красным шрифтом – времена пробега, выпадающие из локального годографа; **Д** – примерно в это же время было испытание на площадке Дегелен

Таблица 4. Эпицентральное расстояние и время пробега волны P на трассах промышленные ЯВ – ГО «Боровое»

N⁰	Название	Дата	٨٥	tp		N⁰	Название	Дата	٨٥	t _p
п/п	взрыва	д.м.г.	Δ	С		п/п	взрыва	д.м.г.	Δ	С
1	Тавда	06.10.1967	5.48	84.261		40	Кратон-1	17.10.1978	10.773	152.487
2	Памук	21.05.1968	14.599	202.700		41	Азгир А-9	18.12.1978	14.995	207.855
3	Грифон-1	02.09.1969	9.486	135.679		42	Азгир А-8	17.01.1979	14.987	207.860
4	Грифон-2	08.09.1969	9.474	135.280		43	Азгир А-11	14.07.1979	15.007	207.254
5	Ставрополь	26.09.1969	19.303	263.830		44	Кимберлит-4	12.08.1979	28.6462	355.658
6	Мангышлак-1	06.12.1969	13.7771	192.711		45	Кимберлит-3	06.09.1979	18.650	257.024
7	Магистраль	25.06.1970	8.8765	129.248		46	Кимберлит-1	04.10.1979	7.664	107.615
8	Мангышлак-2	12.12.1970	13.7322	192.010		47	Шексна	07.10.1979	24.2540	316.473
9	Мангышлак-3	23.12.1970	13.6990	191.579		48	Азгир А-10	24.10.1979	15.0079	208.281
10	Тайга	23.03.1971	11.088	157.573		49	Bera-1	08.10.1980	15.4846	213.473
11	Глобус-4	02.07.1971	14.653	202.910		50	Батолит-1	01.11.1980	16.68	231.578
12	Глобус-1	19.09.1971	16.302	225.872		51	Пирит	25.05.1981	17.17	236.342
13	Глобус-2	04.10.1971	14.550	203.719		52	Гелий-1	02.09.1981	10.98	145.379
14	Азгир А-3-1	22.12.1971	14.9938	207.405		53	Bera 2-1	26.09.1981	15.4445	212.732
15	Кратер	11.04.1972	16.73	230.459		54	Вега 2-2	26.09.1981	15.4583	214.682
16	Факел	09.07.1972	21.9101	293.034		55	Шпат-2	22.10.1981	17.71	244.801
17	Регион-3	20.08.1972	14.331	19.142		56	Рифт-3	30.07.1982	20.09	273.192
18	Днепр-1	04.09.1972	22.8505	308.013		57	Рифт-4	25.09.1982	15.80	218.070
19	Регион-1	21.09.1972	11.123	158.143		58	Лира 1-1	10.07.1983	10.5458	150.648
20	Регион-4	03.10.1972	17.397	238.325		59	Лира 1-2	10.07.1983	10.5568	151.245
21	Регион-2	24.11.1972	11.272	161.012		60	Лира 1-3	10.07.1983	10.5332	149.695
22	Меридиан-3	15.08.1973	10.468	149.359		61	Bera 4-1	24.09.1983	15.4447	212.555
23	Меридиан-1	28-08-1973	2.812	46.643		62	Bera 4-2	24.09.1983	15.4550	212.964
24	Меридиан-2	19.09.1973	7.480	109.022		63	Bera 4-3	24.09.1983	15.4591	212.417
25	Сапфир-2	30.09.1973	9.7138	139.674		64	Bera 4-4	24.09.1983	15.4724	213.059
26	Кама-2	26.10.1973	8.92	127.611		65	Bera 4-5	24.09.1983	15.4779	213.677
27	Горизонт-1	29.08.1974	14.562	203.400		66	Bera 4-6	24.09.1983	15.4796	213.489
28	Горизонт-3	29.09.1975	18.989	259.782		67	Лира 2-1	21.07.1984	10.5506	150.022
29	Азгир А-4	29.07.1976	15.002	207.158		68	Лира 2-2	21.07.1984	10.5374	149.769
30	Ока	05.11.1976	24.1061	314.878		69	Лира 2-3	21.07.1984	10.5235	151.319
31	Метеорит-2	26.07.1977	18.995	258.899		70	Кварц-3	25.08.1984	8.92	123.723
32	Метеорит-3	20.08.1977	18.648	255.899		71	Кварц-4	17.09.1984	10.417	149.494
33	Метеорит-4	10.09.1977	20.973	283.447		72	Bera 5-1	27.10.1984	15.48	213.594
34	Азгир А-5	30.09.1977	14.985	207.838		73	Вега 5-2	27.10.1984	15.48	214.404
35	Кратон-4	09.08.1978	29.8783	367.406	Γ	74	Нева 2-2	24.07.1987	24.1215	314.981
36	Кратон-3	24.08.1978	24.3581	317.681		75	Нева 2-3	12.08.1987	24.1193	315.097
37	Кратон-2	21.09.1978	15.683	215.752		76	Батолит-2	03.10.1987	10.52	149.077
38	Вятка	08.10.1978	24.1716	315.919		77	Рубин-2	22.08.1988	13.876	187.493
39	Азгир А-7	17.10.1978	15.024	207.710		78	Рубин-1	06.09.1988	14.552	202.637

Примечания: ∆° полужирным шрифтом – по координатам ПЯВ [7], ∆° обычным шрифтом – по координатам ПЯВ [8]; 27-10-84 (Вега 5-1) – время вступления на СЦР-СС «сбойное» на – 1 мин, на СЦР-ТСГ – нормально.

Получены уравнения локальных годографов площадок Семипалатинского полигона (после удаления «сбоев»):

– Балапан t_p (sec) = 6.7155 + (13.87403 ± 0.17873) × Δ° ;

– Дегелен t_p (sec) = 11.68801 + (13.16594 ± 0.30719) × Δ° ;

– Сары-Узень t_p (sec) = 11.37159 + (13.21262 ± 0.49672) × Δ° .

Следует подчеркнуть, что вышеприведенные локальные годографы рассчитаны без приведения времени испытания к уровню моря, как это выполнялось в большинстве наших предыдущих исследований, например в [5]. В [5] по вине авторов были допущены опечатки. Необходимо читать: в таблице 4 «25.07.85 03-11-09.01» и в таблице 5 «04.04.80 03-33-00.864».

Из 524 переформатированных записей промышленных подземных испытаний на территории бывшего СССР [4] существенные сбои во временах пробега обнаружены по 15-ти сейсмограммам (порядка 2.9 %). Возможно, они возникли в процессе переформатирования магнитных цифровых записей. Об этом говорят некоторые сохранившиеся результаты обработки сейсмограмм, выполненной до переформатирования. Однако с полной уверенностью утверждать это нельзя. Есть возможность документально проверить время возникновения сбоев: в процессе регистрации или при переформатировании. По установленному в экспедиции № 4 Спецсектора ИФЗ АН СССР (сейчас ГО «Боровое») регламенту регистрации ПЯВ магнитная цифровая запись подземного ядерного взрыва дублировалась в трёх экземплярах для хранения. Но, главное, вступление сигнала на вертикальной составляющей каждого короткопериодного комплекта аппаратуры обязательно декодировалось на большой скорости развёртки (до 28 мм/с для СЦР-ТСГ и 9 мм/с для КОД и СЦР-СС). При этом с привязкой к реальному времени и контролем равномерности скорости деколирования в пределах 0.2 сек на СЦР-ТСГ и 0.6 сек на записях КОД и СЦР-СС [9]. В некоторых случаях декодировались и сейсмограммы длиннопериодных каналов. Эти декодированные записи хранятся (хранились) в архиве ГО «Боровое». При современной технике их достаточно просто оцифровать, измерить и внести исправления (дополнения) в записи современной базы данных подземных ядерных испытаний.

Благодарности

Авторы благодарят сотрудников Института динамики геосфер РАН Л.Д. Годунову, Д.Н. Краснощёкова и К.С. Непеину за полезные консультации и помощь в выполнении данного исследования.

ЛИТЕРАТУРА

- Ан, В.А. О нормалях магнитных цифровых записей архива геофизической обсерватории «Боровое» / В.А. Ан, И.П. Башилов, П.Б. Каазик, В.А. Коновалов // Вестник НЯЦ РК, 2010. – Вып. 3. – С. 62 – 69.
- An, V.A. A digital seismogram archive of nuclear explosion signals, recorded at the Borovoye Geophysical Observatory, Kazakhstan, from 1966 to 1996 / V.A. An, V.M. Ovtchinnikov, P.B. Kaazik, V.V. Adushkin, I.N. Sokolova, I.B. Aleschenko, N.N. Mikhailova, W-Y. Kim, P.G. Richards, H.J. Patton, W.S. Phillips, G. Randall, D. Baker // GeoResJ, 2015. – No. 6. – P. 141–163.
- 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.
- Ан, В.А. Поправки времени цифровых сейсмограмм геофизической обсерватории «Боровое» / В.А. Ан, П.Б. Каазик, Т.В. Челюбеева // Вестник НЯЦ РК, 2016. – В печати.
- Ан, В.А. Линейный тренд времени пробега продольной сейсмической волны / В.А. Ан, Годунова, П.Б. Каазик // Вестник НЯЦ РК, 2014. – Вып. 2. – С. 81 – 94.
- Trabant, C. Ground truth seismic events and location capability at Degelen mountain, Kazakhstan / C. Trabant, C. Thurber, W. Leith // Fhys. Earth Planet Int., 2002. – V. 131. – P. 155 – 171.
- Sultanov, D.D. A seismic source summary for soviet peaceful nuclear explosions / D.D. Sultanov, J.R. Murphy, and Kh.D. Rubinstein // Bull. Seism. Soc. Am., 1999. – V. 89. No. 3. – P. 640 – 647.
- Макей, К.Г. Улучшение GT классификации советских мирных ядерных взрывов / К.Г. Макей, К. Фуджита // Вестник НЯЦ РК, 2014. – Вып. 2. – С. 62 – 64.
- Кевлишвили, П.В. Сейсмическая аппаратура экспедиции № 4 Спецсектора ИФЗ (1965 1985 гг.) / П.В. Кевлишвили, В.А. Ан, С.К. Дараган, В.А. Коновалов, В.К. Лампей, В.В. Мотичев, И.В. Савинова, В.В. Храпов, Т.В. Челюбеева // Фонды ГО «Боровое», 1986. – 171 с.

ЖЕРАСТЫ ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТАР БОЙЫНША «БУРАБАЙ» ГЕОФИЗИКАЛЫҚ ОБСЕРВАТОРИЯНЫҢ ГОДОГРАФТАРЫ

Ан В. А., Каазик П. Б., Челюбеева Т. В.

РҒА Геосфералар динамикасы институты, Мәскеу, Ресей

РҒА Геосфералар динамикасы институтында сақталудағы, «Бурабай» геофизикалық обсерваторияның цифрлық тіркеу материалдары бойынша, 1966-1989 ж.ж. кезеңіндегі жерасты ядролық жарылыстардан қума сейсмикалық толқынның жүгіру уақытын зерттеу нәтижелері келтірілген. Семей сынау полигонының Балапан, Дегелең, Сарыөзен (Мыржық) алаңдарында жүргізілген сынаулардың, сондай-ақ ҚСРО халықтық-шаруашылық жарылсытардың локаль годографтары қарастырылған.

THE TRAVEL-TIME CURVES OF "BOROVOYE" GEOPHYSICAL OBSERVATORY CONSTRUCTED USING UNDERGROUND NUCLEAR TESTS

V. A. An, P. B. Kaazik, T. V. Chelyubeyeva

Institute of Geosphere Dynamics RAS, Moscow, Russia

The report shows the investigation results of longitudinal seismic wave travel time from underground nuclear explosions conducted in 1966 – 1989 by the materials of digital records of "Borovoye" Geophysical Observatory stored at the Institute of Geosphere Dynamics RAS. The local travel-time curves of the tests conducted at Balapan, Degelen, Sary-Uzen (Myurzhik) sites of the Semipalatinsk Test Site as well as industrial blasts conducted in the USSR are considered.

РАСПОЗНАВАНИЕ СЛАБЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ПРОМЫШЛЕННЫХ ВЗРЫВОВ В РАЙОНЕ ВОСТОЧНО-БЕЙСКОГО РАЗРЕЗА (ХАКАСИЯ, РОССИЯ)

^{1, 2)} Добрынина А. А. ³⁾ Герман В. И.

Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия
 Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук, Улан-Удэ, Россия
 Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья, Красноярск, Россия

Статья посвящена задаче распознавания взрывов и землетрясений на основе спектрального анализа сейсмограмм. Приводятся примеры спектральной обработки записей промышленных взрывов и землетрясений, локализованных вблизи Восточно-Бейского угольного разреза (республика Хакасия, Россия).

Разделение землетрясений и промышленных взрывов при изучении региональной сейсмичности является одной из важных задач. Особенно актуальна эта задача для районов месторождений, где разработка ведется с помощью взрывов. Важным является также изучение наведенной сейсмичности, вызванной активными шахтными работами и возникающей даже в тектонически стабильных и слабоактивных районах.

В опубликованных работах, посвященных дискриминации взрывов и землетрясений, в качестве критериев разделения рассматривают отношение амплитуд продольных и поперечных волн (P/S), отношение продольных и поверхностных волн (Pg/Lg), форму записи, знаки первых вступлений, наличие поверхностной волны, спектральные характеристики сейсмограммы и др. [1 - 12]. В районах с высоким уровнем сейсмичности и большим количеством взрывов используют также «статистический» подход: все слабые землетрясения, локализованные в дневное время на территории со взрывными работами, автоматически причисляют к взрывам. Перечисленные критерии не являются универсальными и могут меняться в зависимости от геологических условий, глубины взрыва и др. условий. В статье сделана попытка выделить критерии дискриминации землетрясений и промышленных взрывов для локального района Бейского каменноугольного месторождения – Восточно-Бейского угольного разреза.

Бейское каменноугольное месторождение расположено в Бейском районе Республики Хакасия, Россия (рисунок 1). Месторождение открыто в 1920 г. В.И. Яворским [13], поисковые и разведочные работы длились здесь с 1963 по 1992 гг., в период с 1977 по 1986 г. проведена детальная разведка участка «Чалпан» для подготовки к отработке Восточно-Бейским разрезом. В настоящее время месторождение разрабатывает открытым способом Сибирская угольная энергетическая компания (ООО СУЭК-Хакассия) [14]. В районе разреза ежегодно в среднем регистрируется ~50 взрывов.

Исследуемый регион характеризуется умеренной рассеянной сейсмичностью. Последнее сильное землетрясение зарегистрировано здесь 22 декабря

2013 г. – Абаканское землетрясение (магнитуда 4.9, координаты N 53.32, Е 91.56), – на удалении около 35 км от крупных сейсмоактивных разломов: Аба-канского и Кандатского (рисунок 2).

Интенсивность сотрясений в эпицентре оценена в 6 баллов по шкале MSK-64, землетрясение сопровождалось афтершоками. Перед Абаканским землетрясением 2013 г. относительно сильным событием было Синеборское землетрясения 24 января 2003 г. (магнитуда 4.3, координаты N 53.44, Е 92.17), ощущавшееся на территории Шушенского и Минусинского районов Красноярского края (рисунок 2).



Оранжевая область – территория республики Хакассия, прямоугольник – район Восточно-Бейского угольного разреза

Рисунок 1. Схема расположения исследуемого района

Для анализа были выбраны сейсмограммы 22 промышленных взрывов (M=1.2 - 2.3) и 6 землетрясений (Абаканское 12 декабря 2013 г., M=4.9 и 5 его афтершоков с магнитудами 0.8 - 2.2 – рисунок 3), записанных региональной сетью сейсмических станций Красноярского научно-исследовательского института геологии и минерального сырья (КНИИ-ГиМС). Анализировались сейсмические записи станций Табат (TBTR) и Большая Речка (BLRR) сети КНИИГиМС (KRAR), действующих с 2005 г. и оснащенных регистраторами «Байкал» и сейсмоприемниками СМЗ-КВ, установленными на выходах скальных пород. Землетрясения и взрывы локализуются в одной и той же области. Эпицентральные расстояния варьируются в пределах 52 -72 км (зем-



1 – изучаемый район; 2 – сейсмическая станция; 3 – эпицентр Абаканского землетрясения (12 декабря 2013 г., *M*=4.9); 5–10 – активные разломы: 5 – максимально возможная магнитуда *M*_{max}<6.0; 6 – *M*_{max}=6.0; 7 – *M*_{max}=6.5; 8 – *M*_{max}=7.0; 9 – *M*_{max}=7.5; 10 – *M*_{max}=8.0



летрясения) и 59 - 77 км (взрывы) относительно станции Большая Речка и в пределах 70 - 87 км (землетрясения) и 61 - 78 (взрывы) относительно станции Табат.

При исследовании сейсмограмм землетрясений и взрывов использовалось несколько подходов: визуальный анализ (формы записи, наличия поверхностной волны, полярности первого вступления Р-волн, отношения амплитуд Р/S и Pg/Lg-волн); фильтрация записей системой узкополосных фильтров в диапазоне от 0.5 до 20 Гц; расчет спектров Фурье и спектрально-временной анализ (СВАН).

Визуальный анализ сейсмограмм промышленных взрывов показал, что их волновая картина не стабильна. На записях некоторых событий хорошо видна поперечная волна, на записях других событий она не видна на фоне коды продольной волны (рисунок 4).

В некоторых случаях поверхностная волна интенсивна и при автоматической обработке может быть ошибочно принята за поперечную волну. Длительность и амплитуда поверхностной волны также значительно изменяются для разных взрывов.



Рисунок 3. Расположение сейсмических станций КНИИГиМС относительно эпицентров землетрясений и промышленных взрывов





Рисунок 4. Примеры: а – сейсмических записей; б – спектров промышленного взрыва в Восточно-Бейском угольном разрезе и афтершока Абаканского землетрясения



Оригинальная запись землетрясения/взрыва – вверху, СВАН-диаграмма – внизу

Рисунок 5. Примеры записей и землетрясений: а – 08 октября 2014 г., M=1.; б – 18 сентября 2014 г., M=1.3) и промышленных взрывов: в – 21 февраля 2015 г., M=1.2, г – 9 октября 2014 г., M=1.7. Сейсмическая станция Большая Речка Отношения амплитуд P/S и Pg/Lg волн землетрясений и взрывов варьируются в достаточно широких пределах, не позволяющих уверенно установить пороговое значение, при котором может быть проведено разделение событий разной природы. То есть, вышеперечисленные критерии дискриминации землетрясений и взрывов не являются надежными для исследуемого региона.

Проведенный спектральный анализ показал, что исследованные взрывы характеризуются более низкочастотным излучением по сравнению с землетрясениями (рисунок 4-б). Сопоставлением Фурьеспектров слабых землетрясений и взрывов установлено, что, в целом, для взрывов характерны более сложные изрезанные спектры с максимумами в области низких частот. СВАН-диаграммы, показывающие распределение интенсивности излучения по частотам и по времени приведены на рисунке 5.

Для землетрясений максимум излучения приходится на поперечные волны (диапазон от 4 до 25 Гц), при этом низкочастотная составляющая излучения быстро затухает со временем (рисунок 5-а, б). Второй максимум излучения (более слабый и более высокочастотный, > 10 Гц) соответствует продольным волнам. Для взрывов наблюдается иная картина - максимум излучения приходится на продольные волны (характерен широкий диапазон частот – от 4 ло 25 Гп). интенсивность излучения поперечных волн значительно ниже (рисунок 5-в, г). Поверхностные волны очень хорошо выражены. Для взрывов характерно более быстрое затухание высокочастотной составляющей излучения по сравнению с землетрясениями (рисунок 5). В ходе исследований было установлено, что два события, ранее определенные как взрывы, являются слабыми землетрясениями (рисунок 5-б).

Проведенные предварительные исследования показали, что из нескольких опробованных критериев дискриминации землетрясений и взрывов для района Восточно-Бейского угольного разреза наиболее информативным является спектрально-временной анализ сейсмограмм. Дальнейшие работы в указанной области будут направлены на улучшение статистики для создания алгоритма дискриминации землетрясений и взрывов для рассмотренного участка Бейского каменноугольного месторождения (Восточно-Бейского разреза), а также других районов Хакасии и Тувы.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Иркутской области, проект р_сибирь_а № 14-45-04157.

Литература

- 1. Асминг, В.Э. Использование критериев идентификации взрывов и землетрясений для уточнения оценки сейсмической опасности региона / В.Э. Асминг [и др.] // Вестник МГТУ, 2010. Т.13, № 4/2. С. 998 1007.
- Габсатарова, И.П. Исследование пространственно-временных особенностей сейсмичности на Северном Кавказе / И.П. Габсатарова // Автореферат дисс, Обнинск, 2010.

- 3. Гамбурцева, Н.Г. Сейсмический метод идентификации подземных ядерных взрывов и землетрясений на региональных расстояниях / Н.Г. Гамбурцева [и др.] //Физика Земли, 2005. № 5. С. 80 94.
- 4. Годзиковская, А.А. Местные взрывы и землетрясения / А.А. Годзиковская. М.: Наука, 2000. 108 с.
- 5. Денева, Д.А, О распознавании промышленных взрывов и слабых землетрясений при помощи местных сейсмологических сетей / Д.А. Денева, Л.О. Христосков, Б.Е. Бабачкова [и др.] // Физика Земли, 1988. № 4. С. 68 72.
- 6. Копничев, Ю.Ф. Исследования по сейсмическому распознаванию подземных ядерных взрывов на полигоне Лобнор / Ю.Ф. Копничев, О.М. Шепелев., И.Н. Соколова // Физика Земли, 2001. № 12. С. 64 77.
- 7. Морозов, А.Н. Метод идентификации взрывной сейсмичности на территории Архангельской области / А.Н. Морозов // Вестник Краунц. Науки о Земле, 2008. № 1. Вып. № 11.– С. 177 184.
- 8. Соколова, И.Н. Распознавание подземных ядерных взрывов и землетрясений на региональных расстояниях по записям станций сейсмической сети НЯЦ РК / И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2004. Вып. 3. С. 119 123.
- Халтурин, В.И. Отношение амплитуд волн Lg и Pn в проблеме монитоинга ядерных взрывов / В.И. Халтурин // Вестник НЯЦ РК. Геофизика и проблемы нераспространения, 2003. – Вып. 2. – С. 52 - 60.
- 10. Benson, R. A method for identifying explosion contaminating earthquake catalogs: application to the Washington regional earthquake catalog / R. Benson [et al.] // Seism. Research Letters, 1992. V. 63. № 4. P. 533 539.
- 11. Kim, W.Y. Discrimination of earthquakes and explosions in the eastern United States using regional high-frequency data / W.Y. Kim, D.W. Simpson, P.G. Richards // Geophys. Res. Lett, 1993. V. 20. № 2. P. 11507 11510.
- 12. Li, X. Analysis of naturalmineral earthquake and blast based on Hilbert–Huang transform (HHT) / X. Li. // Journal of Applied Geophysics, 2016. V. 128. P. 79 86.
- 13. Яворский, В.И. Приенисейско-Абаканские месторождения углей / В.И. Яворский // Изв. Геол. ком., 1921. № 2, Т. 10. 6.
- 14. [Электронный ресурс] Официальный сайт компании СУЭК: http://suek-khakasia.ru/.

ШЫҒЫС-БЕЙСК ҚИМАСЫ (ХАКАСИЯ, РЕСЕЙ) АУДАНЫНДА ШАМАЛЫ ЖЕРСІЛКІНУЛЕР МЕН ӨНЕРКӘСІПТІК ЖАРЫЛЫСТАРДЫ ТАНУ

^{1, 2)} Добрынина А. А., ³⁾ Герман В. И.

¹⁾ Ресей ғылыми академиясы Сібір бөлімінің Жер қыртысы институты, Иркутск, Ресей ²⁾ Ресей ғылыми академиясы Сібір бөлімінің Геологиялық институты, Ұлан-Удэ, Ресей

³⁾ Красноярск геология және минерал шикізат ғылыми-зерттеулік институты, Красноярск, Ресей

Мақала, сейсмограммаларды спектрлік талдау негізінде жарылыстар мен жерсілкінулерді тану мәселелерін шешуіне арналған. Шығыс-Бейск көмір кенорны (Хакасия республикасы, Ресей) жанында жергіліктелген өнеркәсіптік жарылыстар мен жерсілкінулердің жазбаларын спектрлік өндеу үлгілері келтірілген.

DISCRIMINATION OF WEAK EARTHQUAKES AND INDUSTRIAL EXPLOSIONS IN THE AREA OF THE EAST BEYSKY COAL MINE (KHAKASSIA, RUSSIA)

^{1, 2)} A. A. Dobrynina, ³⁾ V. I. German

¹⁾ Institute of the Earth's crust of Siberian branch of Russian academy of sciences, Irkutsk, Russia
 ²⁾ Geological institute of Siberian branch of Russian academy of sciences, Ulan-Ude, Russia
 ³⁾ Krasnoyarsk Research Institute of Geology and Mineral Resources, Krasnoyarsk, Russia

The article focuses on the problem of the discrimination of industrial explosions and earthquakes based on spectral analysis of seismograms. Examples of spectral processing of records of industrial explosions and earthquakes localized around the area of the East Beysky coal mine (Republic of Khakassia, Russia) are considered.

СРАВНЕНИЕ СТАНЦИОННЫХ ПОПРАВОК СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ СЕТИ КNET (СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ), ПОЛУЧЕННЫХ ПРИ АНАЛИЗЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ МЕТОДОМ ВЫЧИСЛЕНИЯ ОТНОШЕНИЯ АМПЛИТУДНЫХ СПЕКТРОВ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ И ВЕРТИКАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТЫ СИГНАЛА

Мансуров А. Н., Сычева Н. А.

Научная станция РАН, Бишкек, Кыргызстан

Приведена оценка станционных поправок (сайт-эффекта) станций кыргызской сейсмологической сети КNET (Северный Тянь-Шань). Использован метод расчета отношения спектра горизонтальной компоненты к спектру вертикальной компоненты (H-to-V). Исходными данными служили 60-секундные записи сейсмического шума и 5-секундные записи S-волн землетрясений. Для двух станций определены частоты со значительным усилением, для трех других станций выявлены специфические эффекты.

Введение

Кыргызская широкополосная сейсмическая сеть (Kyrgyz NETwork - KNET) установлена в августесентябре 1991 г. как часть совместной Сейсмической программы США-СССР. Она явилась результатом совместных усилий ряда институтов, в частности Института геофизики и планетарной физики при Калифорнийском университете в г. Сан-Диего (IGPP-UCSD), Кыргызского Института сейсмологии (КИС), Российского Института высоких температур (ИВТАН), российского Института физики Земли (ИФЗ) и университета штата Индианы. На период создания сеть KNET являлась одной из современных в мире. Десять станций были оборудованы широкополосными сейсмометрами с 16-ти битными цифровыми преобразователями, которые предусматривают 90 dB регистрируемого динамического диапазона по трем компонентам. Важной особенностью сети является расположение станций на скальных породах и принадлежность части из них к самым бесшумным в мире. Сеть была установлена вокруг г. Бишкек, что обеспечивало оперативную досягаемость станций при их обслуживании. Расположение станций сети показано на рисунке 1.



Рисунок 1. Расположение станций Кыргызской сейсмологической сети

Три станции установлены в Чуйской долине (USP, CHM TKM2), три – в северных предгорьях Кыргызского хребта (EKS2, AAK, KBK), одна – в ущелье на юго-западе Иссык-Кульской котловины (ULHL), а три станции – в труднодоступных районах: отрог Суусамыр-тоо в юго-западной части Суусамырской впадины (AML), Джумгальский хребет (UCH) и северный отрог гор Кызарт (KZA) [1].

За годы эксплуатации станций сети КNET накоплено более 2 ТБ сжатых в формат SEED записей волновых форм. Сетью зарегистрировано и занесено в каталог более 9000 землетрясений, произошедших на территории Тянь-Шаня, среди которых более 500 имеют энергетический класс более 10. Большая часть зарегистрированных землетрясений относятся к слабым и имеет энергетический класс от 6 по 10. Разработаны и используются автоматизированные системы для пополнения каталога землетрясений на основе постоянно поступающих данных волновых форм, причем для каждого землетрясения автоматизирован расчет широкого набора параметров – от точного времени и положения гипоцентра, до энергетического класса и фокального механизма. С использованием каталога выполнены различные исследования - от анализа распределения локальной сейсмичности до расчета сейсмотектонических деформаций [1, 3]. Результаты этих исследований сопоставляются с результатами анализа различных геофизических полей.

Следующим шагом, позволяющим улучшить понимание сейсмического режима территории Северного Тянь-Шаня, видится расчет динамических параметров (угловая частота, сейсмический момент, величина сброшенных напряжений) землетрясений, зарегистрированных сетью KNET. Ключевым моментом при расчете динамических параметров является переход от получаемого при анализе сейсмограммы станционного амплитудного спектра к очаговому для определения по нему угловой частоты и коэффициента спектральной плотности. Для такого перехода требуется учесть влияние среды на пути сейсмического луча между землетрясением и станцией, ослабляющее сигнал и станционную поправку, обусловленного резонансом сигнала в породах, слагающих верхнюю часть земной коры под станцией, усиливающую сигнал.

Из различных существующих методов определения станционных поправок (прямые и непрямые, на основе сейсмического шума и на основе землетрясений, с применением базовой станции и без нее [4 -6]) выбраны методы, основанные на вычислении отношения амплитудных спектров горизонтальной и вертикальной компоненты сигнала [7]. В данной статье этот подход применен к записям S-волн землетрясений и сейсмического шума, полученным со станций сети KNET. Этот подход требует последовательного применения нескольких математических преобразований к выбранным участкам волновых форм, в соответствии с нижеизложенной методикой.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Для каждой из десяти станций сети KNET выполнен анализ около 5000 60-секундных фрагментов записей сейсмического шума и более 100 фрагментов записей S-волн землетрясений длиной 2,5 и 5 сек. Все записи сейсмического шума предварительно просмотрены на отсутствие в них землетрясений и сильных импульсных помех. В качестве записей волновых форм S-волн землетрясений выбирались фрагменты, состоящие из от 0,5-1 сек до начала Sволны и части записи S-волны, включающей 80% ее энергии. Все фрагменты записей S-волн землетрясений также были проанализированы на репрезентативность. Такой выбор исходных данных позволил оценить станционные поправки по сейсмическому шуму в диапазоне от 0,2 до 40 Гц, а по фрагментам S-волн землетрясений – в диапазоне от 2 до 40 Гц.

МЕТОДИКА РАСЧЕТА

Проведенные расчеты основывались на представлении о том, что влияние изучаемого объекта (тонкий слой земной коры непосредственно под сейсмической станцией) в большей части приходится на поперечные волны (S-волны землетрясений), которые усиливаются этой структурой, в отличие от практически не изменяемых продольных волн (Р-волны землетрясений). При этом отношение спектральных характеристик горизонтальных компонент к спектру вертикальной компоненты характеризует передаточную функцию, вид которой однозначно зависит от местоположения сейсмического датчика. Изучалось отношение суммарного амплитудного спектра горизонтальной компоненты Н к амплитудному спектру вертикальной компоненты V. При расчетах использовались измерения 3-х составляющих сейсмического поля - E, N, Z. Амплитудный спектр горизонтальной компоненты вычислялся как среднеквадратическое спектров компонент (N и E). Для вычисления непосредственно отношения H/V выполнялись следующие предварительные преобразования данных: 1) внесение поправок за амплитудно-частотную характеристику сейсмометра; 2) устранение линейного тренда методом наименьших квадратов; 3) тапирование (tapering) исследуемого отрезка сигнала применением наиболее эффективного в сейсмическом анализе [7] косинусного окна шириной 5% от общей длины сейсмограммы; 4) вычисление спектра с использованием быстрого преобразования Фурье; 5) сглаживание спектра с применением к амплитудному спектру сглаживания Конно и Омачи [9]; 6) вычисление усредненного спектра горизонтальной компоненты как среднеквадратического сглаженных спектров компонент Север-Юг и Восток-Запад (N и E).

Внесение поправок за амплитудно-частотную характеристику позволяет устранить искажения в спектре сигналов.

Устранение линейного тренда. Непериодическое изменение среднего, например, его линейный рост аппроксимировался линейной функцией $z(t) = a^{*}t + b$, где a - линейный коэффициент (визуально воспринимаемый, как угол между сейсмограммой и осью времени), b – постоянная составляющая сейсмического сигнала (смещение графика от оси времени, проведенного через условный ноль амплитуды). Наличие на участке сейсмограммы линейного роста может свидетельствовать, например, о наличии колебаний очень большой амплитуды и очень низкой частоты. Такие колебания не могут быть корректно учтены при анализе рассматриваемого фрагмента, Постоянная составляющая не влияет на спектр в ненулевых частотах, но ее наличие препятствует тапированию краев фрагмента сейсмограммы. Для устранения линейного тренда методом наименьших квадратов для каждого анализируемого отрезка сейсмограммы вычислялись параметры а и b функции вида $z(t) = a^{*}t + b$, наилучшим образом аппроксимирующей фрагмент сейсмического сигнала, и затем значения этой функции вычитались из значений сигнала.

Tanupoвaние (tapering) исследуемого фрагмента сигнала (окно косинуса 5%). Общепринятой практикой считается умножение данных временного окна на сглаживающее окно перед преобразованием Фурье. Это окно является функцией, плавно убывающей на концах. Поскольку анализируемый фрагмент волновой формы извлекается из общего сигнала, а преобразование Фурье фактически вычисляет спектр бесконечной функции, получаемой «зацикливанием» этого фрагмента, разность значений сигнала между концами фрагмента проявляется в виде неоднородностей (скачков). Сглаживающее окно уменьшает эффект этих неоднородностей. В данной работе использовано наиболее эффективное в сейсмическом анализе [8] косинусное окно шириной 5% от общей длины сейсмограммы. На рисунке 2 приведен пример 60-секундной исходной записи одной из компонент сейсмического шума и результат тапирования.



Ось ординат – скорость компоненты HHN, измеренной сейсмодатчиком (нм/с). Цвет: серый – исходный сигнал; черный – сигнал после вычета тренда (тапированный)

Рисунок 2. Пример 60-секундной записи сейсмического шума

Вычисление спектра. Для вычисления амплитудного спектра каждой компоненты сейсмического сигнала использовалось быстрое преобразование Фурье.

Сглаживание спектра. Применяемое к амплитудному спектру сглаживание Конно и Омачи [9] определяется следующим соотношением:

$$A'(f_c) = \sum_{f} (K_{KO}(f_c, f) \cdot A(f)),$$
$$K_{KO}(f_c, f) = \left(\frac{\sin(b \cdot \log_{10}(f/f_c))}{b \cdot \log_{10}(f/f_c)}\right)^4 \cdot norm(f_c)$$

где b – коэффициент полосы пропускания (определяет «радиус» сглаживания), $norm(f_c)$ – нормировочный коэффициент, рассчитываемый из условия

$$\forall f_c: \sum_f K_{KO}(f_c, f) = 1.$$

Усредненный спектр горизонтальной компоненты вычислялся как среднеквадратическое сглаженных спектров компонент Север-Юг и Восток-Запад (N, E). На рисунке 3 приведен пример исходного и сглаженного спектров ННZ компоненты одной записи.



Рисунок 3. Пример исходного и сглаженного амплитудного спектров записи ННZ компоненты

В итоге для каждого анализируемого участка записи сейсмического сигнала было вычислено отношение амплитудного спектра горизонтальной компоненты к амплитудному спектру вертикальной компоненты. Затем для каждой станции были вычислены среднее значение и среднеквадратическое отклонение логарифма этого отношения, осреднение проводилось отдельно для записей сейсмического шума и для фрагментов записей S-волн землетрясений.

Результаты

Выше было отмечено, что станции сети КNET установлены на скальных породах, что должно исключать усиление сигнала тонким слоем, расположенным непосредственно под станцией. Для таких станций «в идеале» отношение спектра горизонтальной компоненты к спектру вертикальной должно быть близким к единице во всем диапазоне рассматриваемых частот. На рисунке 4 приведены калибровочные функции 10 станций сети KNET, полученные как отношение H/V по сейсмическому шуму и землетрясениям.

Для станций ААК, СНМ, EKS2, КZА и USP отмечены некоторые различия зависимостей для H/V, полученных по шуму и землетрясениям на частотах больше 10 Гц. Для станций AML, KBK, TKM2, UCH и ULHL наблюдается идентичность калибровочных функций. Отношение спектров горизонтальной компоненты к вертикальной практически для всех станций колеблется в диапазоне 0.6–2. Исключение составляют станции KBK и TKM2, где это отношение составляет 0.4–5. Возможно, этот диапазон объясняется расположением станций в зонах влияния разломов – станция KBK находится вблизи Тундюкского разлома, а станция TKM2 – недалеко от Иссык-Атинского разлома.

При расчете динамических параметров рассматривались землетрясения с К>9.5, которые произошли на Бишкекском геодинамическом полигоне. Для таких землетрясений время разрыва составляет более 0.12 сек, что соответствует угловой частоте меньше 8 Гц. Исходя из этого, применение калибровочных характеристик к станционному спектру наиболее важно до частоты 16 Гц. Если рассматривать калибровочные кривые до этой частоты, то на всех станциях, кроме станций КВК и ТКМ2, отмечено отсутствие ярко выраженных частот, на которых могут происходить резонансные явления. Полученные характеристики станций могут быть использованы при расчете очагового спектра с целью учета изменения отношения горизонтальной компоненты к вертикальной в указанных выше пределах.

Для обработки записей сейсмического шума были выбраны данные за март, июнь, сентябрь и декабрь месяц с 2000 по 2014 гг., и на основе этих данных были получены калибровочные функции.



По оси абсцисс – частота (Гц), по оси ординат – Н/V . Линии: белая (на темно-сером фоне) – среднеквадратическое отклонение по шумам, черная (на сером фоне) – среднеквадратическое отклонение по землетрясениям

Рисунок 4. Калибровочные функции 10 станций сети КNET, полученные как отношение H/V по сейсмическому шуму и землетрясениям

Расчет значений отношения горизонтальной компоненты к вертикальной для станций AML, UCH и KZA показал, что в определенные месяцы определенных лет все зависимости H/V от частоты (или не менее половины в выборке для одного месяца одного года) отклоняются от кривых, представляющих среднее за все месяцы и годы. Такие данные были исключены из результатов, приведенных на рисунке 4. При этом для каждой из этих стации наблюдалось не более четырех типов систематических отклонений, для некоторых из них кривые зависимостей были схожи (малое среднеквадратическое отклонение от среднего для типа). Эти средние кривые для каждого типа приведены на рисунке 5.



Линии: 1) по всем станциям: черная сплошная – осредненная зависимость H/V от частоты; жирная - среднее по типу; тонкая – среднеквадратическое отклонение соответствующих выборок; 2) по станции AML: черная штрих – июнь 2000; серая штрих – июнь 2006;черная штрихпунктир – сентябрь 2003, 2007, сентябрь 2005, 2006, 2011 (частично); серая штрих-пунктир – сентябрь 2011; 2) по станции КZA: черная штрих – декабрь 2012; черная штрих-пунктир – сентябрь 2000, 2003, 2006, сентябрь 2001, 2002, 2004, 2005, 2009 (частично); 3) по станции UCH: черная штрих – сентябрь 2001, декабрь 2007 и 2008, март 2009 и июнь 2009 серая штрих – сентябрь 2002, 2008, 2009, 2010, 2012, сентябрь 2004, 2011 (частично); черная штрих-пунктир – декабрь 2012 (частично).



Литература

- 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. – № 11. – С. 62 - 78.
- Mellors R. J. Two studies in Central Asian seismology: a teleseismic study of the Pamir/Hindu Kush seismic zone and analysis of data from the Kyrgyzstan broad band seismic network: Submitted to the faculty of the Graduate School in partial fulfillment of the requirements for the degree Doctor of Philosophy in the Department of Geological Sciences Indiana University, June. 1995. -77 p.

Видно, что большая часть данных с вышеописанными систематическими отклонениями от среднего содержится в сентябрьских выборках. Следует обратить внимание, что три вышеупомянутые станции расположены высоко в горах, на вершинах и гребнях – AML (3400 м), UCH (3850 м) и KZA (3520 м) и отклонение по ним зависимости H/V от частоты от среднего за месяцы и годы может быть связано с явлениями, возникающими на этих высотах в сентябре месяце. Этот вопрос требует отдельного рассмотрения и изучения.

Выводы

Анализ записей сейсмического шума и землетрясений на основе метода спектральных отношений горизонтальной компоненты к вертикальной позволил получить оценки влияния приповерхностного слоя под станциями сети KNET на распространение сейсмических волн. Установлено соответствие калибровочных кривых, полученных на основе сейсмического шума и землетрясений. Выявлено отсутствие резонансных частот в диапазоне до 10 Гц. Отношение горизонтальной компоненты к вертикальной меняется в диапазоне от 0.6-2 для всех станций, за исключением станций КВК и ТКМ2, для которых это отношение меняется в диапазоне 0.4-5. Калибровочные функции, полученные для станций сети КNЕТ могут быть использованы для расчета очагового спектра при определении динамических параметров, а также при решении других задач.

Работа выполнена при частичной поддержке по гранту РФФИ 15-05-06857а.

- Сычева, Н.А. Предварительные оценки станционных поправок сейсмических станций сети КNET (Северный Тянь-Шань) на основе горизонтально-вертикальных спектральных отношений землетрясений / Н.А. Сычева, А.Н. Мансуров, В.Н. Сычев // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Третья тектонофизическая конференция. Материалы докладов конференции. Москва, 8 - 12 октября 2012 г. – Т. 2. – С. 191 - 194.
- Parolai, S. Comparison of Different Site Response Estimation Techniques Using Aftershocks of the 1999 Izmit Earthquake / S. Parolai [et al] // Bulletin of the Seismological Society of America, 2004. – Vol. 94, No. 3. – P. 1096 - 108.
- Bindi, D. Site effects by H/V ratio: Comparison of two different procedures / D. Bindi, S. Parolai, D. Spallarossa, M. Catteneo // Journal of Earthquake Engin. – Imperial College Press, 2000. – Vol. 4. – No. 1. – P. 97 - 113.
- Picozzi, M. Site characterization by seismic noise in Istanbul, Turkey / M. Picozzi, A. Strollo, P. Parolai, E. Durukal // Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 2008. – P. 2 - 6.
- Nakamura, Y. A Method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, QR Railw / Y. Nakamura // Tech. Res. Inst., 1989. – 30. – P. 25 - 33.
- 8. Pilz, M. Tapering of windowed time series / Bormann, P. (Ed.), M.Pilz, S. Parolai // New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2). Potsdam: Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, 2012. P. 1 4.
- 9. Konno, K. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor / K. Konno, T. Omachi // Bull. Seism. Soc. Am. 88, 1998. no. 1. P. 228 241.

СИГНАЛДЫҢ ГОРИЗОНТАЛЬ ЖӘНЕ ВЕРТИКАЛЬ КОМПОНЕНТТЕРІНІҢ АМПЛИТУДАЛЫҚ СПЕКТРЛЕРІНІҢ ҚАТЫНАСТАРЫН ЕСЕПТЕУ ӘДІСІМЕН СЕЙСМИКАЛЫҚ ШУЛАР МЕН ЖЕРСІЛКІНУЛЕРДІ ТАЛДАУЫНДА АЛЫНҒАН, КNET СЕЙСМОЛОГИЯЛЫҚ ЖЕЛІСІНІҢ (СОЛТҮСТІК ТЯНЬ-ШАНЬ) СТАНЦИЯЛЫҚ ТҮЗЕТУЛЕРІН САЛЫСТЫРУ

Мансуров А. Н., Сычева Н. А.

Ресей ғылыми академиясының Бишкек қаласындағы Ғылыми станциясы

КNЕТ қырғыз сейсмологиялық желісі станияларының (Сотүстік Тянь-Шань) станциялық түзетулерін (сайтэффектің) бағалауы келтірілген. Горизонталь компонентінің спектрі вертикаль компонентінің спектріне қатнасын (H-to-V) есептеу әдісі қолданылған. Бастапқы деректері ретінде сейсмикалық шудың 60-секундты жазбалары және жерсілкінулердің S-толқындарының 5-секундты жазбалары болған. Екі станция үшін елеулі күшеюмен жиіліктіктері анықталған, басқа үш станциялар үшін ерекше әсерлері айқындалған.

COMPARISON OF SITE EFFECT OF KNET SEISMOLOGICAL NETWORK STATIONS (NORTH TIEN-SHAN) COMPUTED BY HORIZONTAL-TO-VERTICAL AMPLITUDE SPECTRA RATIO ON EARTHQUAKES AND SEISMIC NOISE

A. N. Mansurov, N. A. Sycheva

Research station of RAS in Bishkek

We estimated site effect of KNET seismological network stations (North Tien-Shan). We used H-to-V method which consists in computation of ratio between amplitude spectra of horizontal component and amplitude spectra of vertical component. The source data is 60-second fragments of seismic noise recordings and 5-second fragments of earthquakes' S-waves recordings. We got significant amplification at certain frequencies at two stations and specific effects in certain time periods at another three stations.

УДК 550.385

АНАЛИЗ СОСТОЯНИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НАКАНУНЕ, ВО ВРЕМЯ И ПОСЛЕ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ ЗА ПЕРИОД 2013-2015 ГОДЫ

Мукашева С. Н., Ким А. С., Соколова О. И., Бурлаков Г. В., Качусова О. Л., Шарипова Г.

Институт ионосферы Национального центра космических исследований и технологий, Алматы, Казахстан

Приведены результаты исследования состояния геомагнитного поля в период землетрясений с магнитудой М≥5.0, произошедших в регионе континентальной сейсмичности – Северном Тянь-Шане, одном из высокосейсмичных регионов в Средней Азии и Казахстана. Рассмотрены события за период с 01.01.2013 г. по 15.09.2015 г., имевшие место в радиусе ≤350 км от г. Алматы [43.2°N; 76.9°E]. Для оценки состояния геомагнитного поля использованы данные геомагнитной обсерватории «Алма-Ата» (международный код – ААА; географические координаты: 43.25°N; 76.95°E; геомагнитные координаты: 34.3°N, 152.7°E).

Введение

В сейсмически активных регионах ведутся регулярные наблюдения за состоянием геомагнитного поля с целью установления связи между аномальными возмущениями естественного импульсного электромагнитного поля, электротеллурического поля, атмосферного электрического поля и активизацией сейсмических явлений.

Исследованию влияния магнитных бурь на сейсмичность посвящено много работ. Так, в [1 - 5] обсуждается триггерный характер воздействия на сейсмичность электромагнитных источников разного происхождения - техногенного (пуск электрических сигналов от МГД-генераторов) и естественного (геомагнитные бури с внезапным началом, обусловленные приходом от Солнца высокоэнергичной плазмы). В [1] дана сравнительная оценка энергии, «закачиваемой» в земную кору во время магнитной бури, и высвобождаемой в виде энергии землетрясения. Напряженность суммарной интенсивности горизонтальной составляющей Н_v определена как H_v $= (10^{-1} \div 10^2)$ нТл и энергия $E_x = (10^{-1} \div 10^2)$ мВ/км. При удельном сопротивлении среды $\rho = 100$ Ом, продольном сопротивлении среды $\rho \tau = 0.2 \text{ T}(\text{E}_{x}/\text{H}_{y})$, где T – период, и разности потенциалов U = 7.4 В суммарный индукционный ток равен $I = 7 \cdot 10^3 A$. При длительности магнитной бури в одни сутки количество «закачиваемой» энергии оценивается величиной 10¹⁰ Дж ÷ 10¹³ Дж (при условии однородного горизонтального разреза). Величина энергии будет различаться для областей с пониженным и повышенным сопротивлением среды, увеличиваясь или уменьшаясь в 10 раз для геоэлектрических разрезов с сопротивлением 10 Ом или 1000 Ом, соответственно [1]. Если сравнить энергию «закачиваемую» геомагнитными бурями с выделившейся сейсмической энергией, то их значения по порядку величины - сопоставимы [1 - 3]. Однако, коэффициент сейсмической эффективности η, представляющий собой отношение высвобождающейся сейсмической энергии к упругой, составляет порядка 1%. Это означает, что «закачиваемой» магнитными бурями энергии недостаточно для прямого преобразования в сейсмические колебания. Кроме того, коэффициенты преобразования механической энергии в электрическую за счет пьезоэлектрического, сейсмоэлектрического эффектов в горных породах составляют сотые и меньшие доли процента [1]. Из этого следует, что обнаруженные влияния магнитных бурь на сейсмичность носят, скорее всего, триггерный характер. В [1] приведены также результаты исследования влияния магнитных бурь с внезапным началом на землетрясения с энергетическим классом К≥7 в сейсмоактивных регионах Кыргызстана и Казахстана за период наблюдений 1975 - 1996 гг. Сделан вывод, что после магнитных бурь с внезапным началом в отдельных районах количество землетрясений увеличивается (положительный эффект), а в других уменьшается (отрицательный эффект). Район с отрицательным эффектом влияния геомагнитных бурь на сейсмичность ограничен координатами [41.0°N -42.25°N; 76.5°E -77.75°E], район с положительным эффектом – [44.0°N – 45.25°N; 78.25°E -79.5°E]. В качестве причины разных эффектов названо отличие геоэлектрических разрезов - район с положительным эффектом сложен породами с более низким электрическим сопротивлением [1, 6].

В данной статье приведены результаты исследования геомагнитного поля в период землетрясений с магнитудой M≥5.0, произошедших в регионе континентальной сейсмичности - Северном Тянь-Шане, одном из высокосейсмичных регионов Средней Азии и Казахстана. Рассмотрены события за период с 01.01.2013 г. по 15.09.2015 г., имевшие место в радиусе ≤ 350 км от г. Алматы [43.2°N; 76.9°E]. Для оценки состояния геомагнитного поля использованы данные геомагнитной обсерватории «Алма-Ата» (международный код – ААА; географические координаты: 43.25°N; 76.95°E; геомагнитные координаты: 34.3°N, 152.7°E). Для рассматриваемых событий проведена выборка локальных k-индексов геомагнитной активности по данным обсерватории «Алма-Ата» и планетарных kp-индексов геомагнитной активности по данным Мирового центра данных (МЦД) Киото, Япония, <u>http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp</u>.

ПОДГОТОВКА ГЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Исследования магнитного поля Земли (МПЗ) ведут специальные спутники и международная сеть магнитных обсерваторий INTERMAGNET. Проект INTERMAGNET (http://www.intermagnet.org) был создан в 1991 г. с задачей собрать в одном месте и в едином формате данные полного МПЗ. Развитая система наземных магнитных обсерваторий INTERMAGNET, включающая порядка 100 обсерваторий по всему миру и работающих в непрерывном режиме, является эффективным средством для решения этой и многих задач геофизики. К таким задачам относится исследование главного МПЗ и его динамики для изучения внутреннего строения Земли, а также практическое применение в навигации и ориентации. Большое внимание в наземных обсерваториях уделяют изучению вариаций МПЗ, служащих индикатором воздействия Солнца и солнечной активности на околоземное космическое пространство (ОКП) [7, 8]. Высокое качество геомагнитных данных обсерваторий позволяет использовать их для создания различных мировых моделей расчета геомагнитного поля, например, Мировой модели геомагнитного поля WMM2015 или Международной глобальной модели поля IGRF [9, 10]. Все исследования МПЗ требуют высокостабильных геомагнитных измерений и могут выполняться только в хорошо оборудованных стационарных магнитных обсерваториях [11, 12]. В ноябре 2005 г. геомагнитная обсерватория «Алма-Ата» принята в международную сеть геомагнитных обсерваторий INTERMAGNET, получила «Сертификат полноправного членства в INTERMAGNET и качества измерений», выданный Техническим секретариатом Международной сети геомагнитных станций INTERMAGNET.

В геомагнитной обсерватории «Алма-Ата» ведут постоянные измерения в секундном режиме данных вариаций трех компонент геомагнитного поля Х,Ү,Ζ (Х (направлена на геомагнитный север), У (направлена на восток, перпендикулярно оси X) и Z (вертикальная компонента)). Также проводят измерения в пятисекундном режиме амплитуды вектора геомагнитного поля F. Измеряют также абсолютные значения МПЗ: склонение – D (угол между истинным севером и горизонтальной компонентой поля, отсчитываемый от направления на север по часовой стрелке) и наклонение - I (угол между направлением поля и горизонтальной плоскостью). Используемые в обсерватории измерительные приборы: две магнитовариационные станции на базе феррозондовых магнитометров Lemi-008 и Lemi-018М для регистрации в реальном времени секундных вариаций (dx, dy, dz) X,Y,Z-компонент геомагнитного поля; однокомпонентный магнитометр Lemi-203 на базе немагнитного теодолита 3T2КП-NM для абсолютных измерений углов склонения (D) и наклонения (I), протонный магнитометр Pos-1 для измерения в реальном времени вектора МПЗ (F). В обсерватории проводят регулярные наблюдения состояния геомагнитного поля с формированием базы геомагнитных параметров. База данных геомагнитной обсерватории "Алма-Ата" включает в себя: среднечасовые значения H,D,Z-компонент (с 1963 по 2009); секундные файлы X, Y, Z, F- компонент геомагнитного поля (ноябрь 2003 года по настоящее время); одно минутные данные X, Y, Z, F вариаций геомагнитного поля (ноябрь 2003 года по настоящее время); локальный k-индекс геомагнитной активности (с 1996 по настоящее время). Общая база геомагнитных параметров включает в себя данные с 1963 по настоящее время.

Для обработки и хранения первичных геомагнитных данных в обсерватории создана специальная система сбора и накопления геомагнитных данных и задействован большой комплекс программного обеспечения. Система сбора и накопления геомагнитных данных дает следующие возможности: дистанционно управлять магнитометрами; выполнять сбор, хранение секундных данных магнитовариационных станций с привязкой данных к точному времени; формировать суточные файлы пятисекундных данных Оверхаузовского протонного магнитометра Pos-1: графически выволить на монитор в реальном времени вариации геомагнитного поля и локальные k-индексы; проводить автоматическую коррекцию системных часов [13]. Из секундных данных формируются файлы минутных данных X, Y, Z, F-компогеомагнитного поля в стандарте нент INTERMAGNET. Для этого, по рекомендации INTERMAGNET, применяется цифровая фильтрация с использованием фильтра Гаусса (Gaussian filter) с набором весовых коэффициентов. Каждая минута формируется суммированием односекундных данных, умноженных на соответствующие коэффициенты [14]. В режиме реального времени ведется также расчет локальных k-индексов геомагнитной активности, служащих для описания возмущенности геомагнитного поля. Трехчасовые k-индексы вычисляются с помощью программы Kasm.exe, рекомендованной INTERMAGNET: k-индексы вычисляются по (Х, Ү)-составляющим геомагнитного поля. Геомагнитные данные Х.Ү. Д. F-компонент геомагнитного поля и k-индексы поступают в Интернет в реальном времени. Данные представлены на сайте геомагнитной обсерватории «Алма-Ата» http://geomag.ionos.kz, а так же на интернет сайте INTERMAGNET www.intermagnet.org.

С целью формирования геоинформационной системы для сбора, обработки и визуализации геомагнитных данных в периоды сейсмической активизации в регионе Северного Тянь-Шаня подготовлены массивы минутных значений Х, Ү, Z-компонент и полного вектора F геомагнитного поля по данным
обсерватории «Алма-Ата» за несколько суток до и после главного толчка для выбранных для анализа 167 ощутимых землетрясений с магнитудой Мрvа≥4.0. Минутные значения рассчитывались из секундных значений геомагнитных параметров с применением гауссового фильтра.

ОСОБЕННОСТИ ВАРИАЦИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ПЕРИОДЫ АКТИВИЗАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

В период с 01.01.2013 г. по 15.09.2015 г. в радиусе ≤ 350 км от г. Алматы [43.2°N; 76.9°Е] произошли 26 землетрясений с магнитудой Мрvа≥5.0. Из них 1 землетрясение произошло на территории Казахстана; 2 – в Кыргызстане; 5 – в районе озера Иссыккуль, Кыргыстан (Lake Issyk-Kul, Kyrgyzstan, Region); 7 – в регионе Казахстан-Кыргызстан-Синьцзян пограничном районе (Kazakhstan-Kyrgyzstan-Xinjiang Border Region); 11– в регионе Южный Синьцзян, Китай (Southern Xinjiang, China) [20].

На рисунке 1 приведены вариации геомагнитных параметров Х, Ү, Z-компонент, F-полного модуля (в нТл) за период 25–31 января 2013 г. включающий землетрясение с магнитудой Mpva=6.6 (энергетический класс=15.1, эпицентр [42.64°N; 79.57°E], глубина 10 км), произошедшее 28 января 2013 г. в 16:38:53 UTC в Алматинской области в 230 км к востоку от г. Алматы[15, 16]. Землетрясение ощущалось в г. Алматы с интенсивностью 4 - 5 балла. Землетрясению предшествовала умеренная геомагнитная буря (УМБ), продолжительностью 36 часов (с 15ч UT 25.01.2013 г. до 03 ч UT 27.01.2013 г.), день землетрясения и последующие трое суток были магнито-спокойными.

Подробное описание землетрясения 28 января 2015 г. с магнитудой Мрva=6.6 и геофизической обстановки накануне и в период землетрясения приведено в [15, 16]. В вариациях геомагнитного поля накануне и во время землетрясения, по данным геомагнитной обсерватории «Алма-Ата», выявлены следующие особенности [15]:

– понижение на ~18–21 нТл суточного хода Хкомпоненты в магнитоспокойные дни 21 января 2013 г. (за 7 суток до землетрясения), 28 января (день землетрясения) и 29 января (день после землетрясения), когда имели место афтершоки с магнитудой более 4.5, относительно магнитоспокойных дней 22–24 января и 30–31 января 2013 г.;

– слабо выраженный суточной ход в освещенной Солнцем стороне в вариациях Y- и Z-компоненты 23–24 января и 28–30 января 2013 г. относительно таких же магнитоспокойных дней 21, 22, 31 января 2013 г.;

квазипериодические флуктуации с периодами ~1 ч и амплитудами ~7–9 нТл в вариациях У-компоненты и полного вектора F геомагнитного поля 28 января 2013 г. после основного толчка, когда имели место афтершоки.

На рисунке 2 приведены вариации геомагнитных параметров (Х, Ү, Z, F – компонент) за период 12 -18 августа 2014 г., включающий землетрясение с магнитудой Mpva=5.2, (энергетический класс=12.0, эпицентр [43.00°N; 77.40°E], глубина 12 км), произошедшего 15 августа 2014 г. в 21:42:30 UTC в Кыргызстане, к юго-востоку от г. Алматы. Землетрясение 15 августа 2014 г. произошло в геомагнитно-спокойный период. Малую магнитную бурю продолжительностью 9 часов (с 15ч UT 12.08.2014 г. до 00 ч UT 13.08.2014 г.) нет оснований связывать с землетрясением, поскольку её энергии недостаточно для того, чтобы служить триггерным механизмом. Аномальных геомагнитных возмущений литосферного характера не отмечено.



Линии: красная – конец умеренной магнитной бури; черная – начало землетрясения

Рисунок 1. Геомагнитные данные обсерватории «Алма-Ата» (Х, У, Z, F – компоненты) за период 25 - 31 января 2013 г.

АНАЛИЗ СОСТОЯНИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НАКАНУНЕ, ВО ВРЕМЯ И ПОСЛЕ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ ЗА ПЕРИОД 2013-2015 ГОДЫ



Обозначения - на рисунке 1

Рисунок 2. Геомагнитные данные обсерватории «Алма-Ата» (Х, У, Z, F – компоненты) за период 12 – 18 августа 2014 г.



Рисунок 3. Геомагнитные данные обсерватории «Алма-Ата» (X, V, Z, F – компоненты) за период 11 – 17 ноября 2014 г.

На рисунке 3 приведены вариации геомагнитных параметров (X, Y, Z, F -компонент) за период 11 -17 ноября 2014 г., включающий землетрясение с магнитудой Мрva=6.0, (энергетический класс=13.9, эпицентр [42.06°N; 77.19°E], глубина 20 км), произошедшего 14 ноября 2014 г. в 01:24:15 UTC в Кыргызстан-Синьцзян пограничном районе, в 130 км от г. Алматы. Землетрясение 14 августа 2014 г. с магнитудой Мрva=6.0 произошло на фоне трех малых геомагнитных бурь: 1) ММБ продолжительностью 9 часов (с 18ч UT 11.11.2014 г. до 03 ч UT 12.11.2014 г.); 2) ММБ продолжительностью 21 часов (с 00ч UT 14.11.2014 г. до 21 ч UT 14.11.2014 г.); 3) ММБ продолжительностью 33 часа (с 09ч UT 15.11.2014 г. до 00 ч LT 17.11.2014 г.). На рисунке 2 представлены вариации геомагнитных параметров (Х, Ү, Ζ, F-компонент) отражающие состояние геомагнитной обстановки, связанной, в первую очередь, с гелиогеофизической обстановкой. Аномальных геомагнитных возмущений литосферного характера не отмечается.

На рисунке 4 приведены вариации геомагнитных

параметов (X, Y, Z, F -компонент) за период 12-18 марта 2015 г., включающий землетрясение с магнитудой Мрva=6.3, энергетический класс=12.6, эпицентр [43.00°N; 76.91°E], глубина 20 км, произошедшего 15 марта 2015 г. в 14:01:00 UTC в 30 км от г. Алматы. Землетрясение ощущалось в городе Алматы с интенсивностью 4 балла. В период с 12 по 18 марта 2015 г. имели место следующие возмущения: 1) ММБ продолжительностью 9 часов (с 12ч UT 11.03.2015 г. до 21 ч UT 11.03.2015 г.); 2) ММБ продолжительностью 3 часа (с 12ч UT 13.03.2015 г. до 15 ч UT 13.03.2015 г.); 3) УМБ продолжительностью 30 часов (с 15 ч UT 15.03.2015 г. до 21 ч UT 16.03.2015 г.); 4) ОБМБ с внезапным началом, продолжительностью 130 часов 15 минут (с 04ч 45 мин UT 17.03.2015 г. до 15 ч UT 22.03.2015 г.). На рисунке 4 представлены вариации геомагнитных параметров (X, Y, Z, F) отражающие состояние геомагнитной обстановки, связанной, в первую очередь, с гелиогеофизической обстановкой, на фоне которых не представляется возможным выделить возмущения литосферного характера.



Рисунок 4. Геомагнитные данные обсерватории «Алма-Ата» (X, V, Z, F – компоненты) за период 12 – 18 мата 2015 г.

Временные ряды являются не представительными для анализа, поскольку они содержат суточные вариации, сезонный тренд, ошибки измерений при сбое аппаратуры и пр. Для количественного и качественного анализа результатов измерений был проведен спектральный анализ геомагнитных данных (минутных значений Х-, Ү-, Z- компонент и полного вектора F) с помощью дискретного преобразования Фурье [17]. При этом спектры вычислялись независимо для каждых суток и выстраивались в хронологическом порядке, чтобы проследить динамику измерений спектра в анализируемом временном интервале. Кроме того, для полного вектора МПЗ (F) проведен анализ его высокочастотной и низкочастотной составляющей временного ряда на всех интервалах длительностью 7 суток. Для временной фильтрации использован низкочастотный синусный фильтр Баттеруорта [17]. Высокочастотная составляющая из временного ряда была получена вычитанием его низкочастотной составляющей. При обработке данных использован специализированный пакет программ обработки временных рядов [18, 19]. Спектральный анализ не выявил в рядах геомагнитных данных явных аномалий, которые можно было бы связать с активизацией сейсмических явлений.

Оценка состояния геомагнитной обстановки

Рассматриваемый период с 01.01.2013 г. по 15.09.2015 г. относится ко времени аномально низкого максимума солнечной активности. Геомагнитная обстановка характеризуется тем, что произошло 136 малых магнитных бурь (ММБ), из них 3 с внезапным началом (Sc); 69 умеренных магнитных бурь (УМБ), из них 7 с внезапным началом (Sc); 16 больших магнитных бурь (БМБ), из них 8 с внезапным началом (Sc); 6 очень больших магнитных бурь (ОБМБ), из них 5 с внезапным началом (Sc). В том числе по годам: 2013 г. – 41 ММБ (1 Sc), 21 УМБ (1 Sc), 6 БМБ (5 Sc), 1 ОБМБ (Sc); 2014 г. – 51 ММБ (0 Sc, 24 УМБ (6 Sc), 4 БМБ (2 Sc), 1 ОБМБ (Sc); 2014 г. – 44 ММБ (2 Sc); 24 УМБ (0 Sc), 6 БМБ (1Sc), 4 ОБМБ (3 Sc). В 17 случаях из 26 землетрясений с Мрvа≥5.0 геомагнитная обстановка за сутки перед землетрясением была магнитоспокойной. В таблице приведены эффекты больших и очень больших магнитных бурь, которые могли служить триггерным механизмом для землетрясений.

За рассматриваемый период было 8 больших магнитных бурь с внезапным началом, из них только 2 можно связать с активизацией сейсмичности в регионе. Так сразу после БМБ Sc 12 сентября 2014г. произошло землетрясение 13 сентября 2014г. в 17 ч 16 мин UT, с магнитудой Мрva= 4.7, эпицентр [42.23°N; 78.22°Е]. На следующий день после БМБ Sc произошло землетрясение 14 сентября 2014г. в 12 ч 39 мин UT, с магнитудой Мрva= 4.4, эпицентр [44.64°N; 76.69°Е].

После БМБ Sc 7 января 2015 г. произошло 2 землетрясения: 1) 10 января 2015г. в 06 ч 50 мин UT, магнитуда Mpva=5.8, эпицентр [40.24°N; 77.14°E]; 2) 12 января 2015г. в 12 ч 28 мин UT, магнитуда Mpva=4.2, эпицентр [40.32°N; 77.43°E].

Из 6 очень больших магнитных бурь 3 можно связать со следующими землетрясениями: 1) после ОБМБ Sc 7 июня 2014 г. произошло землетрясение 10 июня 2014г. в 00 ч 12 мин UT, с магнитудой Мрva= 5.0, эпицентр [41.98°N; 80.47°E]; 2) после ОБМБ Sc 15 августа 2015 г. произошло землетрясение 17 августа 2015г. в 06 ч 08 мин UT, с магнитудой Мрva=4.4, эпицентр [45.35°N; 76.00°E]; 3) после ОБМБ 10 сентября 2015 г. произошло 2 землетрясения: 11 сентября 2015г. в 09 ч 24 мин UT, с магнитудой Мрva=4.2, эпицентр [38.78°N; 75.22°E] и 12 сентября 2015г. в 08 ч 40 мин UT, с магнитудой Мрva=4.4, эпицентр [40.47°N; 78.45°E].

	Геомагни	итные бури	Землетрясение					
Начало гг.мм.дд, чч:мин (UT)	Окончание гг.мм.дд, чч:мин (UT)	Характер бури	Длительность	k	Дата, гг.мм.дд, чч:мин:сек, время UT // координаты эпицентра	Глубина	К	Mpva
2014.06.07, 16:55	2014.06.08, 21:00	ОБМБ, Sc	22 ч 05 мин	22 ч 05 мин 7 2014.06.10, 00:12:06// [41.98°N; 80.47°E]		10	10.6	5.0
2014 00 12 00:45			6	2014.09.13, 17:16:00// [42.23°N; 78.22°E]	10	10.2	4.7	
2014.09.12, 00.45	2014.09.13, 09.00	DIVID, SC	55 Ч 15 МИН С		2014.09.14, 12:39:26// [44.64°N; 76.69°E]	5	9.2	4.4
2015.01.07, 06:20	2015.01.08, 18:00	БМБ, Sc	35 ч 40 мин	6	2015.01.10, 06:50:43// [40.24°N; 77.14°E]	5	12.8	5.8
					2015.01.12, 12:28:03// [40.32°N; 77.43°E]	5	9.7	4.2
2015.08.15, 08:30	2015.08.17, 21:00	ОБМБ, Sc	60 ч 30 мин	7	2015.08.17, 06:08:58// [45.35°N; 76.00°E]	20	9.6	4.4
2015.09.10, 12:00	2015.09.12, 18:00	ОБМБ	54 ч 00 мин	7	2015.09.11, 09:24:32// [38.78°N; 75.22°E]	5	9.0	4.2
					2015.09.12, 08:40:08// [40 47°N· 78 45°F]	10	9.7	4.4

Таблица. Геомагнитные бури, которые могли служить триггерным механизмом для землетрясений

Примечание: к – локальный индекс геомагнитной активности (по данным геомагнитной обсерватории Алма-Ата

<u>http://www.geomag.ionos.kz</u>); К – энергетический класс землетрясения; БМБ – большая магнитная буря; ОБМБ – очень большая магнитная буря; Sc – магнитная буря с внезапным началом. Информация по сейсмическим событиям получена по данным: ГУ «Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция Комитета науки МОН РК» (<u>http://www.some.kz/index.php);</u> Казахстанского национального центра данных /Автоматический бюллетень (<u>http://www.kndc.kz</u>) [20].

Выводы

Оценка геомагнитной обстановки в период сейсмических событий, произошедших на Северном Тянь-Шане, в одном из высокосейсмичных регионов континентальной сейсмичности, получена с использованием выборки 167 сейсмических событий с магнитудой $M \ge 4.0$ в радиусе не более 350 км от г. Алматы за период с 01.01.2013 г. по 15.09.2015 г.

Сбор, обработка, визуализация и анализ геомагнитных данных (минутных значений вариаций Х,Ү,Z-компонент и полного вектора F геомагнитного поля) проведены по данным обсерватории «Алма-Ата» в сейсмоактивные периоды. Показано, что вариации геомагнитных параметров (Х, Ү, Z, F) отражают состояние геомагнитной обстановки, связанной, в первую очередь, с гелиогеофизической обстановкой, на фоне которых не представляется возможным выделить возмущения литосферного характера. Рассматриваемый период 2013 - 2015 гг. относится к 24 циклу солнечной активности и является периодом аномально низкого максимума солнечной активности.

За анализируемый период проведена выборка значений планетарных kp-индексов и локальных kиндексов геомагнитной активности за несколько суток до, во время и после главного толчка землетрясений. За эти же периоды приведены характеристики имевших место геомагнитных бурь. Дана статистическая оценка эффектов больших и очень больших магнитных бурь, которые могли служить триггерным механизмом для землетрясений. Выполненный анализ не показал статистически значимую зависимость сейсмической активности на Северном Тянь-Шане от геомагнитных возмущений. В литературе, например в [5], отмечается связь между значительными перепадами (градиентами) горизонтальной Н-составляющей геомагнитного поля и магнитудой сильнейших (М>8.0) глубокофокусных землетрясений. В рассматриваемый нами период таких событий не было.

Исследования выполнены в рамках грантового проекта № 0079/ГФ4.

Литература

- 1. Соболев, Г.А. Физика землетрясений и предвестники / Г.А. Соболев, А.В. Пономарев. М.: Наука, 2003. 282 с.
- 2. Закржевская, Н.А. О связи сейсмичности с магнитными бурями / Н.А.Закржевская, Г.А. Соболев, Е.П. Харин // Физика Земли. 2001. № 11. С. 6 15.
- Соболев, Г.А. О возможности влияния магнитных бурь на сейсмичность / Г.А. Соболев, Н.А. Закржевская // Физика Земли. – 2002. – № 4. – С. 3 - 15.
- Тертышников, А.В. Оценки практической значимости геомагнитных предвестников сильных землетрясений / А.В. Тертышников // Гелиогеофизические исследования: Результаты исследований геофизических рисков. – 2013. – № 3. – С. 63–70.
- Бахмутов, В.Г. Морфологические признаки в структуре геомагнитных вариаций в период подготовки сильнейшего землетрясения 25 марта 1998 г. в Антарктиде / В.Г. Бахмутов, Ф.И. Седова, Т.А. Мозговая // Украинский антарктический журнал. – 2003. – № 1.– С. 54 - 60.

- 6. Соболев, Г.А. Механоэлектрические явления в Земле / Г.А. Соболев, В.М. Демин. М.: Наука, 1980. 215 с.
- 7. Будько, Н. Космическая среда вокруг нас / Н. Будко [и др] . Троицк: ТРОВАНТ, 2005. С. 158 173.
- 8. Амиантов, А.С. Вариации магнитного поля Земли / А.С. Амиантов, А.Н. Зайцев, В.И. Одинцов, В.Г. Петров . М.: ИЗМИРАН, 2001. 53 с.
- Maus, S. The US/UK World Magnetic Model for 2010-2015 / Maus, S. [et al] // NOAA Tech.: Report NESDIS/NGDC.- 2010.-75 p.
- 10. Finlay, C. C. International Geomagnetic Reference Field: the eleventh generation. Geophys / C. C. Finlay [et al] // J. Int., 2010, December . P. 1216 1230.
- 11. Нечаев, С.А. Руководство для стационарных геомагнитных наблюдений / С.А. Нечаев . Иркутск: Издательство института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2006. С. 98 119.
- 12. Okada, M. Report of Measurement Session Intercomparisons and Tests of Geomagnetic Instruments and Measurement Training at the Kakioka Magnetic Observatory, Japan, in 2004 / M. Okada // Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments, Data Acquisition and Processing, Proceedings November 9 - 17, 2004, Japan. – 2004. – P. 6 - 23.
- 13. Sokolova, O.I. System for recording variations of Earth's magnetic field at the "Alma-Ata" geomagnetic observatory // O.I. Sokolova // J. Ind. Geophys. Union Special Volume-2. –2016 –P. 76 79.
- 14. INTERMAGNET Technical Reference Manual. Ver. 4.6 Edinburg, UK, 2012. P. 5 8.
- 15. Разработать математические модели и исследовать литосферно-ионосферные процессы в период активизации геодинамических явлений: отчет о НИР (промежуточ.) / АО «Национальный центр космических исследований и технологий» ДТОО «Институт ионосферы»; рук. Жантаев Ж.Ш.; исполн.: Ким А.С. [и др.]. Алматы, 2013. 149 с. № ГР 0112РК00293. Инв. № 0213РК01023.
- 16. Разработать математические модели и исследовать литосферно-ионосферные процессы в период активизации геодинамических явлений: отчет о НИР (промежуточ.) / АО «Национальный центр космических исследований и технологий» ДТОО «Институт ионосферы»; рук. Жантаев Ж.Ш.; исполн.: Ким А.С. [и др.]. Алматы, 2014. 116 с. № ГР 0112РК00293. Инв. № 0214РК00577.
- Инчин, А.С. Методики и программное обеспечение системы комплексной обработки спутниковых и наземных измерений для исследования предвестников землетрясений / А.С. Инчин [и др.] // Прикладные космические исследования в Казахстане, под ред. Мусабаева Т.А., Жантаева Ж.Ш. – Алматы: Дайк-Пресс, 2010. – Т. 6. – С. 136 - 142.
- 18. Отнес, Р. Прикладной анализ временных рядов / Р. Отнес, Л. Эноксон . М.: Мир, 1982. 428 с.
- Молдабеков, М.М. Казахстанская космическая система научного назначения: прикладные аспекты / М.М. Молдабеков, А.С. Инчин // Прикладные космические исследования в Казахстане, под ред. Мусабаева Т.А., Жантаева Ж.Ш. – Алматы: Дайк-Пресс, 2010. – Т. 6. – С. 131 - 135.
- 20. Казахстанский национальный центр данных: Автоматический бюллетень [Электронный ресурс] // http://www.kndc.kz/index.php/ru/sejsmicheskie-byulleteni/automatic-bulletin

2013-2015 ЖЫЛДАР КЕЗЕҢІНДЕ СОЛТҮСТІК ТЯНЬ-ШАНЬДАҒЫ ҚАТТЫ ЖЕРСІЛКІНУЛЕР КЕЗЕҢІНДЕ ЖӘНЕ КЕЙІНІНДЕГІ ГЕОМАГНИТТІК ӨРІСІНІҢ КҮЙІН ТАЛДАУ

Мукашева С. Н., Ким А. С., Соколова О. И., Бурлаков Г. В., Качусова О. Л., Шарипова Г.

Ұлттық ғарыштық зерттеу және технологиялар орталығының Ионосфера институты, Алматы, Қазақстан

Орталық Азия мен Қазақстанның жоғары сейсмикалылық ауданының бірі – Солтүстік Тянь-Шаньда, континенталь сейсмикалық аймағында болған М≥5.0 магнитудасымен жерсілкінулер кезеңінде геомагниттік өрісінің күйін зерттеу нәтижелері келтірілген. Алматы қаласынан ≤350 км радиусында [43.2°N; 76.9°E] 2013 ж. 01.01-нен 2015 ж. 09.15-іне дейінгі кезеңінде болған оқиғалар қарастырылған. Геомагниттік өрісінің күйін бағалау үшін «Алма-Ата» геомагниттік обсерваторияның (халықаралық коды – ААА; гографиялық координаттары: 43.25°N; 76.95°E; геомагниттік координаттары: 34.3°N, 152.7°E) деректері қолданылған.

ANALYSIS OF GEOMAGNETIC FIELD BEFORE, DURING AND AFTER THE LARGE EARTHQUAKES IN NORTHERN TIAN-SHAN IN THE PERIOD 2013-1015

S. N. Mukasheva, A. S. Kim, O. I. Sokolova, G. V. Burlakov, O. L. Kachusova, G. Sharipova

Institute of Ionosphere, National Center for Space Research and Technology, Almaty, Kazakhstan

The paper shows the investigation results of the geomagnetic field for earthquakes with magnitude M \geq 5.0 occurred at the region of continental seismicity – Northern Tian-Shan, one of the most seismically active region of Central Asia and Kazakshtan. The events in the period from 01.01.2013 to 15.09.2015 occurred within 350 km radius of Almaty [43.2°N; 76.9°E] were considered. To estimate the condition of the geomagnetic field, the data of the geomagnetic observatory "Alma-Ata" were used (international code – AAA; geographic coordinates 43.25°N; 76.95°E; geomagnetic coordinates 34.3°N, 152.7°E).

УДК 621.039.09

ОСОБЕННОСТИ ДАЛЬНЕЙ МИГРАЦИИ РАДИОНУКЛИДОВ ПОДЗЕМНОГО ЯДЕРНОГО ВЗРЫВА «ГЛОБУС-1» К ПОДЗЕМНЫМ ИСТОЧНИКАМ ПИТЬЕВОГО ВОДОСНАБЖЕНИЯ КИНЕШЕМСКОГО РАЙОНА ИВАНОВСКОЙ ОБЛАСТИ

^{1,2)} Голубов Б. Н., ³⁾ Сапожников Ю. А.

¹⁾ Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия ²⁾ Институт океанологии РАН имени П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия ³⁾ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Мирный подземный ядерный взрыв (ПЯВ) «Глобус-1» был проведен 19.09.1971 г. в Ивановской области России. Взрыв сопровождался аварийным выбросом радионуклидов ПЯВ в атмосферу. Дополнительное радиоактивное загрязнение произошло в 1976-1977 гг. в результате аварийного бурения двух скважин. В 2010 г. техногенные радионуклиды проведенного ПЯВ впервые обнаружены в подземных источниках водоснабжения в шести поселках, удаленных от эпицентра ПЯВ на 4–7 км.

Введение

Подземный ядерный взрыв (ПЯВ) «Глобус-1» был проведен 19.09.1971 г. в Кинешемском районе Ивановской области с целью глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) земной коры [1, 2]. Мощность ПЯВ составила 2,3 кт, глубина заложения заряда – 610 м. Эпицентр взрыва находился в пойме реки Шача, правого притока реки Надога, впадающей в Горьковское водохранилище на левом берегу реки Волги (рисунок 1).



Красный кружок – эпицентр ПЯВ «Глобус-1». Красная точка – место отбора проб подземных вод в декабре 2011 г.; цифра рядом с точкой – номер пробы

Рисунок 1. Обзорная карта района исследований

Этот ПЯВ проектировался как камуфлетный взрыв полного внутреннего действия. Но в результате разгерметизации затрубного пространства под действием высокого давления произошел непрогнозируемый аварийный выброс радиоактивных продуктов ПЯВ вместе с водогазовой смесью, песком и глиной. Точное время, длительность и другие показатели выброса в известных источниках не отмечены. Известно только, что вскоре после ПЯВ на технологической площадке мощность дозы гамма-излучения превышала 100 Р/час. Спустя некоторое время после взрыва была проведена частичная дезактивация оборудования и наиболее загрязненных участков местности. Максимальные уровни радиации на территории санитарно-защитной зоны достигали 750 мР/ч, а за её пределами – до 15 мР/ч.

Дополнительное загрязнение промплощадки радиоактивными веществами произошло в 1976 - 1977 гг., в результате бурения двух исследовательских скважин с целью выяснения причин аварии. Параметры, причины и механизмы повторных выбросов в источниках не раскрыты. После повторного загрязнения проведена рекультивация территории технологической площадки. Размеры загрязненного участка равны примерно 60 м на 100 м. В ближайшей к боевой скважине деревне Галкино мощность доз гамма-излучения находились в пределах естественного регионального фона 5 - 9 мкР/ч [1].

По состоянию на 2005 г. мощность дозы гаммаизлучения в зоне радиоактивного загрязнения находилась в диапазоне от 8 до 380 мкР/час, а в местах вскрытия могильников составляла почти 3000 мкР/час. В [2] утверждается, что на прилегающей к объекту «Глобус-1» территории сохраняется естественный радиационный фон в пределах от 5 до 15 мкР/час. В 2002 - 2003 гг. усилиями ФГУП «ВНИ-ПИпромтехнологии « проведены изоляционные работы вблизи эпицентра ПЯВ, а также отвод русла реки Шача на безопасное расстояние. Как следует из официального доклада о состоянии окружающей природной среды в Ивановской области в 2010 г. [3], зона ПЯВ «Глобус-1» находится вне сферы хозяйственной и бытовой деятельности. 9 октября 2015 г., на сайте Правительства Ивановской области http://www.ivanovoobl.ru/eventdetails.aspx?id=14861 и в других средствах массовой информации появилось сообщение о том, что ФГУП «РосРАО « завершило работы по устранению опасных последствий ПЯВ «Глобус-1». На территории объекта ликвидированы зарядные, исследовательские и наблюдательные скважины, а также проведена выемка и сортировка

загрязненного грунта. На длительное хранение за пределами региона вывезено 400 м³ загрязненного радионуклидами грунта.

Особого внимания заслуживает то, что во всех публикациях и перечисленных выше официальных документах не допускалось представление о возможной дальней миграции радионуклидов ПЯВ «Глобус-1» с подземными водами в сторону населенных пунктов на берегу Горьковского водохранилища. Вместе с тем, накопленный опыт обследования ряда других зон ПЯВ [4, 5, 6] убеждает, что ореолы радиоактивного загрязнения недр, подземных вод и дневной поверхности зачастую распространяются от эпицентра ПЯВ на расстояние до десятка и более км.

С 17 по 20 декабря 2011 г. по инициативе авторов данной статьи и при поддержке администрации Кинешемского района Ивановской области проведено рекогносцировочное обследование радиационной обстановки в зоне ПЯВ «Глобус-1». Отбор проб грунта, растительности и подземных вод, а также дозиметрические наблюдения в районе этого ПЯВ осуществляли Б.Н. Голубов, Ю.Н. Тоцкий и А.В. Антипов. Лабораторные работы камерального периода осуществлены на кафедре радиохимии химического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Цель настоящей статьи – охарактеризовать результаты исследований, которые впервые выявили дальнюю миграцию радиоактивных продуктов ПЯВ «Глобус-1» с подземными водами.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ И ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Радиометрические наблюдения

Радиометрические наблюдения проведены 19 декабря 2010 г. вблизи эпицентра ПЯВ «Глобус-1» с использованием освидетельствованного радиометра сцинтилляционного геологоразведочного СРП-68. Измерения проведены вдоль двух ортогональных профилей с пересечением в эпицентре ПЯВ «Глобус-1». Координаты концевых точек профилей определены с помощью навигатора GPS. Расстояние между пикетами по профилю составляло 3 м. Результаты выполненных наблюдений приведены в таблице1.

Радиохимический анализ проб воды, почв и растительности. Объем водной пробы 5 литров, объем пробы почвы 0,15 литра. Водные пробы анализировались на содержание трития, цезия-137, стронция-90 и цезия-137. Предварительно пробы отфильтровывались через мембранный фильтр с размером пор 0,45 мкм.

Для определения трития из водных проб методом дистилляции отгонялись аликвоты объемом около 10 мл (точный объем определялся взвешиванием). К этим аликвотам в стандартном полиэтиленовом флаконе для жидкостно-сцинтилляционных (ЖС) измерений добавлялся ЖС коктейль OptiPhase Hi Safe-III (Wallac, Финляндия). Смесь равномерно перемешивалась, после чего флакон устанавливался на конвейер ЖС установки "Tricarb-2700TR" (Packard, США) для определения трития.

	Проф	оиль 1		Профиль 2				
Пикет №	Гамма- излучение мкР/ч	Пикет №	Гамма- излучение мкР/ч	Пикет №	Гамма- излучение мкР/ч	Пикет №	Гамма- излучение мкР/ч	
1	8	19	6	1	11	19	14	
2	9	20	7	2	11	20	15	
3	9	21	7	3	10	21	12	
4	9	22	7	4	10	22	12	
5	9	23	7	5	10	23	13	
6	9	24	7	6	10	24	14	
7	9	25	8	7	10	25	16	
8	9	26	15	8	10	26	16	
9	9	27	15	9	9	27	16	
10*)	10	28	12	10	9	28	23	
11	11	29	12	11	9	29	60	
12	10	30	12	12	9	30	61	
13	10	31	11	13	10	31	57	
14	9	32	11	14	12	32	44	
15	9	33	7	15*	12	33	35	
16	9	34	7	16	14	34	26	
17	7	35	7	17	14	35	21	
18	7			18	15	36	15	

Таблица 1. Результаты радиометрических наблюдений вдоль профилей 1 и 2

Примечание: Координаты пикетов на профиле 1: № 1: N 57030,501'; E 042038,026'; № 35: N 57030,463'; E 042038,175'. Координаты пикетов на профиле 2: № 1: N 57030,501'; E 042038,141'; № 36: N 57030,450'; E 042038,084. *) – скважина

Для определения стронция-90 к аликвоте пробы добавлялись носители стронция и иттрия (по 10 мг на пробу) и аммиак до образования осадка гидроксида. Осадок отделялся фильтрованием через мембранный фильтр и затем растворялся в минимальном объеме разбавленной соляной кислоты (1:5). Раствор переносился в стандартный полиэтиленовый флакон для ЖС измерений, где объем препарата доводился до 20 мл (обозначался номером пробы плюс буква Ү). Фильтрат после отделения гидроксида иттрия также переносился в стандартный полиэтиленовый флакон для ЖС измерений, где его объем также доводился до 20 мл (обозначался номером пробы плюс буквы Sr). Измерения выполнялись с помощью того же прибора "Tricarb-2700TR" по черенковскому излучению, возбуждаемому высокоэнергетическими бета-частицами иттрия-90 - дочернего продукта распада стронция-90.

Цезий-137 определялся недеструктивным гаммаспектрометрическим методом с помощью гаммаспектрометра с детектором из сверхчистого германия GC-2300 с относительной эффективностью 30%. В большинстве исследованных проб концентрации цезия-137 не превышали значений, обусловленных глобальными выпадениями.

Результаты определения трития, углерода-14, стронция-90 в водных пробах приведены в таблицах 2 - 4. Полученные данные свидетельствуют, что техногенные радионуклиды ПЯВ «Глобус-1» присутствуют в источниках водоснабжения 6 населенных пунктов (Выползиха, Ефремовка, Стиберское, Лыскариха, Галкино и Ильинское) в заметных концентрациях. По предварительному выводу намечается увеличение концентрации радионуклидов с востока на запад в сторону долины реки Шача. Как отмечено в паспорте буровой скважины № 3, которая была пробурена в поселке Ильинское в сентябре 1982 г., уже тогда при геофизических исследованиях была обнаружена «...радиация пород, которая выражалась в зашкаливании при радиометрии «. Это может указывать на то, что радионуклиды ПЯВ «Глобус-1» к тому времени уже проникли в ствол скважины в поселке Ильинское.

Фактическая глубина обследованных скважин, а также глубина залегания водоносного горизонта не превышает 150 м. Заряд ПЯВ «Глобус-1» размещался на глубине 610 м. Возникает вопрос о путях перетока подземных вод, насыщенных техногенными радионуклидами ПЯВ с больших глубин к вышележащим водоносным горизонтам и, не исключено, в реку Волгу.

Таблица 2. Результаты гамма-спектрометрических измерений активности цезия-137 в пробах воды, растительности (травы), почвы и взвеси из пробы № 6

№№ проб	Название	Удельная активность 137Cs, Бк/л	Погрешность измерения, (± %)						
Пробы подземных вод из источников на удалении от ПЯВ и в его эпицентре									
1	Дер. Выползиха, колодец	0,22	7,2						
2	Дер. Ефремовка, родник	1,19	10,8						
3	Дер. Стиберское, скважина-водокачка	0,95	5,7						
4	Дер. Ласкариха, скважина-водопровод	0,18	5,5						
5	Дер. Галкино, колодец	0,29	11,5						
6	Боевая скважина, обсадная труба	12330	0,5						
7	Пос. Ильинское	0,097	6,8						
	Пробы травы, почвы и взв	еси вблизи эпицентра ПЯВ							
Взвесь 6	Боевая скважина, обсадная труба	89,9	4,7						
Почва	В 3 [×] м Ю-В от «боевой « скважины	9640	0,3						
Трава 1	В 2 [×] м Ю-В от «боевой « скважины	166,2	7,2						
Трава 2	В 5 м севернее «боевой « скважины	5,7	0,7						
Трава 3	Наблюдательная скважина (елочка)	96,5	9,1						

Таблица 3. Результаты определения активности стронция-90 в водных пробах

№№ проб	Название	Удельная активность ⁹⁰ Sr, Бк/л	Погрешность измерения, (± %)		
1	Дер. Выползиха, колодец	0,052	12,3		
2	Дер. Ефремовка, родник	0,039	14,3		
3	Дер. Стиберское, скважина-водокачка	0,026	17,4		
4	Дер. Ласкариха, скважина-водопровод	0,016	22,1		
5	Дер. Галкино, колодец	0,014	25,6		
6	Боевая скважина, обсадная труба	672,6	0,2		
7	Пос. Ильинское	0,012	27,7		

№№ проб	Название	Удельная активность трития, Бк/л	Погрешность измерения, (± %)
1	Дер. Выползиха, колодец	110,5	3
2	Дер. Ефремовка, родник	12	5
3	Дер. Стиберское, скважина-водокачка	4,7	5,3
4	Дер. Ласкариха, скважина-водопровод	0	0
5	Дер. Галкино, колодец	0,4	5,5
6	Боевая скважина, обсадная труба	3228	0,3
7	Пос. Ильинское	0,3	7

Таблица 4. Результаты определения удельной радиоактивности трития в водных пробах

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геологические особенности расположения ядерного заряда ПЯВ «Глобус-1»

В тектоническом отношении район ПЯВ «Глобус-1» приурочен к присводовой части восточного крыла Решемского поднятия юго-восточного склона Московской синеклизы древней Восточно-Европейской платформы. Фундамент, сложенный кристаллическими породами архея, вскрыт здесь скважиной Решма на глубине 2762 м. Платформенный чехол Решемского поднятия выстлан отложениями верхнего протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя, которые образуют три структурно-формационных комплекса: верхнебайкальский, герцинский и альпийский. В гидрогеологическом отношении район ПЯВ «Глобус-1» приурочен к юго-восточной части Московского артезианского бассейна [7, 8], в разрезе которого выделяются два гидрогеологических комплекса: нижний и верхний. Нижний гидрогеологический комплекс объединяет водоносные зоны трещиноватости и их комплексы трещинно-жильных подземных вод, развитые в основном в кристаллических породах фундамента. Верхний гидрогеологический комплекс представляет собой сложную систему водоносных и водоупорных горизонтов, приуроченных к осадочным породам платформенного чехла. В составе этого комплекса выделяются венд-девон-нижнекаменноугольный, средне-верхнекаменноугольно-ассельский, пермо-триасовый и юрско-четвертичный гидрогеологические этажи, которые разделены между собой региональными водоупорами.

Как показано на рисунке 2, ядерный заряд ПЯВ «Глобус-1» на глубине 610 м был заложен в нижнепермской толще карбонатных пород ассельского яруса мощностью 34 м, вблизи поверхности размыва подстилающих известняков оренбургского яруса верхнего карбона и под сульфатной толщей пород сакмарского яруса нижней перми. Ядерное устройство примыкало к трещинно-пластовым и карстовопластовым напорным хлоридным водам средневерхнекаменноугольно-ассельского гидрогеологического подэтажа нижнего гидрогеологического этажа, т.е. располагалось в зоне затрудненного водообмена Московского артезианского бассейна. Заряд был заложен между двумя региональными водоупорами. С одной стороны, он располагался непосредственно под водоупорной толщей гипсов и ангидритов сакмарского яруса, а с другой, - над водоупорной толщей глин верейского горизонта московского яруса на удалении около 320 м от кровли этого горизонта.



Рисунок 2. Геологический разрез района ПЯВ «Глобус-1». Составил Б.Н. Голубов по данным [7, 8, 19]

ПЯВ «Глобус-1» в 1971 г. спровоцировал в массиве горных пород сложную цепь первичных (собственно взрывных) практически мгновенных процессов, а также вторичных (поствзрывных) процессов прогрессирующего разрушения недр и релаксационных геолого-геофизических явлений длительностью от первых часов до многих десятилетий и, вероятно, сотен лет (рисунок 3).



1 – полость ПЯВ (радиус 16 - 23 м, включая области испарения (2,4 - 4,5 м) и плавления (4 - 6,5 м) горных пород; 2 – зона смятия горных пород (4 - 5 м); 3 – зона интенсивного дробления горных пород (46 - 53 м); 4 - зона неупругих деформаций горных пород (160 - 200 м); 5 – зона локальных неупругих деформаций горных пород (210 – 265 м); 6 – столб обрушения свода полости ПЯВ; 7 – зоны откольных явлений; 8 – очаг парогидротермальной активности недр. Зоны сейсмического воздействия ударных волн ПЯВ (9 – 12): 9 – эпицентральная (1320 м); 10 – ближняя (1 – 15 км); 11 – средняя (10 – 100 км); 12 – дальняя (80 – 1000 км). 13 – региональные водоупоры, разрушенные ПЯВ; 14 – направление движения подземных вод, спровоцированное ПЯВ

Рисунок 3. Схема зонального строения недр вокруг полости ПЯВ «Глобус-1»

В основу анализа первичных процессов положены фундаментальные труды по феноменологии и физике ПЯВ [9 - 15], а также результаты изучения радиационной обстановки на многих других зонах ПЯВ [4 - 6].

Первичные процессы ПЯВ «Глобус-1»

Из первичных процессов этого, как и других камуфлетных ПЯВ, выделяются фаза ядерного деления заряда, гидродинамическая фаза и квазистатическая фаза. Для ПЯВ «Глобус-1», как аварийного и не вполне камуфлетного, по мнению авторов, целесообразно выделять также фазу стравливания водогазовой смеси из полости ПЯВ.

Фаза ядерного деления заряда. В результате мгновенной неконтролируемой цепной реакции длительностью несколько наносекунд возникла совокупность различных видов излучений нейтронов и гамма-лучей, освободилось огромное количество энергии. В зарядной камере объемом около 100 м³ возникла рекордно высокая для земных условий концентрация энергии и, как следствие, - высокое давление порядка 1-10 ТПа и температура порядка 10⁶-10⁷ град. Заметный объем массива горных пород перешел в плазменное (ионизованное) состояние, часть горной породы испарилась, возникло пульсирующее скопление высокотемпературной ионизованной плазмы и образовалась первичная полость ПЯВ с ореолом мгновенно вскипевших вокруг неё подземных вод. Наряду с этим карбонатные породы, в которых был заложен заряд ПЯВ «Глобус-1» подверглись термическому разложению, что обусловило генерацию огромных объемов СО2 и других газов, а также паров воды.

Расчетами с использованием формул, приведенных в [9, 15], установлены следующие параметры ПЯВ «Глобус-1»: энергия, выделенная при ПЯВ «Глобус-1» составила около 11·10¹⁹ эрг (1,1·10¹⁹ Дж), что сопоставимо с энергией землетрясения магнитудой 6 (такого, например, как известное разрушительное землетрясение в Скопле в 1963 г (4,4·10¹³ Дж)); начальный радиус полости ПЯВ «Глобус-1» от 10 до 23 м; радиус области испарения - 2,4 - 4,5 м; радиус плавления породы - до 4 - 6,5 м; мощность зоны смятия горных пород - 4 - 5 м; радиус зоны трещиноватости и значительного увеличения проницаемости горных пород - от 75 - 100 м до 160 -250 м. Т.е. полость ПЯВ «Глобус-1» примерно на две трети охватила толщу доломитов и известняков ассельского яруса и затронула подстилающие карбонатные породы оренбургского яруса. Зона повышенной трещиноватости пород охватила часть разреза от оренбургского до сакмарского ярусов включительно (по максимальной оценке - от низов московского яруса до верхов татарского). И это значит, что в рассматриваемую фазу ПЯВ «Глобус-1», несомненно, мгновенно разрушил водоупорную толщу гипсов и ангидритов сакмарского яруса, но не затронул региональный водоупор глин верейского горизонта.

Радиоактивные вещества, образовавшиеся при ПЯВ, разделяются на три вида: 1) непрореагировавшее остаточное ядерное топливо; 2) радионуклиды, образовавшиеся в конструкционных материалах и горных породах при захвате избыточных нейтронов, освобождаемых при взрыве; 3) радиоактивные продукты распада как результат происходящих при ПЯВ процессов расщепления легких ядер тепловых нейтронов с вылетом альфа-частиц или протона.

Коэффициент полезного действия любого ядерного взрыва весьма низок и варьирует от долей до первых десятков процентов. Поэтому основная доля делящегося материала, представленного ураном-235, плутонием-239, тритием, реже – ураном-238, не реагирует, а рассеивается при взрыве. На каждую килотонну тротилового эквивалента мощности ПЯВ образуется примерно 37 г продуктов деления - высокоактивных осколков; через 1 мин после взрыва их активность по гамма-излучению эквивалентна активности 30 тыс. т радия. Т.е. ПЯВ «Глобус-1» мощностью 2,3 кт мог образовать примерно 85 г осколков деления. Взрыв ядерного заряд мощностью 1 кт образует 2,9.10²³ частиц деления, массовые числа которых находятся в пределах от 72 (цинк) до 166 (диспрозий). Преобладает две группы ядер с массовыми числами 86 - 96 и 138 - 142, соответственно, т.е. большинство продуктов деления, насчитывающих около 80 разновидностей, представляет собой радиоактивные изотопы более легких элементов. Отсюда следует, что ПЯВ «Глобус-1» образовал 6,67·10²³ частиц деления. Однако, если учесть оценки в [16], относящиеся к исследованиям на ядерном полигоне Невада, где отмечено, что на одну килотонну ядерного взрыва приходится примерно 60 г радионуклидов, то приведенная выше оценка суммарного выхода осколков деления для ПЯВ «Гло-

бус-1» может являться заниженной. В [16] установлено также, что осколки расплавленного материала горных пород, развитых в районе Невадского испытательного полигона, представлены обычно в расстеклованном или кристаллическом видах, и они содержат Cs, Sr, Kr, U, а также продукты деления ¹⁰⁶Ru, ¹²⁵Sb, ¹³⁷Cs, ¹⁵⁵Eu и активации ⁵⁴Mn, ⁶⁰Co, ¹⁵⁴Еи. Следует отметить, что в 1960-е годы, когда проводились первые ПЯВ, в перечень продуктов деления ядерного заряда ПЯВ включали 73 изотопа с периодами полураспада от 33 лет до 1,2 часа [15]. Допускалось, что каждый ПЯВ образует в основном лишь короткоживущие радиоактивные изотопы, а длительно живущие такие изотопы являются единичными. Но после детального обследования полигона Невада [17] и ряда зон ПЯВ, проведенных на территории бывшего СССР и островах Тихого океана (Франция), стало очевидным, что нуклидный состав неразделенной смеси продуктов ядерного деления изменяется во времени вследствие радиоактивного распада и, в конечном счете, обогащается долгоживущими продуктами деления. Поэтому перечень долгоживущих радионуклидов, генерируемых ПЯВ, был расширен в несколько десятков раз, что относится и к ПЯВ «Глобус-1».

Второй вид радионуклидов, который образуется в конструкционных материалах и горных породах при захвате избыточных нейтронов, освобождаемых при взрыве. для зоны ПЯВ «Глобус-1» пока детально не исследован.

Не обладая электрическим зарядом, нейтроны слабо взаимодействуют с электронными оболочками атомов и в отличие от заряженных частиц не вызывают ионизацию атомов. Поэтому при прохождении нейтронов через вещество основное значение имеют их столкновения с ядрами атомов. Быстрые нейтроны обычно рассеиваются или изредка участвуют в делении тяжелых ядер, например, урана – 235. Медленные (тепловые) нейтроны, обладающие небольшой энергией, как правило, захватываются ядром атома, что сопровождается испусканием гамма - излучения и образованием нового изотопа, отличающегося от изотопа, захватившего нейтрон, по массовому числу на единицу. Таким образом, изотопные соотношения смещаются: стабильные элементы превращаются в радионуклиды, и горные породы в зоне взрыва приобретают наведенную активность. В результате происходит изменение естественного распределения изотопов в горных породах, подземных водах и газах. Для каждого ядерного взрыва оно неодинаково и наиболее ощутимо для легких нуклидов с атомной массой до 40 а.е.м., среди которых особо выделяются водород, углерод и некоторые другие элементы. Характер таких изменений в зоне ПЯВ «Глобус-1» пока детально не исследован.

Третий вид радиоактивных продуктов распада образуется в результате происходящих иногда при ПЯВ процессов расщепления легких ядер тепловых нейтронов с вылетом альфа-частиц или протона. В определенных условиях при гамма-облучении минералы и породы могут быть источниками нейтронов. От того, в среду с какими нейтронными характеристиками попадают продукты ПЯВ, зависит интенсивность их энерговыделения. Для ПЯВ «Глобус-1» этот вопрос тоже остается пока без ответа, что затрудняет оценку надежности изоляции остаточных продуктов этого ПЯВ.

При взрыве атомной бомбы, в зависимости от типа её ядерного горючего, продуцируется от 0,7 до 2 кг трития на одну мегатонну взрыва [18], т.е. в результате ПЯВ «Глобус-1» могло образоваться от 1,6 до 4,6 г трития. Если учесть, что до проведения на планете ядерных испытаний в водах Мирового океана естественным образом накопилось 800 г трития, в континентальных водах – 9 г и в атмосфере – 18 г, то ПЯВ «Глобус-1» может быть оценен как источник весьма высокого содержания трития глобального уровня. Поскольку ПЯВ «Глобус-1» осуществлялся в известняках, то это могло привести к образованию так называемых карбонатных частиц, отличающихся высокой радиоактивностью и хорошей растворимостью в природных водах.

Гидродинамическая фаза длилась несколько миллисекунд и характеризовалась возникновением двух импульсов распространения волн напряжения в массиве горных пород. Первый импульс - относительно слабая медленно бегущая с дозвуковой скоростью упругая волна (упругий предвестник). Второй импульс - мощная ударная волна, на формирование которой затрачено около 50% энергии ПЯВ. Этот импульс обусловил скачкообразное увеличение давления, плотности, температуры и скорости движения вещества в относительно тонком переходном слое мощностью до нескольких метров. Ударная волна распространялась со сверхзвуковой скоростью, обогнала упругую волну и около половины своей энергии затратила на фазовые превращения минералов вмещающих горных пород, в которых возникли характерные планарные структуры и полосы сдвига. В результате к полости ПЯВ стала примыкать зона смятия горных пород. Состояние высокого давления сохранялось на протяжении не более 10-3 - 10-1с и привело к резким изменениям свойств среды. Поэтому после разгрузки от высокого давления массив горных пород в окрестностях ПЯВ «Глобус-1» стал обладать новыми физико-механическими свойствами и уже не возвратился в первоначальное состояние, в нем сохранились достаточно высокие остаточные напряжения.

В интервале ~50–100 мс сила ударной волны оказалась достаточной для того, чтобы вызвать интенсивную вибрацию стенок полости ПЯВ, раздробить горные породы и внедрить расплав в микротрещины и трещины. Таким образом, массив горных пород подвергся объемному и жильному радиоактивному загрязнению, распределение которого определялось следующей новообразованной зональностью массива горных пород. Для ПЯВ «Глобус-1» параметры зон определены в соответствии с [9]: 1) зона смятия горных пород - размер от 16 до 19 м; 2) зона интенсивного дробления горных пород - размер от 46 до 53 м (в интервале разреза от оренбургского до сакмарского яруса); 3) зона неупругих деформаций массива горных пород с возможными единичными новыми трещинами, а также ослабленными породами - на расстоянии от 65 до 80 м; 4) зона локальных неупругих деформаций массива горных пород - до расстояний 200 – 220 м/кт^{1/3}.

Две зоны в ближней окрестности центра ПЯВ были охвачены подвижками массива горных пород до выхода сейсмической волны на дневную поверхность и формировались за счет распространения волны сжатия (возникшей в гидродинамическую фазу ПЯВ) и вытеснения этой волной определенного объема среды. Поскольку дробление и прогрев горных пород оказались наиболее интенсивными, то эти две зоны стали превращаться в длительно действующий очаг гидротермальной активности с чрезвычайно высокой подвижностью. Эта активность распространяется на напорные подземные воды двух гидрогеологических подэтажей: средне-верхнекаменноугольно-ассельского и пермотриасового, поскольку разделявший эти подэтажи региональный водоупор гипсов и ангидритов сакмарского яруса был разрушен.

Зона локальных неупругих деформаций массива горных пород в районе ПЯВ «Глобус-1» сформировалась в виде вывалов из кровли погребенных карстовых пустот и пещер в карбонатных породах девонской, каменноугольной и пермской систем. Под полостью ПЯВ такое явление могло возникнуть в толще известняков оренбургского, гжельского и московского ярусов, а над полостью ПЯВ охватить разрез закарстованных пород сакмарского и казанского ярусов.

Квазистатическая фаза. На протяжении нескольких секунд или минут после срабатывания ядерного заряда, параллельно с разгрузкой горного массива от высокого давления и успокоением колебаний полости ПЯВ, по её стенкам растекался расплав горных пород, который скапливался на дне полости. По мере того, как давление в полости падало и приближалось к литостатическому, на удалении от полости ПЯВ в это время продолжалось обратное движение ударной и более слабой упругой волн, которые затронули отдаленную часть долины реки Шача, береговой зоны реки Волги и т.д. По результатам воздействия ПЯВ на горные породы в зависимости от характера подвижек грунта и основных типов сейсмических волн, возбужденных ПЯВ, выделяют эпицентральную, ближнюю, среднюю и дальнюю зоны, радиусы которых определены для ПЯВ «Глобус-1» в соответствии с методикой, предложенной в [9].

- Эпицентральная зона радиусом ~1320 м характеризуется формированием зон откольного разрушения горных пород после отражения волны сжатия от свободной поверхности или других отражающих границ. В окрестности объекта «Глобус-1» такие откольные явления могли возникнуть над полостью ПЯВ на контакте карбонатных и терригенных пород в основании татарского яруса, уржумского и северодвинкого горизонтов, а также на контакте песчаных и глинистых прослоев в основании келловея, валанжина и, не исключено, внутри апта. Под полостью ПЯВ зоны откольного разрушения могли возникнуть на контакте терригенных и карбонатных пород вблизи основания московского и визейского ярусов, подошвы саргаевского горизонта франского яруса, на множестве контактов песчаников и глин в нижней части франского яруса, внутри живетского яруса и, не исключено, внутри вендского комплекса верхнего протерозоя.

- Ближняя зона (от 1 до 10 - 15 км) характеризуется преобладающим действием прямых объемных волн, распространявшихся непосредственно из очага ПЯВ во все стороны на огромные расстояния сквозь толщу всей Земли за исключением ядра, не пропускающего поперечные волны. Максимальные скорости колебаний здесь были связаны в основном с продольной волной, которая регистрируется в этой зоне как прямая волна сжатия. В ближней зоне эпицентра продольные волны имеют преимущественно вертикальную поляризацию, а поперечные - горизонтальную поляризацию, т.е. вблизи эпицентра ПЯВ «Глобус-1» первый толчок ощущался как вертикальный удар, а после прихода более медленной поперечной волны здесь могли ощущаться горизонтальные смещения. При этом вертикальные поверхности крутопадающих разрывов, а также, вероятно, крутых стенок разновозрастных погребенных карстовых пустот и палеодолин рек играли роль отражающих поверхностей, вблизи которых, несомненно, возникла совокупность вторичных интерферирующих между собой отраженных волн. При прохождении таких волн возникали, в частности, растягивающие напряжения и в пределах Решемского тектонического поднятия возникли новообразованные трещины. На удалении 0,5 – 1,5 км от эпицентра ПЯВ «Глобус-1» распространялись также поверхностные волны Релея. В бортах долины р. Шача и соседних водотоков они возбуждали колебания среды в вертикальном и горизонтальном направлениях. Постепенно из-за неоднородностей строения массива горных пород более значимыми здесь становились тангенциальные компоненты колебаний.

– Средняя зона (от 10 - 15 до 80 - 100 км) характеризуется доминированием головных продольных объемных волн, пришедших из кристаллического фундамента, расположенного в районе ПЯВ «Глобус-1» на глубине 2762 м. Интенсивность колебаний в этой зоне во многом определялась свойствами горных пород.

– Дальняя зона (свыше 80 - 100 км, примерно до 1000 км) характеризуется появлением закритически отраженных объемных волн от границы Мохоровичича. Расстояния, на котором появляются эти волны и их интенсивность тесно связаны с особенностями скоростного разреза земной коры.

Общая продолжительность колебаний в сейсмической волне на удалении 150 км от ПЯВ составляла примерно 100 – 150 с.

Фаза стравливания водогазовой смеси из полости ПЯВ. Отнесение этой фазы к первичным процессам ПЯВ «Глобус-1» весьма условно, поскольку, как уже отмечено, показатели аварийного выброса, возникшего при проведении этого ПЯВ, пока неизвестны. Нет сведений о длительности интервала времени от момента срабатывания ядерного заряда этого ПЯВ до момента разгерметизации затрубного пространства боевой скважины и непрогнозируемого выброса радиоактивных продуктов из недр в атмосферу вместе с водогазовой смесью. Если этот интервал оказался незначительным, то из боевой скважины и её затрубного пространства могли быть выброшены в атмосферу короткоживущие радиоактивные изотопы. Кроме того, неизвестны размеры и направление движения радиоактивного облака, накрывшего местность вокруг боевой скважины. Поэтому оценки радиационной обстановки в зоне ПЯВ «Глобус-1», которые приведены в официальных изданиях Федерального агентства России по атомной энергии [1, 2] и других источниках, не могут считаться полными и анализ особенностей рассматриваемой фазы является задачей дальнейших исследований.

Поведение радионуклидов, которые были выброшены при ПЯВ, определялось их химической подвижностью, рельефом и, судя по карте четвертичных отложений, физико-химическими свойствами почв трех основных типов [19]. Во-первых, это кварцевые глинистые пески, которые выстилают в основном водораздельные пространства и характерны для флювиогляциальных отложений днепровского ледника. Во-вторых, - пески и суглинки флювиогляциальных и аллювиально-флювиогляциальных отложений московской стадии оледенения. В-третьих, верхнечетвертичные суглинки и пески двух надпойменных террас реки Шача. Со временем радионуклиды перемещались по вертикальному профилю этих почв на глубину, которая обычно не превышает нескольких сантиметров. Не исключено, что местами, в сильновыщелачиваемых почвах, отдельные нуклиды, которые образуют слабосорбируемые комплексы, могли мигрировать на глубину в несколько десятков сантиметров и достигнуть грунтовых вод.

Но в целом, по мнению авторов, аварийный выброс радионуклидов при проведении ПЯВ «Глобус-1» не мог обусловить радиоактивное загрязнение глубоких горизонтов подземных вод. Источник такого загрязнения следует искать в массиве горных пород, разрушенном ПЯВ.

Вторичные (поствзрывные) процессы в зоне ПЯВ «Глобус-1»

Среди вторичных процессов камуфлетных ПЯВ обычно выделяют четыре фазы: 1) обрушения свода полости ПЯВ; 2) афтершоков: 3) парогидротермальной активности; 4) прогрессирующего разрушения массива горных пород. Две последние фазы перекрываются по времени проявления, и на их фон накладывается также фаза аварийного выброса в 1976 - 1977 гг. продуктов ПЯВ «Глобус-1» водогазовой смеси при бурении двух скважин (т.е. через 5 - 6 лет после ПЯВ «Глобус-1»).

Фаза обрушения свода полости ПЯВ возникла, вероятно, через несколько десятков минут или часов после взрыва и завершилась формированием так называемого «столба обрушения «, который в первом приближении имеет форму цилиндра высотой около 100 м и радиусом, близким к радиусу полости ПЯВ (11 - 23 м). Этот столб обрушения охватил почти две трети мощности водоупорной толщи ангидритов и доломитов сакмарского яруса. Действуя подобно штампу, этот столб возбудил горный удар, который был способен спровоцировать гидроразрывы пластов в основании полости ПЯВ и под ней зону повышенной проницаемости горных пород, охватывающий разрез карбонатных толщ верхнего карбона.

Фаза афтершоков (поствзрывных землетрясений). Необратимые деформации значительных объемов массива горных пород, возникшие при ПЯВ «Глобус-1», в свою очередь, должны были возбудить наведенную сейсмичность. В результате в окрестностях этого объекта могли возникнуь новые землетрясения (афтершоки), повлекшие дальнейшее снижение прочности горных пород. Наблюдения за афтершоками этого ПЯВ не проводились. Теоретически радиус зоны афтершоков, возбужденных этим ПЯВ, оценен в 1600 м, сейсмическая энергия отдельных афтершоков не более 10⁷ Дж; магнитуда - в пределах 1 – 2 (слабые землетрясения). Данные сейсмологических наблюдений в окрестности других ПЯВ показывают, что число поствзрывных афтершоков может достигать нескольких тысяч, их эпицентры могут располагаться в радиусе около 15 км, гипоцентры сосредоточены обычно в интервале глубин 1 - 5 км, а длительность фазы афтершоков варьирует от пяти суток до трёх месяцев. Несомненно, афтершоки обусловили гидроразрывы пластов и способствовали аварийному выбросу подземных вод и техногенных радионуклидов из боевой скважины вскоре после ПЯВ.

Фаза парогидротермальной активности является следствием чрезвычайно высокого повышения температуры в эпицентральной зоне ПЯВ. Это порождает длительное существование вокруг полости ПЯВ зоны теплового воздействия, обеспечившее вскипание подземных вод, сокращение слоя сезонного промерзания грунтов и усиление дегазации недр. Поскольку теплопроводность горных пород весьма низкая, то при условии идеальной герметичности полости ПЯВ, как показывают расчеты, полное охлаждение её до начальной температуры окружающей среды должно продолжаться не менее ста или полутора сотен лет. В действительности это остывание, особенно применительно к условиям аварийного выброса продуктов ПЯВ «Глобус-1» в атмосферу, происходит гораздо быстрее. Это обусловлено тем, что стенки полости ПЯВ не являлись герметичными и промываются подземными водами, газами и т.д. Оценка длительности этой фазы является предметом отдельного исследования.

Фаза прогрессирующего разрушение недр в окрестности объекта «Глобус-1» соответствует длительному процессу перехода массива горных пород в зоне ПЯВ в новое неравновесное состояние. На протяжении ряда лет этот переход, вероятно, сопровождается здесь изменением размера блоков горных пород, перераспределением точек концентрации напряжений, образованием новых трещин и т.д. В результате вокруг объекта «Глобус-1» стали обособляться контуры медленно движущихся объемов горных пород, именуемых динамическими структурами, которые стали нарушать относительную устойчивость массива.

Фаза аварийного выброса продуктов ПЯВ «Глобус-1» в 1976 - 1977 гг. Свидетельством незавершенности прогрессирующего разрушения недр и их гидротермальной активности в зоне ПЯВ «Глобус-1» могут служить аварийные выбросы радионуклидов данного ПЯВ с пластовыми водами при бурении двух скважин через 5 - 6 лет после завершения взрывных работ. Но, как уже отмечено, объемы, интенсивность, причины и механизмы таких выбросов пока неизвестны. Поэтому затруднена и оценка параметров динамических структур, развитие которых было спровоцировано поствзрывными процессами в зоне ПЯВ «Глобус-1». Для определения истинных масштабов дальней миграции радионуклидов этого ПЯВ с подземными водами необходимы дальнейшие исследования.

Выводы

1. ПЯВ «Глобус-1» сформировал в недрах Решемского тектонического поднятия субвертикальную трубообразную зону дробления горных пород. Эта новообразованная структура пронизывает сложную систему высоконапорных водоносных и водоупорных горизонтов верхнего гидрогеологического этажа Московского артезианского бассейна, отличается длительной геодинамической и гидротермальной активностью, которая, вероятно, не затухает до сих пор и обеспечивает дальнюю миграцию радионуклидов ПЯВ с подземными водами.

2. Техногенные радионуклиды ПЯВ «Глобус-1» присутствуют в подземных источниках водоснабжения 6 поселков Кинешемского района Ивановской области (Выползиха, Ефремовка, Стиберское, Лыскариха, Галкино и Ильинское) на удалении до 6 - 7 км от боевой скважины, т.е. объект «Глобус-1» находится в сфере хозяйственной и бытовой деятельности.

3. Дезактивации местности вблизи эпицентра ПЯВ «Глобус-1», спрямление русла реки Шача вблизи этого объекта и ликвидация боевой, а также соседних скважин, осуществляемые усилиями ФГУП «ВНИПИпромтехнологии « и «РосРАО «, не предотвращают дальнюю миграцию радионуклидов этого ПЯВ с подземными водами к источникам питьевого водоснабжения.

4. Длительность, интенсивность, а также опасность радиоактивного загрязнения подземных вод продуктами ПЯВ «Глобус-1» нуждается в уточнении по двум основным позициям. Во-первых, необходимо на основе данных радиационной разведки восстановить начальную картину распределения короткоживущих и долгоживущих радиоактивных изотопов в почвах, поверхностных и грунтовых водах от момента срабатывания ядерного заряда ПЯВ «Глобус-1» до момента аварийного выброса радиоактивных продуктов этого ПЯВ в атмосферу, а также в период движения возникшего таким образом радиоактивного облака. Во-вторых, необходимо уточнить особенности дополнительного радиоактивного загрязнения недр и местности в зоне ПЯВ «Глобус-1», возникшего в 1976 - 1977 гг. в результатах бурения двух аварийных скважин. Подспорьем в решении этой задачи могут явиться акты государственной комиссии о причинах этих аварий.

5. Источники подземного питьевого водоснабжения в 6 указанных выше населенных пунктах необходимо привести в безопасное состояние в соответствии с требованиями статьи 26 Закона Российской Федерации «О недрах « и других законодательных актов.

6. Использование ПЯВ для проведения ГСЗ зарекомендовало себя как опасную с природоохранной точки зрения, неоднозначную в геологическом отношении технологию, которая может быть заменена на другие, в том числе с использованием методам обменных волн землетрясений (МОВЗ).

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Мирные ядерные взрывы: обеспечение общей и радиационной безопасности при их проведении / Кол. авторов под рук. В.А. Логачева М.: ИздАТ, 2001. 319 с.
- Современная радиоэкологическая обстановка в местах проведения мирных ядерных взрывов на территории Российской Федерации / Кол. авторов под рук. В.А.Логачева – М.: ИздАТ, 2003. – 256 с.

- 3. О состоянии и об охране окружающей природной среды Ивановской области в 2010 г.: доклад // [Электронный pecype| [http://protown.ru/russia/obl/articles/7457.html].
- 4. Голубов, Б.Н. Проблема ревизии Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний и возобновления мирных подземных ядерных взрывов / Б.Н. Голубов // Вестник НЯЦ РК, 2005. Вып. 2 (22) С. 5 27.
- 5. Голубов, Б.Н. Особенности поведения техногенных радионуклидов в зонах подземных ядерных взрывов / Б.Н. Голубов, Ю.А. Сапожников // Вестник НЯЦ РК, 2010. Вып. 3. С. 101 116.
- 6. Голубов, Б.Н. Признаки длительного горения угленосных толщ Кряжа Чекановского (Якутия) и радиоактивного загрязнения его ландшафтов в зоне подземного ядерного взрыва (ПЯВ) «Горизонт-4 в сравнении со сходными последствиями взрывов Семипалатинского испытательного полигона (Казахстан) / Б.Н. Голубов, В.Е. Ушницкий // Радиационная безопасность Республики Саха (Якутия): Материалы III Республиканской научно-практической конференции «. 18 20 октября 2011 г., Якутск. С. 269 293.
- Геологическая и гидрогеологическая карты СССР масштаба 1: 200000. Серия Средне-Волжская. Лист О-38-XIX. Геологическая карта дочетвертичных отложений и объяснительная записка к ней / Б.М. Кордун, А.В. Журавлев, Л.Д. Кудина. Ред. М.И. Лопатников, М.Р. Никитин. - М.: Министерство геологии СССР, 1983. – 129 с.
- Карта подземных вод. Лист О-37(38) (Нижний Новгород). Масштаб 1:1000000 / ред. . Кириков В.П.- ФГУП «ВСЕГЕИ», 1999 г.
- 9. Адушкин, В.В. Подземные взрывы / В.В. Адушкин, А.А. Спивак. М.: Наука, 2007. 579 с.
- 10. Физика ядерного взрыва (в 5 т. Том 1- Развитие взрыва) / Ред. В.М. Лоборев, С.Ф. Перцев, В.В. Судаков, В.Е. Фортов, Б.А. Шилобреев. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2009. 832 с.
- 11. Физика ядерного взрыва (в 5 т. Том 2 Действие взрыва) / Ред. В.М. Лоборев, С.Ф. Перцев, В.В. Судаков, В.Е. Фортов, Б.А. Шилобреев. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2010. 620 с.
- 12. Фортов, В.Е. Физика высоких энергий / В.Е. Фортов. М., 2012. 712 с.
- 13. Weaver, L. E. Education for Peaceful Uses of Nuclear Explosives / L. E. Weaver, Ed. The University of Arizona Press Tucson, Arizona. 1970. 350 p.
- 14. Taylor, S.R. Explosion source phenomenology / Ed: S.R. Taylor, H.J. Paton, P.G. Richards , DC. Washington. 1991. 268 p.
- 15. Teller, E. The Constructive Use of Nuclear Explosives. Mc Graw-Hill Book Company / E. Teller. 1968. 320 p.
- 16. Smith, D.K. Characterization of Nuclear Explosive Melt Debris / D.K. Smith // Radiochem. Acta, 1995. Vol. 69, 13. 157 p.
- Bowen, S. M. Nevada Test Site Radionuclide Inventory, 1951–1992. Lawrence Livermore National Laboratory, 7000 East Ave. / S. M. Bowen. - Livermore, CA 94550-9234. LA-13859-MS. Issued: September 2001. – 28 p.
- Michel, R.L. Bomb Tritium in the Pacific Ocean / R.L. Michel , H.E. Suess // Journ. of Geophys. Res. , 1975. V. 80, ¹ 30, Oct. 20. P. 4139 4952.
- Геологическая карта СССР. Карта четвертичных отложений масштаба 1: 200000. Серия Средне-Волжская. Лист О-38-XIX /Л.Д.Кудин. М.И. Лопатников (ред.). - Министерство геологии СССР, 1969.

ИВАНОВСК ОБЛЫСЫ КИНЕШЕМ АУДАНЫНЫҢ АУЫЗ СУМЕН ҚАМСЫЗДАУДЫҢ ЖЕРАСТЫ КӨЗДЕРІНЕ «ГЛОБУС-1» ЖЕРАСТЫ ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТЫҢ РАДИОНУКЛИДТЕРІ АЛЫС ЖЫЛСТАУЫНЫҢ ЕРЕКШЕЛІКТЕРІ

^{1, 2)} Голубов Б. Н., ³⁾ Сапожников Ю. А.

¹⁾ РҒА Геосфералар динамикасы институты, Мәскеу, Ресей
²⁾ РҒА П.П. Ширшов атындағы Океанология институты, Мәскеу, Ресей
³⁾ М.В. Ломоносов атындағы Мәскеу мемлекеттік университеті, Мәскеу, Ресей

«Глобус-1» бейбіт жерасты ядролық жарылысы (ЖЯЖ) Ресейдің Ивановск облысында 1971 ж. 09.19-ында жүргізілген. Жарылыс атмосфераға радионуклидтер апатты шығарындысымен болған. 1976–1977 ж.ж., екі ұңғыманы бұрғылау нәтижесінде, қосымша радиоактивті ластануы болған. Жүргізілген ЖЯЖ техногенді радионуклидтері 2010 ж. алғашқы рет, ЖЯЖ эпиорталығынан 4–7 км. қашықтықтағы алты кенттердің сумен камсыздаудың жерасты көздерінде байқалған.

SPECIAL FEATURES OF LONG-DISTANCE MIGRATION OF RADIONUCLIDES OF UNDERGROUND NUCLEAR EXPLOSION "GLOBUS-1" TO UNDERGROUND SOURCES OF DRINKING WATER IN THE KINESMA DISTRICT IVANOVO REGION

^{1,2)} B. N. Golubov, ³⁾ Yu. A. Sapozhnikov

¹⁾ Institute for Dynamics of Geospheres, Moscow, Russia
²⁾ Institute of Oceanology. Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
³⁾ M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Peaceful underground nuclear explosion (UNE) "Globus-1" was carried out on September 19, 1971 in Ivanovo Oblast, Russia. The explosion was accompanied by UNE accidental radionuclides release into atmosphere. Additional radioactive contamination was carried out within the period 1976–1977 as a result of accidental drilling of two boreholes. In 2010, technogenic radionuclides of UNE performed was firstly detected in underground water supply in six districts at a remote distance from epicenter of UNE per 4–7 km.

УДК 550.34: 621.039.9

IMPROVEMENT OF GT CLASSIFICATION OF SOVIET PNES

¹⁾ K. G. Mackey, ¹⁾ K. Fujita, ²⁾ A. Abishev, ³⁾ E. Bergman

¹⁾ Department of Geological Sciences, Michigan State University, East Lansing, Michigan, U.S.A ²⁾ Institute of Geophysical Research, Meridian Place, Kurchatov, Kazakhstan, ³⁾ Global Seismological Services, Golden, Colorado, U.S.A.

From the 1960's through the late 1980's, the Soviet Union conducted 122 Peaceful Nuclear Explosions across its territory. These PNEs are now very important to the seismological community as so-called Ground Truth (GT) events. The PNE locations are widely distributed, thus GT0-1 locations, meaning that true location is known to within 1 km or better, are used as calibration events for developing seismic velocity models, model validation, seismic discrimination, etc. The monitoring/verification community generally utilizes PNE locations from Sultanov et al. (1999) as known or verified GT events, though in reality there are errors and some PNEs are poorly located. We have determined or validated GT0-1 locations for 82 of the Soviet PNEs. Some PNEs currently listed as GT1 or better also have larger errors. Our locations were determined using an integrated approach encompassing published open literature, analysis of satellite imagery and regional seismic data. In recent work, we visited and verified 5 PNE sites in Kazakhstan allowing GPS coordinates to be obtained in the field.

INTRODUCTION

From the 1960's through the late 1980's, the Soviet Union conducted 122 Peaceful Nuclear Explosions (PNEs; Figure 1) across its territory. These PNEs are now very important to the seismological community as so-called Ground Truth (GT) events. The PNE locations are widely distributed, thus GT0-1 locations are very useful as calibration events for the development of seismic velocity models, model validation, seismic discrimination, etc. The monitoring/verification community generally utilizes PNE locations from [1] as known or verified GT events. [1] has been very valuable to the seismological community and it represents a great work and effort when considering that it was done mostly with pre-GPS locations and without access to public satellite imagery. It is suggested in [1] that the locations should be reviewed as new information and technologies become available, which is now the case. Although we have revised some of the [1] GT0-1 locations, it is important to address the 43 events listed as GT-10 that utilize seismically determined locations.

RESULTS

We have been able to determine GT0-1 values for 25 of the seismically located events, and to validate or correct the locations of 57 PNEs thought to be GT0-1. Among the seismically determined locations, the largest error we have found is 95km, while one PNE listed as GT 0-1 was mislocated by nearly 16 km. Our locations were determined using an integrated approach encompassing published open literature, analysis of satellite

imagery and regional seismic data. In addition, five PNE sites in Kazakhstan were visited in 2015 allowing GPS coordinates to be obtained in the field. Figure 1 displays all 122 PNE sites, and plots the revised and confirmed locations in green and red. For several PNEs, shown in yellow, we expended considerable effort but have been unable to conclusively determine or verify the location. In 2015 we visited the published coordinates of Batholith-2 (Figure 1), the location of which is indicated as GT-10, but were unable to locate the borehole in two days of field searching. Although we know that the borehole is not at the published coordinates, the location may still meet the GT-10 criteria. To determine a GT0-1 location for Batholith-2, additional information must be obtained or a more intensive field effort must be undertaken.

Five additional PNE sites in Kazakhstan were visited in the field (Figure 2) and the coordinates were verified. The PNEs Meridian-1, 2, and 3 and Region-5 are published as GT0-1 locations and GPS coordinates of the boreholes confirm this quality. The Region-3 PNE, though also published as having a confidence of GT0-1 was found to exceed GT-1, with the GPS determined location 2.35 km to the northeast.

Additional details on our locations for specific PNEs can be found in [2 - 4].

Table shows the results of the studies. Coordinates and GT quality from [1] are compared with our verified or revised values. The far right column lists the differences between the two sets of coordinates



Green events represent GT0-1 locations determined or verified; red events indicate GT0-1 locations determined where the new coordinates exceed the location errors published by [1]; yellow events were studied but the locations could not be determined or verified, or evidence exists that the true location error is greater than that published by [1]; grey events have not yet been investigated (Named PNE sites were visited in 2015)

Figure 1. PNEs of the Soviet Union



Figure 2. Photographs of PNE sites visited in Kazakhstan in 2015 to verify the location and obtain GPS coordinates: a - Meridian-1; b - Region-5; c - Region-3; d - Meridian-3; e - Meridian-2

Date	PNE Name	Sultanov	Sultanov	Sul. GT	Revised Latitude	Revised Longitude	GT	Diff. (km)
65 01 15	Chagan			0.2-1	10 035°N	70 000°E	٥	0
65 10 14	Sarv-I Izon	49.955 N 49.991°N	77.636°E	0.2-1	49.900 N 49.9011°N	77.6351°E	0	0.07
66 04 22	Azair A-1	47.829°N	47.935°F	0.2-1	47.8288°N	47.9336°F	0	0.07
66.09.30	Urtabulak	38.968°N	64.517°E	0.2-1	38.9671°N	64.5195°E	0	0.23
68.05.21	Pamuk	38.918°N	65.032°E	0.2-1	38.918°N	65.032°E	1	0
68.07.01	Azgir A-2-1	47.909°N	47.912°E	0.2-1	47.907°N	47.910°E	0	0.23
68.10.21	Telkem1	49.728°N	78.486°E	0.2-1	49.728°N	78.486°E	0	0
68.11.12	Telkem2	49.712°N	78.461°E	0.2-1	49.712°N	78.461°E	0	0
69.12.06	Mangyshlak-1	43.867°N	54.800°E	0.2-1	43.8625°N	54.7727°E	0	2.3
70.06.25	Magistral	52.20°N	55.70°E	10	52.3265°N	55.7238°E	0	14.2
70.12.12	Mangyshlak-2	43.85°N	54.80°E	10	43.9096°N	54.7937°E	0	6.7
70.12.23	Mangyshlak-3	44.025°N	54.933°E	0.2-1	43.8858°N	54.8973°E	0	15.7
71.03.23	Taiga	61.40°N	56.20°E	10	61.306°N	56.599°E	0	23.7
71.10.22	Sapphire-1	51.60°N	54.45°E	10	51.5874°N	54.6146°E	0	11.5
71.12.22	Azgir A-3-1	47.897°N	48.133°E	0.2-1	47.8980°N	48.1298°E	0	0.16
72.04.11	Crater	37.35°N	62.05°E	10	37.4158°N	62.0508°E	0	7.31
72.07.09	Fakel	49.80°N	35.40°E	10	49.552°N	35.4/1°E	0	28
72.08.20	Region-3	49.400 N	48.142 E	0.Z-1 10	49.4109 N	48.10155 E	0	2.35
72.09.04	Driepi-i Dogion 1	07.70 N 52.118°N	52 068°E	10	52 1404°N	52.010 E	0	22
72.09.21	Region 2	51.000°N	51 967°E	0.2-1	51.0033°N	51.0929 E	0	3.0
72.11.24	Region-5	51.8/2°N	64 21°E	0.2-1	51.8415°N	64 21248°E	0	0.18
73.08.15	Meridian-3	42 775°N	67.408°E	0.2-1	42 7740°N	67.40695°E	0	0.10
73.08.28	Meridian-1	50 527°N	68 323°E	0.2-1	50 5279°N	68.32127°E	0	0.14
73.09.19	Meridian-2	45 758°N	67.825°E	0.2-1	45 7588°N	67.82289°F	0	0.19
73.09.30	Sapphire-2	51.65°N	54.55°E	10	51.6052°N	54.5991°E	Ũ	6.0
73.10.26	Kama-2	53.65°N	55.4°E	10	53.5615°N	55.51436°E	0	12.4
74.07.08	Kama-1	53.70°N	55.10°E	10	53.4097°N	55.6387°E	0	48.1
74.10.02	Crystal	66.10°N	112.65°E	10	66.4573°N	112.3989°E	0	41.4
75.04.25	Azgir A-2-2	47.909°N	47.912°E	0.2-1	47.907°N	47.910°E	0	0.23
75.08.12	Horizon-4	70.763°N	126.953°E	0.2-1	70.7636°N	126.9518°E	0	0.1
76.03.29	Azgir A-3-2	47.897°N	48.133°E	0.2-1	47.8980°N	48.1298°E	0	0.16
76.07.29	Azgir A-4	47.870°N	48.150°E	0.2-1	47.871°N	48.138°E	0	0.93
76.11.05	Oka	61.458°N	112.860°E	0.2-1	61.4608°N	112.8592°E	1	0.30
77.09.10	Meteorite-4	57.251°N	106.551°E	0.2-1	57.2583°N	106.5565°E	0	0.88
77.09.30	Azgir, A-5	47.897°N	48.161°E	0.2-1	47.888°N	48.153°E	0	1.12
77.10.14	Azgir A-2-3	47.909°N	47.912°E	0.2-1	47.907°N	47.910°E	0	0.23
77.10.30	Azgir A-2-4	47.909°N	47.912°E	0.2-1	47.907°N	47.910°E	0	0.23
78.08.09	Kraton-4	63.678°N	125.522°E	0.2-1	63.6773°N	125.5200°E	0	0.24
70.00.24	Arair A 2 5	00.920 N	112.330 E	0.2-1	03.9234 N	112.3330 E	0	0.2
78.10.09.12	Azgii A-z-5	47.909 N 61.55°N	47.912 N 112.85°E	10	47.907 N 61 5565°N	47.910 E 112.0022°E	1	0.25
78 10 17	Δ_{7} air Δ_{-7}	47.850°N	48 120°E	0.2-1	47.847°N	48 120°F	0	0.24
78 11 30	Azgir A-7-6	47.000 N	40.120 E 47 912°E	0.2-1	47.907°N	40.120 L 47 910°F	0	0.24
78 12 18	Azgir A-9	47.860°N	48.160°E	0.2-1	47.857°N	48 161°E	0	0.35
79 01 10	Azgir A-2-7	47.909°N	47.912°F	0.2-1	47 907°N	47.910°E	0	0.23
79.01.17	Azgir A-8	47.920°N	48.120°E	0.2-1	47.919°N	48.124°E	0	0.32
79.07.14	Azgir A-11	47.880°N	48.120°E	0.2-1	47.882°N	48.120°E	0 0	0.22
79.08.12	Kimberlite-4	61.803°N	122.430°E	0.2-1	61.7997°N	122.4161°E	0	0.8
79.09.16	Cleavage	48.2°N	38.3°E	-	48.214oN	38.284oE	0	2
79.10.07	Sheksna	61.85°N	113.1°E	10	61.7679°N	113.1554°E	0	9.6
79.10.24	Azgir A-10	47.850°N	48.140°E	0.2-1	47.852°N	48.143°E	0	0.36
80.10.08	Vega	46.757°N	48.275°E	0.2-1	46.7565°N	48.2738°E	0	0.11
80.12.10	Angara	61.75°N	66.75°E	10	61.7088°N	67.0710°E	0	18
81.09.02	Helium-1	60.60°N	55.70°E	10	60.2751°N	57.2991°E	0	95
81.09.26	Vega 2-1	46.790°N	48.313°E	0.2-1	46.7936°N	48.3088°E	0	0.52
81.09.26	Vega 2-2	46.771°N	48.304°E	0.2-1	46.7760°N	48.3012°E	0	0.59
82.10.10	Neva-1	61.55°N	112.85°E	10	61.5006°N	112.9110°E	1	6.4
82.10.16	Vega 3-1	46.759°N	48.247°E	0.2-1	46.7582°N	48.2447°E	0	0.20
02.10.10	vega 3-2	46.752°N	48.258°E	0.2-1	46./494°N	48.2569°E	0	0.30
02.10.10	vega 3-3	40./00 N	40.200°E	0.2-1	40./000 N	40.2050 E	0	0.30
02.10.10	veya 3-4	40.700 N	40.000 E	0.2-1	40./09/ N	40.2901 E	0	0.10
83 07 10	Lira 1-1	51.303 N 51 267°N	53.300 E	0.2-1	51.3027 N	53.300 E 53.3058°E	0	0.04
83 07 10	Lira 1-3	51.380°N	53.340°F	0.2-1	51.3802°N	53.3388°F	0	0.09
30.01.10		01.000 11	00.0TU L	V I	01.0002 11	00.0000 L		0.00

Table. PNEs verified or located in this study as GT-0 or GT-1 quality

Date	PNE Name	Sultanov Latitude	Sultanov Longitude	Sul. GT	Revised Latitude	Revised Longitude	GT	Diff. (km)
83.09.24	Vega 4-1	46.783°N	48.315°E	0.2-1	46.7812°N	48.3197°E	0	0.41
83.09.24	Vega 4-2	46.788°N	48.297°E	0.2-1	46.7872°N	48.2966°E	0	0.09
83.09.24	Vega 4-3	46.767°N	48.310°E	0.2-1	46.7671°N	48.3079°E	0	0.16
83.09.24	Vega 4-4	46.749°N	48.303°E	0.2-1	46.7500°N	48.3006°E	0	0.21
83.09.24	Vega 4-5	46.754°N	48.289°E	0.2-1	46.7538°N	48.2877°E	0	0.16
83.09.24	Vega 4-6	46.766°N	48.274°E	0.2-1	46.7657°N	48.2740°E	0	0.03
84.07.21	Lira 2-1	51.358°N	53.319°E	0.2-1	51.3584°N	53.3198°E	0	0.07
84.07.21	Lira 2-2	51.371°N	53.337°E	0.2-1	51.3717°N	53.3357°E	0	0.12
84.07.21	Lira 2-3	51.391°N	53.351°E	0.2-1	51.3916°N	53.3497°E	0	0.12
84.08.27	Dnepr-2	67.75°N	33.00°E	10	67.782°N	33.618°E	1	26
84.08.28	Helium 2-1	60.30°N	57.10°E	10	60.2695°N	57.2838°E	0	11
84.08.28	Helium 2-2	60.70°N	57.50°E	10	60.2840°N	57.2840°N	0	48
87.04.19	Helium 3-1	60.60°N	57.20°E	10	60.260°N	57.263°E	0	39
87.04.19	Helium 3-2	60.80°N	57.50°E	10	60.2609°N	57.2981°E	0	61
87.07.07	Neva 2-1	61.50°N	112.85°E	10	61.4317°N	112.8860°E	1	7.8
87.07.24	Neva 2-2	61.45°N	112.80°E	10	61.4172°N	112.8927°E	1	6.1
87.08.12	Neva 2-3	61.45°N	112.80°E	10	61.4266°N	112.8879°E	1	5.4

CONCLUSIONS

The explosions of the Soviet PNE program represent a large dataset of GT events that are useful to the nuclear explosion monitoring community as well as seismologists in general. This project has verified or established GT0-1 locations for 83 of 122 Soviet PNEs. We anticipate expanding this project to verify U.S. PNE sites for use by the global seismological community. We also welcome any collaboration in this project to verify either U.S. or additional Soviet PNE locations.

ACKNOWLEDGMENTS

This project was sponsored by the U.S. Department of State. We also thank the Kazakhstan Institute of Geophysical Research and the Institute of Nuclear Physics, Kazakhstan.

REFERENCES

- Sultanov, D. D. A seismic source summary for Soviet Peaceful Nuclear Explosions / D. D. Sultanov, J. R. Murphy, K. D. Rubinstein // Bulletin of the Seismological Society of America, 1999. 89(3) P. 640 647.
- Fujita, K. Ground truth determinations of Peaceful Nuclear Explosions in the Sakha Republic (Yakutia) / K Fujita, K.G., Mackey, H.E. Hartse // Russia Bulletin of the Seismological Society of America, 2013. – V. 103 – P. 730 - 740. doi: 10.1785/0120120176.
- Mackey, K. G. Ground truth locations for the Mangyshlak Peaceful Nuclear Explosion sequence, western Kazakhstan / K. G. Mackey, E. A. Bergman // Bulletin of the Seismological Society of America, 2014. – V. 104(4). doi: 10.1785/0120130330.
- Mackey, K. G. Improvement of GT Catogorization of Soviet PNEs / K. G. Mackey, K. Fujita //Proceedings of the Comprehensive Nuclear Test-Ban Treaty Science and Technology Conference, 2015. - [Электронный ресурсhttp] – Режим доступа: // www.ctbto.org/fileadmin/user_upload/SnT2015/SnT2015_Posters/T2.2. - P10.pdf.

КЕҢЕС БЕЙБІТ ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТАРДЫҢ ЭТАЛОНДЫҚ ОҚИҒАЛАРЫН ЖҮЙЕЛЕУІН НАҚТЫЛАУ

¹⁾ Макей К. Г., ¹⁾ Фуджита К., ²⁾ Абишев А., ³⁾ Бергман Э.

¹⁾ Геология ғылымдар бөлімі, Мичиган мемлекеттік университеті, , ИстЛансинг, Мичиган, АҚШ ²⁾ Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан ³⁾ Глобаль сейсмологиялық қызметі, Голден, Колорадо, АҚШ

1960 ж.ж. бастап 1980 ж.ж. аяғына дейін Кеңес Одағы аумағында 122 бейбіт ядролық жарылыстары (БЯЖ) жүргізілген. Қазіргі кезде бұл БЯЖ туралы деректері сейсмологиялық қоғамы үшін эталондық оқиғалар ретінде – GroundTruth (GT) ерекше маңызды болып келеді. БЯЖ орындарын жергіліктеу мәндерінің шашырауы жеткілікті елеулі, мысалы, GT0-1 жергіліктеуі, БЯЖ жергіліктеудің нақты мәні 1 км. немесе одан төмен қателігімен анықталғанын айтады. Ондай оқиғалар, сейсмикалық жылдамдық модельдерді әзірдеуінде, сейсмикалық модельдерді тексеруінде, оқиғалар тегін тануында және т.т.с., калибрлік мәнінде пайдаланылады. Мониторинг/бақылау жөніндегі сарапшылар, Султанов ж.б. мақаласында (1999) келтірілген БЯЖ жергіліктеу мәндерін мәлім немесе тексерілген эталондық оқиғалар ретінде пайдаланады. Бірақта, шынында, мақалада қателіктер бар, ал кейбір БЯЖ нашар жергіліктелген. Мақалада 81 кеңестік БЯЖ үшін GT0-1 жергіліктеу мәндерін анықтау немесе растау нәтижелері келтіріледі. Қазырғы кезде оларға GT0-1 санаты немесе одан көйбіреулерінде де үлкен қателіктері бар. Авторлар, шығарылған басылымдарды, жерсеріктік түсірулерді және аймақтық сейсмикалық деректерді талдауын қосатын кешенді көзқарасын пайдаланып, қайтадан БЯЖ жергіліктеуін жүргізген. Одан басқа, соңғы кезде авторлар, Қазақстанда жүргізілген 5 БЯЖ орнына барып, координаттарын инструменталды нақылаған.

УТОЧНЕНИЕ КЛАССИФИКАЦИИ ЭТАЛОННЫХ СОБЫТИЙ СОВЕТСКИХ МИРНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ

¹⁾ Макей К. Г., ¹⁾ Фуджита К., ²⁾ Абишев А., ³⁾ Бергман Э.

¹⁾ Отделение геологических наук, Мичиганский государственный университет, Ист Лансинг, Мичиган, США ²⁾ Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан ³⁾ Глобальная сейсмологическая служба, Голден, Колорадо, США

Начиная с 1960-х гг. и до конца 1980-х гг. на территории Советского Союза было проведено 122 мирных ядерных взрыва (МЯВ). В настоящее время данные об этих МЯВ стали особенно актуальными для сейсмологического сообщества в качестве, так называемых, эталонных событий - Ground Truth (GT). Разброс значений локализации мест МЯВ достаточно значителен, поэтому, например, локализация GT0-1 означает, что истинное значение локализации МЯВ известно с погрешностью, равной 1 км или менее. Такие события используют в качестве калибровочных при разработке сейсмических скоростных моделей, проверке сейсмической модели, распознавании природы событий и т.д. Эксперты по мониторингу/контролю обычно используют значения локализации МЯВ, приведенные в статье Султанова и др. (1999) в качестве известных или проверенных эталонных событий. Однако на самом деле в статье имеются ошибки, а некоторые МЯВ плохо локализованы. В статье приводятся результаты определения или подтверждения значений локализации GT0-1 для 81 советских МЯВ. Некоторые из них, которым в настоящее время присвоена категория GT-1 или даже лучшая категория, также имеют большие ошибки. Авторами проведена повторная локализация МЯВ с использованием комплексного подхода, который включал анализ имеющихся публикаций, спутниковых снимков и региональных сейсмических данных. Кроме того, в последнее время авторы посетили и инструментально уточнили координаты 5 мест проведения МЯВ в Казахстане.

УДК 621.039.9

ТРЕНАЖЕРЫ ДЛЯ ПОДГОТОВКИ МЕЖДУНАРОДНЫХ ИНСПЕКТОРОВ ПО ОБНАРУЖЕНИЮ ПРИЗНАКОВ СКРЫТОГО ЯДЕРНОГО ИСПЫТАНИЯ

¹⁾ Горин Н. В., ¹⁾ Казанцев Л. Л., ¹⁾ Чуриков Ю. И., ¹⁾ Веснибалоцкий И. О., ¹⁾ Юсупов Р. И., ¹⁾ Кузьмин А. В., ¹⁾ Сагарадзе Д. А., ¹⁾ Ивашкин Н. В., ²⁾ Ярмошенко И. В., ²⁾ Онищенко А. Д.

¹⁾ Российский Федеральный ядерный центр - Всероссийский научно-исследовательский институт технической физики имени академика Е.И. Забабахина, Снежинск, Челябинская обл., Россия ²⁾ Институт промышленной экологии Уральского отделения РАН, Екатеринбург, Россия

Предлагается вести подготовку инспекторов ОДВЗЯИ для обнаружения мест скрытых ядерных испытаний методами Инспекции на месте поэтапно: сначала в лабораторных условиях на компьютерных тренажерах, затем на «чистой» местности, но на тренажерах с реальным оборудованием и моделированием признаков испытания, и только затем непосредственно при Инспекции на месте. Описано несколько тренажеров для подготовки инспекторов, в том числе компьютерных для тренировок в лабораторных условиях – по поиску и идентификации радионуклидных аномалий, мест магнитных аномалий, аномального истечения радона, следов скрытых испытаний и крупных подземных работ.

Введение

После вступления в силу Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ) одной из основных задач организации по договору (ОДВЗЯИ) будет международный контроль его соблюдения, элементом которого является инспекции на месте (ИНМ). Специалистами стран-участниц ОДВЗЯИ разработаны алгоритмы инспекций, предложены методики и аппаратура для их проведения. Так, специалистами РФЯЦ-ВНИИТФ совместно с научными центрами России в 1977...2004 гг. выполнен ряд проектов МНТЦ по тематике ИНМ, в частности, в рамках проекта № 570 «Обоснование возможности контроля ДВЗЯИ методами Инспекции на месте», (1997...2000 гг.) показана возможность проведения инспекций следующими методиками: по обнаружению и идентификации радионуклидных аномалий; по обнаружению на местности следов крупных подземных работ и скрытых испытаний; по отбору и анализу газовых проб на наличие радона; по картированию магнитного поля; по резонансной сейсмометрии; по картированию гравитационного поля; по измерениям удельной электропроводимости грунта; по отбору и у-спектрометрическому анализу проб грунта. В соответствии с ДВЗЯИ площадь, сроки и число инспекторов для проведения ИНМ ограничены: не более 1000 км², 60 дней и 40 чел., соответственно. Для эффективного соблюдения этих требований имеет решающее значение создание оперативных возможностей и оптимальное исполнение обязанностей инспекторами. Необходимо наращивание технического и методического потенциала в подготовке инспекционных групп. В статье предложено проводить подготовку инспекторов ОДВЗЯИ поэтапно: сначала в лабораторных условиях на компьютерных тренажерах, затем на «чистой» местности, на тренажерах с реальным оборудованием и моделированием признаков испытания, и только затем - непосредственно на инспектируемой площади.

ОБНАРУЖЕНИЕ И ИДЕНТИФИКАЦИЯ РАДИОНУКЛИДНЫХ АНОМАЛИЙ

В РФЯЦ-ВНИИТФ создана аппаратура для пешеходного радиационного мониторинга территорий, обнаружения радионуклидных аномалий и обучения специалистов их поиску [1]. Аппаратура имеет небольшие размеры и вес, помещается в пылевлагозащитном рюкзаке и легко переносится одним инспектором (рисунок 1).



Рисунок 1. Инспектор с пешеходной системой радиационного мониторинга

Система мониторинга оснащена методикой моделирования радионуклидных аномалий для обучения инспекторов их поиску [2]. На основе пешеходной системы мониторинга предложен учебный компьютерный тренажер, имитирующий действия инспектора при поиске радиационных аномалий в лабораторных условиях без «выхода в поле» и без неоправданного облучения [3].

С тренажером работают двое - обучающий (преподаватель) и обучаемый (инспектор). Преподаватель создает на учебной карте невидимые инспектору исходные данные: форму аномалии, загрязняющий нуклид, мощность эквивалентной дозы (МЭД). Задача инспектора найти на карте область, в которой мощность дозы заведомо превышает естественный радиационный фон, оконтурить ее, определить загрязняющие нуклиды и, при этом, минимизировать набираемую виртуальную дозу внешнего облучения. При съемке инспектор пользуется только планшетным компьютером с заданными условиями, выбирает маршрут и, передвигаясь по нему, получает данные о текущей обстановке (МЭД, идентифицированные у-радионуклиды, пройденный путь, время нахождения в маршруте, набранная доза внешнего облучения). При вступлении инспектора в область аномалии программное обеспечение генерирует приращения к фоновым значениям МЭД и скорости счета в соответствующих каналах спектра, которые, по мере углубления в область этой аномалии, увеличиваются и создают у инспектора иллюзию нахождения на загрязненной территории. Инспектор, перемещаясь по учебной территории, видит карту на экране планшетного компьютера с результатами измерений МЭД в виде точек, окрашенных в соответствии с цветовой шкалой (например, от фонового зеленого до максимального МЭД – красного) – рисунок 2. При выявлении загрязнения инспектор вносит корректировки в маршрут движения и обследует территорию вблизи места потенциальной аномалии.



Рисунок 2. Фрагмент маршрутов на электронной карте учебной территории

Основываясь на шкале МЭД, инспектор может не только оконтурить аномалию, но и отметить области с разными уровнями излучения. На заключительном этапе преподаватель подводит итоги тренировки, учитывая продолжительность поиска аномалии, погрешность оконтуривания, значения МЭД, идентификацию радионуклидов и набранную инспектором виртуальную дозу внешнего облучения.

ОБНАРУЖЕНИЕ И ИДЕНТИФИКАЦИЯ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

Для пешеходной системы магнитометрического мониторинга местности все ее основные элементы отработаны в 2009–2010 гг. специалистами РФЯЦ-ВНИИТФ, УрФУ и ИГФ УрО РАН в рамках проекта МНТЦ №3753 «Разработка технологии обнаружения объектов в укрывающих средах методом измерения магнитного поля».

В состав устройства входят: стандартный магнитометр POS; планшетный или полевой компьютер; устройство связи на основе WIFI или Bluetooth; приемник GPS; аккумуляторы; программное обеспечение управления аппаратурой; рюкзак для размещения магнитометра (по аналогии с элементами, которые отработаны при создании пешеходной системе радиационного мониторинга). Так же, как при пешеходном радиационном мониторинге, измерительная система легко переносится и управляется с помощью компьютера, переносимого инспектором (рисунок 3).



Рисунок 3. Инспектор с пешеходной системой магнитного мониторинга

Магнитометр (как и γ-спектрометр в пешеходной системе радиационного мониторинга) может использоваться как для картирования реального магнитного поля, так и для виртуальной съемки, когда на измеряемые значения накладывается виртуальная геомагнитная аномалия, введенная заранее в память компьютера и привязанная к географически координатам местности. Виртуальная аномалия задается как физико-математическое моделирование и имитирует магнитное поле, например, от колонны обсадных труб скважины подземного испытания, металлических коммуникаций или от вмещающих пород, подвергшихся воздействию испытания. Виртуальные аномалии могут быть заданы со всеми необходимыми характеристиками и привязаны по географическим координатам к любому району. Записав их в память компьютера, инспектор получает карту магнитного поля, совмещенную с картой территории.

Может быть предложен компьютерный тренажер, аналогичный компьютерному тренажеру по поиску радионуклидных аномалий. Точно так же инспектор с помощью стилуса будет последовательно выбирать точки своего нахождения на электронной карте учебной территории, которые будут образовывать маршрут движения, их цвет будет определять магнитную обстановку и точно так же, благодаря цветовой шкале, точки будут сигнализировать инспектору о пересечении области магнитной аномалии. По точкам одного цвета инспектор может оконтурить области, характеризующиеся магнитным полем определенного диапазона.

ОБНАРУЖЕНИЕ И ИДЕНТИФИКАЦИЯ МЕСТ АНОМАЛЬНОГО ИСТЕЧЕНИЯ РАДОНА

Особенность описанных выше тренажеров состоит в том, что они позволяют инспектору практически немедленно получать информацию о радиационном или магнитном поле, как при тренировках, так и при ИНМ. При измерении концентрации радона требуется не менее нескольких часов (а иногда около суток) для его накопления и последующего измерения. Поэтому такая неизбежная задержка должна моделироваться и на компьютерном тренажере с целью получения результата как в реальной ситуации. Для обнаружения мест и идентификации аномального истечения радона используют измерения плотности потока радона (ППР) с поверхности грунта, источником которого является содержащийся в грунте радий-226. Пути поступления радона – это пористые породы и возникающие, в том числе при подземных испытаниях, трещины и разломы. Предпосылкой переноса радона является разница концентраций (диффузия) и градиент давлений (конвекция).

Классической методикой измерения ППР является метод накопительной камеры, частично заглубленной в грунт, при котором поток радона из грунта увеличивает его объемную активность в камере. Продолжительность отбора проб 1...10 час. Одна из вариаций метода накопительной камеры – сорбция радона активированным углем в камере, с последующим измерением его активности по β - или γ -излучению короткоживущих продуктов распада радона Pb-214 и Bi-214. Один из вариантов методики отбора подпочвенного радона, применяемый в РФЯЦ-ВНИИТФ, состоит в том, что поверхность грунта площадью ~1 м² накрывается полиэтиленовым зонтом, края которого присыпаются грунтом для минимизации взаимодействия с окружающей атмосферой. В течение суток под зонтом накапливается радон, затем воздушная смесь с радоном выкачивается и и прокачивается через угольный фильтр (рисунок 4). После прокачки активность угольного патрона измеряется на γ-спектрометре и по результатам предварительных калибровок определяют концентрацию радона из грунта [4].



Рисунок 4. Зонт и прокачивающее устройство для измерения концентрации радона

В ИПЭ УрО РАН создан эталон и стенд для тренировок по измерениям ППР [5] Эталон представляет собой цилиндрическую камеру («бочку») высотой 0,88 м и диаметром 0,46 м (рисунок 5).



 эманирующий источник – равномерно распределенная по площади урановая руда; 2 – металлическая сетка; 3 – защитная ткань;
4 – кварцевый песок; 5 – накопительные камеры

Рисунок 5. Схема стенда для тренировок по измерению ППР

На дне бочки размещен эманирующий источник – равномерно распределенная по площади урановая руда, – затем на металлической сетке размещена защитная ткань и сверху насыпан кварцевый песок, на поверхности которого можно устанавливать не-

сколько небольших накопительных камер. Бочка закрыта крышкой. Внутрь каждой накопительной камеры (рисунок 6) засыпан активированный уголь. Фрагмент грунта моделирует бочка с песком, на которой в лабораторных условиях можно проводить те же самые операции по измерению ППР, что и при измерениях на реальном грунте. Накопление радона продолжается 3...12 часов, затем уголь из накопительных камер пересыпают в блок детектирования β-излучения и проводят измерения.



Рисунок 6. Накопительные камеры ИПЭ УрО РАН

Для многих территорий известны фоновые концентрации радона и ППР, для учебных территорий они могут быть предварительно измерены, известны приближенные соотношения, прогнозирующие изменения ППР в результате сейсмических событий [6]. Соотношения, хотя и достаточно грубые, но приемлемы для математического прогнозирования аномалии.

На основе описанных разработок может быть предложен компьютерный тренажер, аналогичный рассмотренным выше. Сценарий тренировки может быть следующим. На карте учебной территории преподаватель задает радоновую аномалию, а обучающийся инспектор с помощью стилуса выбирает места установки накопительных камер, естественно, с учетом возможностей реально имеющегося оборудования. Программа выдает на экран тренажера концентрации и ППР, а также время, необходимое для получения результата. Инспектор принимает решение о местах постановки накопительных камер. В результате он идентифицирует и оконтуривает области аномального истечения радона, получив их распределение по аномалии. Внешняя граница области будет являться границей аномалии. Преподаватель сможет оценить готовность инспектора к реальным инспекциям с учетом количества исследованных точек (в реальных условиях на исследование каждой точки будет затрачиваться не менее 10...12 часов при пользовании методикой ИПЭ и около суток при использовании метода РФЯЦ-ВНИИТФ) при допустимости таких временных затрат для ИНМ).

ОБНАРУЖЕНИЕ СЛЕДОВ СКРЫТЫХ ИСПЫТАНИЙ И КРУПНЫХ ПОДЗЕМНЫХ РАБОТ

Перед инспекторами ОДВЗЯИ может возникнуть задача обнаружения места скрытого ядерного испытания, которое, скорее всего, было проведено на безлюдной территории, а следы испытания и связанные с ними крупные подземные работы замаскированы.

Можно предположить, что технологии ядерных испытаний государств, обладающих ядерным оружием и неядерных государств (или крупных террористических организаций), будут содержать похожие этапы и элементы технологий. Поэтому знакомство с обстановкой на местах ранее проведенных испытаний может облегчить международным инспекторам поиск мест их локализации. Лучший способ обучить инспектора поиску следов крупных подземных работ и скрытых испытаний – привезти его в места ранее проведенных работ или испытаний, предложить изучить и запомнить обстановку, характерные признаки для использования в дальнейшем при поисках похожих признаков и мест.

Предложен тренажер [7], который не предполагает наличия аппаратуры или измерений каких-либо физических величин. Его цель - знакомство инспектора с обстановкой в местах ранее проведенных испытаний. Тренажер можно рассматривать как карманный справочник или электронную записную книжку с двумя - тремя сотнями фотографий обстановки с мест испытаний, систематизированных и представленных в виде архива. Целесообразно подготовить для тренажера несколько видеоклипов с демонстрацией основных этапов процесса испытания и образования следов крупных подземных работ и скрытых испытаний. Так, в одном из видеоклипов методами трехмерной графики может быть изображен макет горного массива, условно показана испытательная штольня, изображен момент испытаний и возможные повреждения массива горных пород трещины, провальные воронки, прорывы загрязнения и образование радионуклидных аномалий, по которым можно судить о проведенном поблизости испытании и т.д. Может быть предложен видеоклип о проведении испытания в скважине на равнине и продемонстрирован механизм образования провальных воронок, выход загрязнения на дневную поверхность, наличие брошенных конструкций, позволяющих предполагать факт испытания.

Предварительно могут быть предложены следующие критерии для систематизации: 1) виды территорий для проведения испытаний; 2) заброшенные крупные строительные объекты в безлюдной местности; 3) следы горнопроходческой деятельности; 4) артефакты; 5) местность с провальной воронкой или явными признаками подземного испытания. На фотографиях (рисунок 7) представлены характерные особенности мест проведения испытаний – треснувшая гора, под которой проводилось ядерное испытание (рисунок 7-а), провальная воронка на равнине в

районе приустьевой площадки скважины (рисунок 7-б), оставшаяся бетонная конструкция у одной из штолен (рисунок 7-в), заброшенное здание в безлюдной местности со следами неясной деятельности (рисунок 7-г), а также обстановка в месте проведения мирного взрыва на территории России (рисунок 7-д). Очевидно, что сопоставление наблюдаемой при ИНМ обстановки с представленными в тренажере фото и/или видеоматериалами недостаточно для



надежного обоснования скрытого испытания. Однако наличие следов крупной деятельности и некоторая схожесть реальной и заложенной в тренажере обстановки должны насторожить инспекторскую группу и стимулировать именно в этих местах проверку с применением инструментальных методов. Только по результатам всех проверок может быть проверено предположение о проведенном испытании.









Рисунок 7. Характерные особенности вблизи мест ядерных испытаний: а – треснувшая гора; б – провальная воронка на приустьевой площадке скважины; в – бетонная конструкция у одной из штолен; г – заброшенное здание в безлюдной местности со следами неясной деятельности; д – месте проведения мирного взрыва Массив фотоматериалов необходимо дополнить фотографиями мест испытаний, которые проведены разными государствами, обладающими ядерным оружием, – США, Великобритании, Франции и Китая и др., Фотоматериалы будут представлять более широкий спектр особенностей оставшихся следов испытаний и тренажер станет представительнее.

Заключение

Предложенные методики обнаружения места скрытого испытания при проведении ИНМ неравнозначны по значимости и надежности. Наиболее надежно место скрытого испытания можно прогнозировать при обнаружении радионуклидной аномалии или по результатам анализа проб грунта, когда на поверхности или в массе грунта будут обнаружены ядерные материалы и осколки деления. Остальные методы смогут лишь усиливать выводы о проведенном испытании. Так, магнитометрия сможет прогнозировать массу металла в грунте и можно только предполагать, что это обсадные трубы скважины, но вполне возможна и любая другая конструкция, не имеющая отношения к испытаниям. Аномальное истечение радона может быть вызвано геологическими особенностями местности, а не только ударным воздействием на массив грунта в результате испытания.

Совместное использование тренажеров может способствовать подготовке инспектора к обнаружению и обоснованию мест скрытого ядерного испытания. Они могут быть установлены на персональные компьютеры инспекторов ОДВЗЯИ и позволят им проводить самостоятельные тренировки. Перечисленные во введении и не рассмотренные в тексте статьи другие возможные тренажеры по резонансной сейсмометрии, по картированию гравитационного поля, по измерениям удельной электропроводимости грунта и γ-спектрометрическому анализу проб грунта, во многом могут быть аналогичны рассмотренным выше.

Таким образом, предложенный перечень тренажеров, в том числе компьютерных, разработанных в единой тактике с общим программным обеспечением, может оказать помощь в подготовке международных инспекторов для обнаружения мест скрытых испытаний методами ИНМ. Это будет способствовать их оперативным и оптимальным действиям, в том числе для минимизации доз внешнего облучения в условиях возможного радиоактивного загрязнения местности инспекции.

Авторы благодарны своим коллегам за полезные консультации по результатам работ прошлых лет в интересах ИНМ.

Литература

- 1. Мобильная система радиационного мониторинга территорий с методикой обучения поиску радионуклидных аномалий // Вопросы радиационной безопасности, 2016. №1 С. 84 85.
- Веснибалоцкий, И.О. Обучение операторов поиску радионуклидных аномалий с помощью пешеходной системы радиационного мониторинга территорий / И.О. Веснибалоцкий, Н.В. Горин, Л.Л. Казанцев, А.В. Кузьмин, Ю.И. Чуриков, Р.И. Юсупов // http:// www.vniitf.ru/control-system/2143-radio-mon-operator-training.
- 3. Горин, Н.В. Компьютерный тренажер для тренировок операторов по поиску радионуклидных аномалий / Н.В. Горин, Л.Л. Казанцев, Ю.И. Цуриков // [Электронный pecype] : http://vniitf.ru/activity/263-rad-monitoring-cat/2174-comp-trenaz-poisk-anomalii.
- 4. Ивашкин, Н.В. Радиационное обследование в эпицентральных зонах мирных ПЯВ (объекты «Регион-1», «Регион-2») / Н.В. Ивашкин [и др.] // Сб. трудов Второй межотраслевой научно-технической конференции «Охрана природы и экологическая безопасность на объектах Минатома России: состояние, проблемы и пути их решения». РФЯЦ-ВНИИЭФ, г. Саров, 27 - 29 ноября 2001 г., 2001. – С. 96 - 100.
- Onishchenko, A. Calibration system for measuring the radon flux density / A. Onishchenko, M. Zhukovsky, V. Bastrikov // Radiation Protection Dosimetry, 2015 – 164. – P. 601 - 605.
- Ivaskin, N. Spatial Characteristics Subsoil Anomalies of Radon and Geochemical Gases of Downhole Underground Nuclear Explosion. / N. Ivaskin, Yu. Sakharov // Presentation on 4th On-Site Inspection Workshop Vienna, 25 - 31 May, 1999. -CTBT/OSI/WS-4/PR/23
- 7. Горин, Н.В. Компьютерный тренажер для обучения международных инспекторов поиску следов скрытых ядерных испытаний» / Н.В. Горин [и др.] // Атомная энергия, 2016. Т.120 Вып.4. С. 237 240.

ЖАСЫРЫН ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТЫҢ НЫШАНДАРЫН ТАБУ БОЙЫНША ХАЛЫҚАРАЛЫҚ ИНСПЕКТОРЛАРДЫ ДАЙЫНДАУ ҮШІН ТРЕНАЖЕРЛАР

¹⁾ Горин Н. В.,¹⁾ Казанцев Л. Л.,¹⁾ Чуриков Ю. И., ¹⁾ Веснибалоцкий И. О., ¹⁾ Юсупов Р. И., ¹⁾ Кузьмин А. В., ¹⁾ Сагарадзе Д. А., ¹⁾ Ивашкин Н. В., ²⁾ Ярмошенко И. В., ²⁾ Онищенко А. Д.

 Ресей Федерал ядролық орталығы – академик Е.И. Забабахина атындағы техникалық физика ғылыми-зерттеу институты, Снежинск, Ресей
РҒА Орал бөлімінің Өнеркәсіптік экология институты, Екатеринбург, Ресей

Орнындағы инспекция бойынша жасырын ядролық жарылыстардың орнын табу үшін ЯСЖТШ инспекторларын дайындауын кезең бойынша жүргізуі ұсынылады: әуелі лабораториялық жағдайында

компьютерлің тренажерларында, одан кейін нақты жабдықтарымен және сынау нышандарын моделдеумен «таза» жерде, және тек содан кейін тікелей орнындағы инспекция жүргізуінде. Инспекторларды дайындау үшін бір неше тренажерлар сипатталған, соның ішінде лабораториялық жағдайында жаттығу үшін компьютерлік – радионуклидті аномалияларды, магниттік аномалияларды, радон аномальды ағылу, жасырын сынақтардың және жерастындағы ірі жұмыстардың іздерін іздеу және сәйкестендіру.

SIMULATORS TO TRAIN INTERNATIONAL INSPECTORS TO SURVEY TRACES OF CLANDESTINE NUCLEAR TESTS

¹⁾ N. V. Gorin, ¹⁾ L. L. Kazantsev, ¹⁾ Yu. I. Churikov, ¹⁾ I. O. Vesnibalotskiy, ¹⁾ R. I. Yusupov, ¹⁾ A. V. Kuzmin, ¹⁾ D. A. Sagaradze, ¹⁾ N. V. Ivashkin, ²⁾ I. V. Yarmoshenko, ²⁾ A. D. Onishchenko

 ¹⁾ Russian Federal Nuclear Center – Zababakhin All-Russia Research Institute of Technical Physics, Snezhinsk, Chelyabinsk region, Russia (RFNC-VNIITF)
²⁾ Industrial Ecology Institute, RAS Ural Branch, Yekaterinburg, Russia

Training of CTBTO inspectors to survey traces of clandestine nuclear tests using on-site inspection methods would better begin in a laboratory on computer simulators. The following step in the training is to use computer simulators and also real equipment in a noncontaminated territory to model indications of tests and only then proceed to on-site inspection. Several simulator systems are proposed for training inspectors including computer simulators that will help in training to survey and identify radionuclide anomalies, magnetic anomalies, radon outflows, and traces of clandestine tests, as well as related large-scale underground operations in laboratory conditions.

ЭФФЕКТЫ В ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЕ И ИОНОСФЕРЕ НА ЗАПУСКИ РАКЕТ-НОСИТЕЛЕЙ С КОСМОДРОМА «БАЙКОНУР» И «ВОСТОЧНЫЙ» И ИХ ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ЗНАЧИМОСТЬ

¹⁾ Салихов Н. М., ²⁾ Пак Г. Д., ¹⁾ Крякунова О. Н., ³⁾ Милютин В. И., ²⁾ Маевская В. И., ¹⁾ Николаевский Н. Ф., ¹⁾ Цепакина И. Л.

¹⁾Институт ионосферы Национального центра космических исследований и технологий, Алматы, Казахстан ²⁾Институт физиологии человека и животных, Алматы, Казахстан ³⁾Управление Главнокомандующего Северо-восточного округа Вооруженных сил Республики Казахстан, Алматы, Казахстан

Представлены результаты комплексного исследования по обнаружению откликов в приземной атмосфере и ионосфере на запуски ракет-носителей (PH) «Протон-М» и «Союз-2.1» с космодромов «Байконур» и «Восточный». Определены параметры инфразвуковых волн при дальнем распространении инфразвука порядка 1000 км и более от места старта PH. Доплеровским методом зарегистрированы ионосферные возмущения в виде цугов волн с периодами 25-30 мин. Зарегистрирован слабый всплеск интенсивности потока гамма-квантов после старта ТПК «Союз-TMA18» – менее 1% от радиационного фона приземной атмосферы. Экологические риски при запуске PH для населения могут быть обусловлены высокой чувствительностью нейрогуморальных механизмов регуляции ритма сердца к повышению уровня инфразвука до 70–100 дБ. Эти риски повышаются в сочетании с другими факторами, заведомо негативно влияющими на состояние здоровья человека. Отрицательных изменений ЭКГ при прохождении инфразвуковой волны в пределах ПДУ не наблюдалось.

Введение

Проблема исследования влияния запусков ракетносителей (РН) на состояние окружающей среды, хотя и имеет давнюю историю, восходящую еще к первым запускам РН, до сих пор не утратила своей актуальности. В научных публикациях и средствах массовой информации на протяжении многих лет обсуждаются вопросы воздействия запусков РН с космодрома «Байконур» на экологию территорий Казахстана и азиатской части России, над которыми проходят трассы ракет. Диапазон проблемных вопросов широк - от изменения климата, состояния озонового слоя планеты до здоровья людей, проживающих в этих регионах. Влияние запусков РН на экологию является общепризнанным. Эффекты от запусков РН наблюдаются как в приземной атмосфере, так и в ионосфере. Остаются открытыми вопросы о степени влияния запусков РН и о том, какими будут отдаленные экологические последствия как в глобальном, так и местном масштабах.

Одним из факторов влияния на окружающую среду является акустическое (инфразвуковое) воздействие при старте и полете РН [1, 2]. Считается, что звуковые и инфразвуковые волны оказывают негативное влияние на здоровье человека в ближней зоне от стартовой площадки, где уровни инфразвука (ИФ) кратковременно повышаются до 130–150 дБ и даже 210 дБ, в то время как мощность инфразвука порядка 80–90 дБ считается порогом безопасности [3]. В [4] указан радиус, равный 11 км от места старта РН «Протон-М» и 4 км для РН «Союз», за которыми уровни ИФ становятся меньше предельно допустимых норм. Изучению воздействия инфразвука в экологическом аспекте на удалении от места старта 1000 км и более уделяется недостаточно внимания. Однако известно, что при определенных условиях дальнего распространения ИФ волны могут проходить без существенного затухания до пунктов регистрации, где возможна оценка их экологической значимости [5]. При дальнем распространении амплитуда ИФ сигналов зависит от состояния стратосферы и типа распространения инфразвуковых волн. Так, при многоскачковом распространении могут возникать зоны тени и зоны приема. В зонах тени регистрация сигналов ИФ будет невозможна и, следовательно, никакого влияния ИФ на окружающую в этих местах не ожидается. Наоборот, в местах прихода инфразвука – зоны приема, исследование влияния ИФ на экологию окружающей среды актуально.

В организме человека выработались достаточно совершенные механизмы пассивной и активной адаптации к ИФ в широком диапазоне действия. Однако, искусственные ИФ излучения, которые по мощности порой значительно превышают естественный фон, негативно влияют на организм человека и животных. И хотя в настоящее время нет единого мнения и четких международных стандартов, какие уровни ИФ в зависимости от частоты считать безопасными для организма [6]. порогом безопасности принята интенсивность инфразвука 90-70 дБ. В повседневной жизни человек наиболее часто подвергается влиянию техногенного ИФ подпороговой мощности, но исследований в этой области недостаточно. Учитывая многочисленные жалобы людей на ухудшение самочувствия в районах, расположенных близко к месту запуска и траектории пролета РН, перед нами стояла задача выяснить, реагирует ли организм на кратковременное инфразвуковое излучение, возникающее при запусках РН. Если да, то является ли данное воздействие повреждающим фактором или воспринимается организмом в пределах его адаптационно-приспособительных реакций. Одним из объективных критериев эффективности приспособительных реакций организма принято состояние сердечно-сосудистой системы (ССС).

Данная статья посвящена исследованию воздействия запусков РН с космодромов «Байконур» и «Восточный» на приземную атмосферу и ионосферу, а также анализу влияния ИФ на сердечно-сосудистую систему человека в районах, прилегающих к месту запуска РН, на основе полученных экспериментальных данных.

Методы и объект исследования

Акустические эффекты в приземной атмосфере регистрировали микробарографами, входящими в состав аппаратно-программного комплекса (АПК) инфразвуковых измерений Института ионосферы, находящегося на расстоянии 1154 км от места запуска РН. В АПК для измерения ИФ используются микробарографы ISGM03, имеющие рабочий диапазон измеряемых частот 0,001-30 Гц в зависимости от применяемого фильтра. Инфразвуковые сигналы оцифровывали с частотой дискретизации до 100 Гц. В АПК обеспечена привязка к единому времени навигационной системы GPS и хранение сигналов в кольцевом архиве на жестком диске компьютерарегистратора. АПК инфразвуковых измерений имеет возможность передавать данные инфразвуковых сигналов по сети интернет, осуществлять удаленный визуальный просмотр регистрируемых данных в режиме реального времени.

Ионосферные эффекты от запусков ракет-носителей регистрировали доплеровским методом [7]. Радиационный фон определяли по интенсивности потока гамма-квантов вторичной космической компоненты (ВКК) с помощью гамма-детектора на основе сцинтилляционного кристалла NaI. Измерения потока гамма-квантов проводили 02.09.2015 г в г. Байконур на расстоянии ~40 км от площадки №1 (Гагаринский старт) во время запуска ТПК «Союз-ТМА18М», в экипаже которого стартовал казахстанский космонавт Айдын Аимбетов.

Исследования ССС людей выполнены в пос. Тюра-Там (39,1 км от места старта) и пос. Карасакпай (79,7 км от проекции на землю трассы пролета РН). Методика обследования включала суточный мониторинг артериального давления (АД), электрокардиографию (ЭКГ), пульсометрию. В лабораторных условиях изучение воздействия ИФ на организм человека проводили в специально созданной акустической герметичной камере объемом 0,8×2,5×3 м (г. Алматы). В камере испытуемый подвергался инфразвуковым пульсациям атмосферного давления (ИПАД) с частотой 4 Гц. Интенсивность воздействия последовательно увеличивали от фоновых значений окружающей среды - от 45-55 дБ до 80-90-100 дБ (в течение 1 мин 30 сек), поддерживали на уровне 100 дБ (3 мин 30 сек), затем в обратном порядке плавно снижали от 100 дБ до 90, 80 дБ и фонового уровня (в течение 1 мин 30 сек). Измерения уровня ИФ в акустической камере выполняли с помощью шумомера «ШИ-01» в режиме dBInf (прибор сертифицирован в Республике Казахстан). Вариабельность ритма сердца (ВРС) регистрировали с помощью монитора ритма сердца «Polar» (Финляндия), запись ЭКГ осуществляли с помощью холтеровского компьютеризированного монитора ЭКГ «Валента» (Россия). Артериальное давление измеряли за 10 мин до и через 10 мин после воздействия ИПАД. Всего с участием 18 добровольцев (мужчины и женщины в возрасте 24-61 лет) выполнено 40 измерений, включающих запись ЭКГ и ритмограмм. Анализ ЭКГ проведен в соответствии с рекомендациями [8]. Для интерпретации полученных данных использованы временные, статистические и спектральные показатели ВРС согласно Стандартному протоколу рекомендаций Совета Европейского общества кардиологии [9, 10]. Использован протокол обработки данных монитора ритма сердца «Polar» и выполнен расчет динамических спектров мощности быстрых - HF (0,15-0,40 Гц), медленных - LF (0,04-0,15 Гц) и очень медленных - VLF (0,003-0,040 Гц) колебаний ритма сердца и общей мощности спектра ВРС. Медико-биологические исследования с участием человека проведены с соблюдением принципов гуманности. изложенных в директивах Хельсинской декларации и в соответствии с «Правилами проведения медико-биологических экспериментов, доклинических (неклинических) и клинических исследований».

Результаты исследования

Инфразвуковые измерения

Аппаратно-программный комплекс инфразвуковых измерений Института ионосферы состоит из трех измерительных пунктов, расположенных около г. Алматы. Схема расположения датчиков АПК ИФ измерений и географические координаты пунктов представлены на рисунке 1. Микробарограф на измерительном пункте «Радиополигон Орбита» имеет возможность подключения к пространственному фильтру, который позволяет подавлять хаотические пульсации ветра в области высоких частот.

25 октября 2013 г. в 18 ч 08 мин 54 с GMT со стартового комплекса площадки №200 космодрома «Байконур» пусковыми расчетами предприятий ракетно-космической промышленности России произведен запуск ракеты космического назначения «Протон-М» с разгонным блоком «Бриз-М», предназначенной для выведения на орбиту космического аппарата спутникового радиовещания «Сириус ФМ-6». Микробарографы зарегистрировали два пакета последовательно пришедших инфразвуковых возмущений от этого запуска на расстоянии ~1154 км на трех измерительных пунктах (рисунок 2-а). Длительность каждого пакета ИФ соизмерима с работой первой и второй ступеней РН и по данным службы «Хруничев Телеком» составила 327,7 с (таблица).



Рисунок 1. Схема расположения микробарографов annaратно-программного комплекса инфразвуковых измерений Института ионосферы и их географические координаты

В пакете ИФ хорошо видны огибающие сигналов с периодом около 75 с. Спектры мощности сигнала ИФ (пункт «Институт ионосферы») шумоподобны, что указывает на многолучевый интерферирующий сигнал. В спектре мощности 1-го пакета ИФ выделя-

ются частоты 0,21 Гц, 0,72 Гц, 1,02 Гц и 1,36 Гц (рисунок 2-б), в спектре мощности 2-го пакета – частоты в области 0,41 Гц (рисунок 2-в). Параметры ИФ сигналов, зарегистрированные в трех измерительных пунктах, приведены в таблице.

Из таблицы видно, что инфразвуковой сигнал пришел к измерительным пунктам примерно с одинаковой средней скоростью равной 364 м/с, которая в сравнении с ожидаемой средней скоростью звука в приземной атмосфере (333 м/с) является завышенной. Анализ возможных причин полученного расхождения в определении средней скорости распространения ИФ сигналов показал следующее. Одновременная регистрация инфразвуковых волн от старта РН в трех измерительных пунктах позволяет определить реальный азимут прихода, примерную локализацию, дальность до источника и среднюю скорость распространения ИФ волн. По графику ортодромной дальности (Хруничев телеком) примерно через 1 минуту после запуска, РН достигает высоты 20 км и летит со сверхзвуковой скоростью, создав конус волны Маха (рисунок 3-б). Следует отметить, что траектория полета РН в это время почти вертикальна. Волны, генерируемые РН, направлены вверх по нормали к поверхности конуса и распространяются в стратосфере, но при этом не достигают поверхности земли [11].



По оси абсцисс на рисунке 2-а – время в секундах, начиная с нуля часов по времени GMT

Рисунок 2. Записи инфразвуковых сигналов при запуске PH «Протон-М: а – инфразвуковые сигналы, зарегистрированные в трех пунктах; б – спектр мощности 1-го инфразвукового пакета; в – спектр мощности 2-го инфразвукового пакета

Таблица. Основные параметры инфразвуковых сигналов, зарегистрированных при запуске ракеты-носителя «Протон-М» 25 октября 2013 г.

Измерительный пункт	Дальность (до пл. № 200 Байконура), км	Время прихода, с	Расчетная средняя скорость звука, м/с	Длительность первого возмущения, с	Длительность второго возмущения, с
вднх	1145	3143,0	364,302	326,545	343,64
Институт ионосферы	1150	3156,3	364,351	336,280	378,92
Радиополигон Орбита	1156	3183,1	363,16	337,63	343,64



Рисунок 3. Расположение измерительного пункта «Радиополигон Орбита» относительно проекции на землю траектории полета РН «Протон-М» и направление на источник ИФ волн – а. График ортодромной дальности – б



Рисунок 4. Запись инфразвукового сигнала от запуска PH «Союз-2.1а» с космодрома «Восточный» 28.04.2016

Согласно графика ортодромной дальности, траектория РН наклоняется, и от конуса Маха распространяются акустические волны в сторону земли. Измерение азимута на источник инфразвуковых сигналов показал разницу в 3,5° между истинным (рассчитанным по географическим координатам – 291°) и реальным (определенным по задержкам приходящих сигналов триангуляционным методом – 294,5°) значениями. При этом соответствующее расстояние по земле вдоль проекции траектории полета РН от площадки №200 составило 70,6 км (рисунок 3-а), что по графику ортодромной дальности соответствует высоте 45 км, откуда через 89,6 с после старта РН, с большей вероятностью, и начинается излучение инфразвуковых волн в направлении зарегистрировавших их микробарографов. Учитывая дальность от источника ИФ волн – 1098 км, и время распространения инфразвуковой волны - 3093,5 с, вычисленная скорость звука составила 354,93 м/с. Амплитуды инфразвуковых сигналов не превышают 0,3 Па (83,5 дБ) (рисунок 2-а). По данным измерений в пос. Тюра-Там, находящегося в 49,3 км от места запуска РН, амплитуда инфразвука, измеренная прибором ШИ-01 в диапазонах 2 Гц, 4 Гц, 8 Гц и 16 Гц, не превосходила величин 0,2 Па (80 дБ) [4]. Это показывает, что уровни инфразвука, измеренные в ближней и дальней зонах, соизмеримы.

С помощью АПК инфразвуковых измерений нами впервые осуществлена регистрация ИФ волн, пришедших с космодрома «Восточный» во время первого запуска РН «Союз-2.1а». Запись ИФ сигнала, идентифицированная как эффект от запуска РН, приведена на рисунке 4.

Следует отметить, что акустический ИФ сигнал зарегистрирован только в пункте «Радиополигон Орбита», где на вход микробарографа был подключен пространственный акустический фильтр (в день запуска РН пункты «ВДНХ» и «Институт ионосферы» не работали). С космодрома «Восточный» зарегистрирован только один пакет возмущений длительностью 218 секунд, в отличие от приходящих с космодрома «Байконур», как правило, двух пакетов ИФ сигналов. Длительность каждого пакета была соизмерима с временем работы первой и второй ступеней РН (таблица). Основными критериями идентификации сигнала с космодрома «Восточный» были время прихода в пункт регистрации «Радиополигон Орбита» и средняя скорость распространения пакета ИФ волн. В качестве критерия идентификации принята также функция изменения значений коэффициента корреляции от времени - r(t), полученная при автокорреляционном анализе (рисунок 5).



Рисунок 5. Фрагмент графика изменения коэффициента корреляции в интервале времени от момента запуска РН «Союз-2.1а» с космодрома «Восточный» до прихода пакета ИФ волн в пункт регистрации «Радиополигон Орбита»

Из рисунка 5 следует, что в момент прихода ИФ волны (17156 c - 4 ч 45 мин 56 с GMT) значение коэффициента корреляции достигает единицы, а в течение 9896 с (2 ч 44 мин 55 с) с момента старта РН до прихода возмущения, значение коэффициента корреляции не превышало величины 0,2. Это показывает, что во временном интервале с момента старта РН до прихода возмущения в пункт регистрации, каких-либо ИФ сигналов, похожих на зарегистрированный пакет ИФ волн, не обнаружено. Учитывая, что удальность пункта «Радиополигон Орбита» от космодрома «Восточный» равна 3908 км, а время распространения ИФ волны – 9896 с, была определена средняя скорость распространения, равная 394 м/с. При сравнении ИФ волн, распространяющихся от стартов РН с космодромов «Байконур» и «Восточный», были выявлены различия в портретах возмущений и скорости их распространения. Эти различия могут быть обусловлены температурной инверсией, высотой верхней границы инверсионного слоя атмосферы и особенностями трассы при дальнем распространении ИФ волн. Однако, амплитулы возмущений, зарегистрированных от РН при дальнем распространении ИФ волн с космодромов «Байконур» и «Восточный», оказались сопоставимы - соответственно порядка 0,3 Па и 0,4 Па.

Измерения интенсивности потока гаммаквантов вторичной космической компоненты в приземной атмосфере г. Байконур во время старта ТПК «Союз ТМА-18М»

При запуске ракет-носителей возникают экологические риски на окружающую среду. Создаются дополнительные условия для взаимодействия космических лучей с плотной атмосферой. При этом рентгеновское излучение, которое проникает ближе к поверхности земли, приводит к увеличению радиации в атмосфере [12, 13]. Так, через 7 мин после старта РН «Союз ТМА-18М» нам удалось зарегистрировать четкий слабый всплеск интенсивности потока гамма-квантов вторичной космической компоненты длительностью около 500 секунд и амплитудой менее процента от общего радиационного фона (рисунок 6-а). Этот всплеск был почти в 3,5 раза меньше, чем всплеск гамма-квантов в приземной атмосфере г. Байконур во время дождя. Дождь в г. Байконур начался спустя восемь часов после старта РН (рисунок 6-б).

Визуальный эффект запуска PH показан на рисунке 6-в, где на фотографии хорошо видно появление «дыры» в облаках в месте пролета PH «Союз ТМА-18М». Этот след просуществовал несколько десятков минут и является наглядным подтверждением влияния запуска PH на приземную атмосферу.



По оси ординат – изменение количества импульсов в процентах по отношению к фону – lmp(t), %

Рисунок 6. Результаты измерения интенсивности потока гамма-квантов в приземной атмосфере г. Байконур во время запуска РН «Союз ТМА-18М» 2 сентября 2015 г.: а – слабый всплеск гамма-квантов после запуска РН; б – всплеск потока гамма-квантов во время дождя в г. Байконур; в – след в облаках, оставленный РН «Союз ТМА-18М»



Рисунок 7. Записи доплеровского сдвига частоты сигнала, отраженного от ионосферы во время запусков PH с космодрома «Байконур»: а — «Союз-2.1б» (старт в 18ч 56 мин 00 с GMT, приход ионосферного возмущения зарегистрирован в 21ч 08 мин 35 с - через 7 962 с после старта PH); б - «Протон-М» (старт в 09 ч 31 мин 42 с GMT, приход ионосферного возмущения зарегистрирован в 11 ч 24 мин 00 с - через 6739 с после старта PH); в - «Союз-2.1а» (старт в 16 ч 23 мин 00 с GMT, приход ионосферного возмущения зарегистрирован в 18 ч 09 мин 00 с - через 6 383 с после старта PH)

Доплеровские измерения ионосферных сигналов

Доплеровские измерения ионосферных сигналов во время старта РН проведены на слабонаклонной радиотрассе между измерительными пунктами «Институт ионосферы» – «Радиополигон Орбита» на частоте 3498 кГц. На рисунке 7 представлены результаты измерения доплеровского сдвига частоты ионосферных сигналов во время запусков РН «Союз-2.1» и «Протон-М» с космодрома «Байконур». Вертикальными линиями на графике обозначены время старта РН и время, через которое пришло возмущение в пункт регистрации. Примерно через 1 ч 40 мин – 2 ч 12 мин после стартов РН были зарегистрированы возмущения в ионосфере в виде цугов колебаний с периодом 25–30 минут.

В научной литературе описаны аналогичные возмущения, зарегистрированные на основе вариаций полного электронного содержания ионосферы по сигналам глобальных навигационных спутниковых систем ГЛОНАС/GPS, которые связывают с запусками РН с космодрома Байконур. В тоже время авторы [14] предполагают, что возмущения такого типа могут быть связаны и с появлением в ионосфере среднемасштабных перемещающихся ионосферных возмущений.

Влияние инфразвука, возникающего при запуске ракет-носителей, на сердечнососудистую систему человека

Проблемы в области экологии окружающей среды и здоровья населения в регионах, прилегающих к месту запуска РН, тесно связаны между собой. Оценка функционального состояния организма при экологическом мониторинге окружающей среды необходима не только для своевременного выявления заболеваний, но и для контроля за состоянием здоровья «здорового» человека. Как было сказано выше, наиболее чутким индикатором адаптационноприспособительных резервов организма является сердечно-сосудистая система (ССС), а вариабельность ритма сердца (ВРС) служит интегральным показателем деятельности ССС. Влияние инфразвука, возникающего при запуске РН, на сердечно-сосудистую систему изучали в пос. Тюра-Там, а также в лабораторных условиях, где испытуемые-добровольцы подвергались воздействию инфразвуковых пульсаций атмосферного давления (ИПАД) с частотой 4 Гц интенсивностью 80-100 дБ в акустической камере. Параметры ИПАД по величине и продолжительности были максимально приближены к параметрам ИФ, зарегистрированного при запусках РН с космодрома «Байконур» в населенных пунктах, расположенных вблизи космодрома. Типичные изменения спектральных показателей ВРС у испытуемых

разного возраста с различным уровнем адаптационных возможностей при действии инфразвуковых пульсаций атмосферного давления приведены на рисунке 8. Реакция организма на ИПАД (испытуемый К., рисунок 8-а) заключалась в усилении регуляторных влияний вегетативной нервной системы - симпатического и парасимпатического отделов с преобладанием последнего. Включение гуморальных механизмов регуляции имело относительно большой латентный период и мощность спектра VLF (0,003-0,04 Гц) повышалась лишь в конце экспозиции. Повышение влияний ВНС на сердечный ритм сохранялось и в период последействия. Действие ИПАД практически не отразилось на таких параметрах ВРС как ЧСС, pNN50 (% пар соседних RR-интервалов, отличающихся более чем на 50 мс). Реакция организма на действие инфразвука имела адаптивный физиологический характер. У испытуемой П. (рисунок 8-б) в ответ на действие ИПАД баланс регуляторных влияний смещался в сторону преобладания симпатической активности и усиления гуморальнометаболических механизмов обеспечения деятельности сердца. В структуре повышения общей мощности спектра увеличивался вклад VLF волн. Среди временных параметров ВРС обращает внимание 3хкратное снижение pNN50 при неизменной ЧСС. Ответные реакции организма испытуемой П. на действие ИПАЛ нахолились в пределах сниженных функциональных резервов, что обусловлено возрастными дисгормональными изменениями. Реакция испытуемого С. (рисунок 8-в) на действие ИПАД в начальный период характеризовалась слабой тенденцией к повышению мощности спектра HF (0,15-0,40 Гц) и спектра LF (0,04-0,15 Гц) с сохранением преобладания парасимпатических влияний. Но при достижении ИПАД интенсивности 100 и 110 дБ мощность спектров HF и LF незначительно уменьшалась. Заметное снижение мощности спектра VLF внесло решающий вклад в снижение общей мощности спектра. Большинство статистических показателей свидетельствовали о тенденции к снижению ВРС. В период последействия наблюдалось быстрое восстановление исходной высокой общей мощности спектра нейрогуморальной регуляции ритма сердца, с балансом в сторону парасимпатического отдела ВНС. Столь эффективная гомеостатическая регулировка основных параметров ВРС после ИПАД может быть результатом регулярных занятий спортом и здорового образа жизни испытуемого С.

Субъективно никто из испытуемых не отметил изменения или ухудшения общего самочувствия как при воздействии ИПАД, так и на протяжении следующих суток, за исключением единичных случаев быстропроходящего чувства тяжести в височной области при действии ИПАД. По результатам холтеровского кардиомониторинга отрицательных изменений ЭКГ в ответ на воздействие ИПАД не наблюдалось. У 58% испытуемых отмечено незначительное преходящее повышение диастолического АД не более 10 мм рт. ст. Наблюдения показали, что инфразвуковые пульсации атмосферного давления частотой 4 Гц интенсивностью до 80-100 дБ вызывают обратимые изменения вариабельности ритма сердца, практически не влияют на частоту сердечных сокращений, следовательно, являются толерантным возмущающим фактором. Особенности ответных реакций зависят от возраста, функционального состояния организма и находятся в зоне физиологического реагирования.

В связи с жалобами людей на ухудшение самочувствия во время запуска PH возникла необходимость всестороннего изучения возможных причин их побуждающих. Для этого был выполнен анализ влияния инфразвука, генерируемого PH, на сердечно-сосудистую систему в сравнении с действием одного из повседневных бытовых факторов, заведомо оказывающего негативное влияние на здоровье человека.



По оси ординат – изменение мощности спектра от времени - S(t). Обозначения: скользящий спектр быстрых (HF), медленных (LF) и очень медленных (VLF) колебаний выполнен с временным анализом 300 с и шагом 10 с

Рисунок 8. Спектральный анализ вариабельности ритма сердца при воздействии инфразвуковых пульсаций атмосферного давления: а – испытуемый К. (36 лет); б – испытуемая П. (56 лет); в – испытуемый С. (51 год)

ЭФФЕКТЫ В ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЕ И ИОНОСФЕРЕ НА ЗАПУСКИ РАКЕТ-НОСИТЕЛЕЙ С КОСМОДРОМА «БАЙКОНУР» И «ВОСТОЧНЫЙ» И ИХ ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ЗНАЧИМОСТЬ



Рисунок 9. Спектральный анализ вариабельности ритма сердца при действии инфразвуковых пульсаций атмосферного давления и курении: а – испытуемая Кат-а, 26 лет; б – испытуемая Кр-а, 26 лет

Таким фактором является курение. Согласно заключению Всемирной организации здравоохранения курение признано одним из ведущих факторов риска сердечно-сосудистых заболеваний, наносит значительный вред не только отдельному индивидууму, но и окружающим людям, в связи с чем, отнесено к категории антропогенных факторов загрязнения окружающей среды. В эксперименте курящим испытуемым (n=5), спустя ~30 минут после воздействия ИПАД, было предложено выкурить по 1 сигарете. В динамике курения регистрировали ЭКГ и вариабельность ритма сердца. Негативные изменения ВРС во время курения были отмечены у всех испытуемых (рисунок 9). Установлено, что частота сердечных сокращений после курения в среднем на 18% превышает ЧСС этих же испытуемых во время воздействия ИПАД. Такой же тренд наблюдается в динамике ЧСС в период последействия.

Не вдаваясь подробно в расшифровку изменений ВРС, связанных с выкуриванием 1 сигареты, можно сделать следующее обобщение. У всех испытуемых курение вызывало более значительные и стойкие изменения ВРС, нежели действие ИПАД, и включало повышение ЧСС, ухудшение временных и статистических показателей ВРС, продолжительное подавление активности всех звеньев нейрогуморальной регуляции ритма сердца, снижение мощности спектров быстрых, медленных и очень медленных колебаний. Установлено, что у курящих испытуемых ЧСС в период последействия ИПАД на 16,1% выше в сравнении с некурящими. На рисунке 9 хорошо видно, что подавление мощности спектров HF, LF, VLF, а, следовательно, и общей мощности спектра усиливалось в ранний период последействия, а восстановительные процессы были затянуты во времени. Следовательно, курение вызывает более выраженные изменения нейрогуморальных механизмов регуляции деятельности сердца, чем инфразвуковые пульсации атмосферного давления. Подобная реакция отмечена у одного из курящих испытуемых (Мов, 23 г.) во время запуска РН «Союз-У» 24 апреля 2006 г. в пос. Тюра-Там, расположенного в 32,1 км от старта РН (рисунок 10-а).



Рисунок 10. Спектральный анализ вариабельности ритма сердца при запуске PH «Союз-У» 24 апреля 2006 г (пос. Тюра-Там): а – испытуемый М-ов (23 г.); б – испытуемый Мам-в (47 лет)

Измерение инфразвука во время запуска РН выявило превышение ПДУ на частотах 2 и 4 Гц с увеличением амплитуды гармоник до 80 - 100 дБ, на частотах 8 и 16 Гц предельно допустимый уровнь не превышал 65 дБ, продолжительность сигнала около 5 минут. Через 5 мин после старта РН уровень ИФ опустился до фоновых значений - менее 65 дБ. Реакция испытуемого М-ов на прохождение ИФ волны характеризовалась значительным снижением всех временных и статистических показателей ВРС, снижением мощности спектров HF, LF, VLF колебаний и общей мощности спектра ВРС, и сохранялась таковой в период последействия. Относительно функционального состояния испытуемого М-ов можно отметить эмоциональную неустойчивость, повышенную тревожность, из вредных привычек - курение, во время эксперимента утомление и психоэмоциональное напряжение, обусловленные переездами, подготовкой и ответственностью за проведение эксперимента. Для сравнения приведены результаты измерений в тех же условиях у испытуемого Мам-в (47 лет) - коренного жителя пос. Тюра-Там. Реакция на появление ИФ волны характеризовалась первоначальной тенденцией усиления и последующего снижения (но не ниже фонового уровня) спектральной мощности быстрых и медленных волн без изменения их соотношения, а также снижением мощности очень медленных волн. ВРС и вегетативные механизмы обеспечения деятельности сердца изменялись незначительно и оставались в пределах возрастных исходно низких показателей (рисунок 10-б). Отрицательных изменений ЭКГ испытуемого Мам-в в ответ на действие ИФ не наблюдалось. В период последействия отмечен положительный сдвиг в сторону повышения вариабельности ритма сердца, в механизмах регуляции – преобладание активности парасимпатической нервной системы. Сравнительный анализ ритмограмм испытуемых М-ов и Мам-в позволяет предположить, что негативное действие комплекса факторов, таких как курение, психоэмоциональное напряжение и утомление потенцируют действие подпороговых и пороговых уровней ИФ.

Не обнаружено отрицательного влияния инфразвука при запуске PH «Союз-ФГ» на ЭКГ у людей с сердечно-сосудистыми заболеваниями (n=12), проживающих в пос. Тюра-Там, ближайшем к космодрому «Байконур» в 32,1 км от места старта РН, и при суточном мониторинге ЭКГ условно здоровых мужчин (n=3) во время запуска РН «Протон-К» и РН «Союз-У» [15]. Наши исследования подтверждают мнение о том, что инфразвук, который не воспринят субъективно, не оказывает заметного влияния на общее состояние и работоспособность человека. Для снижения заболеваемости населения, проживающего в местах близлежащих к космодрому Байконур, необходимо выявлять и устранять сопутствующие причины, влияющие на восприимчивость инфразвука нейрогуморальными механизмами регуляции ритмической деятельности сердца и сердечно-сосудистой системой в целом.

Выводы

Зарегистрированы и исследованы эффекты в приземной атмосфере и ионосфере от запуска ракетносителей с космодрома «Байконур» и «Восточный» и их экологическая значимость:

1. В трех измерительных пунктах на расстоянии ~1154 км от места запуска PH с космодрома «Байконур» зарегистрированы два последовательно пришедших пакета инфразвуковых возмущений длительностью, соответствующей времени работы первой и второй ступеней PH. В спектре мощности 1-го пакета выделены частоты 0,21 Гц, 0,72 Гц, 1,02 Гц и 1,36 Гц, в спектре мощности 2-го пакета – частоты в области 0,41 Гц. Спектры мощности шумоподобны,
что указывает на многолучевый интерферирующий сигнал.

2. Азимут на источник инфразвукового сигнала от РН «Протон-М», измеренный триангуляционным методом, на 3,5° отличается от истинного азимута, вычисленного по географическим координатам.

3. Впервые осуществлена регистрация инфразвуковых волн во время первого запуска PH «Союз-2.1а» с космодрома «Восточный». Максимальные амплитуды инфразвуковых возмущений от ракет-носителей при дальнем распространении инфразвуковых волн с космодромов «Байконур» и «Восточный» оказались сопоставимыми – соответственно 0,3 Па и 0,4 Па.

4. Доплеровские измерения ионосферных сигналов на слабонаклонной радиотрассе после стартов ракет-носителей «Союз-2.1» и «Протон-М» с космодрома «Байконур» выявили возмущения в ионосфере в виде цугов колебаний с периодом 25 - 30 минут через 1 ч 40 мин – 2 ч 12 мин.

5. После старта ТПК «Союз ТМА-18М» в приземной атмосфере зарегистрирован слабый всплеск интенсивности потока гамма-квантов вторичной космической компоненты длительностью около 500 с и амплитудой менее 1% от общего радиационного фона. 6. Кратковременные инфразвуковые пульсации атмосферного давления частотой 4 Гц интенсивностью до 80–100 дБ вызывают обратимые изменения вариабельности ритма сердца, но не оказывают отрицательного влияния на деятельность сердца по заключению ЭКГ. Ответные реакции находятся в зоне физиологического реагирования, зависят от возраста и функционального состояния организма.

7. Установлено более выраженное влияние курения 1 сигареты на частоту сердечных сокращений, вариабельность и нейрогуморальные механизмы регуляции ритма сердца, нежели действие инфразвуковых пульсаций атмосферного давления частотой 4 Гц интенсивностью до 80–100 дБ.

8. Хотя инфразвук, возникающий при запуске РН с космодрома «Байконур», не оказывает отрицательного влияния на ЭКГ людей, проживающих вблизи космодрома «Байконур» и вдоль трассы пролета РН, экологические риски могут быть обусловлены высокой чувствительностью нейрогуморальных механизмов регуляции ритма сердца к повышению уровня инфразвука до 70–100 дБ. Эти риски увеличиваются у курящих людей и при условии сочетания действия инфразвука с другими факторами, заведомо негативно влияющими на здоровье.

Литература

- 1. Дмитриев, А.Н. Техногенное воздействие на природные процессы Земли / А.Н., Дмитриев, А.В. Шитов // Проблемы глобальной экологии. Новосибирск: Издательский дом «Манускрипт». 2003. 140 с.
- Квашин, А.С. Вопросы экологической безопасности при осуществлении запусков PH с полезными нагрузками разработки предприятия / А.С. Квашин, Пушкин В.И., Новиков Н.П., Дукин А.Д., ГОршков Е.В., Бирюкова Л.А. // Вестник Самарского государственного аэрокосмического университета им. академика С.П. Королёва (Национального исследовательского университета). – 2006. – Выпуск № 2 - 1.
- 3. Методические указания по осуществлению государственного санитарно-эпидемиологического надзора за соблюдением «Санитарных правил и норм «предельно-допустимых уровней инфразвука и низкочастотного шума в помещениях жилых и общественных зданий и на территории жилой застройки» (САНПИН № 3.01.030/у-97, № 3.05.031 – 97).
- Краснов, В.М. Инфразвуковое излучение при запусках ракет-носителей и его влияние на здоровье населения / В.М. Краснов, Я.В. Дробжева, Г.Д. Пак, Н.М. Салихов, В.А Козловский, Э.К. Мухамеджанов, Д.И. Маханов, В.Б. Лазуркина // Вестник НЯЦ РК, 2008. – Выпуск 2 (34). – С. 60 - 69.
- Куличков, С.Н. Дальнее распространение инфразвуковых волн в атмосфере / С.Н. Куличков: автореф. дисс. докт. физ.мат. наук. М., – 1999. – 41 с. - [Электронный ресурс]: http://www.dissercat.com/content/dalnee-rasprostranenieinfrazvukovykh-voln-v-atmosfere
- 6. Куралесин, Н.А. Гигиенические и медико-биологические аспекты воздействия инфразвука / Н.А. Куралесин // Медицина труда и промышленная экология. 1997. №5. С. 8 14.
- 7. Салихов, Н.М. Аппаратно-программный комплекс для регистрации доплеровского сдвига частоты ионосферных радиосигналов над очагами землетрясений / Н.М. Салихов, В.М. Сомсиков // Известия НАН РК. 2014. № 4. С. 116-121.
- 8. Орлов, В.Н. Руководство по электрокардиографии / В.Н. Орлов. М. : МИА. 2003. 528 с.
- 9. Task Force of the European of Cardiology and North American Society of Pacing and Electrophysiology. Heart Rate Variability. Standarts of Measurements/ Physiological Interpretation and Clinical Use // Circulation. 1996. № 93. P. 1043 1065.
- 10. Михайлов, В.М. Вариабельность ритма сердца: опыт практического применения метода / В.М. Михайлов . Иваново: Иван. гос. мед. академия. 2002. 290 с.
- Altmann, J. Acoustic-Seismic Detection of Ballistic-Missile Launches for Cooperative Early Warning of Nuclear Attack / J. Altmann //Science and Global Security. – 2005. - V.13. – P. 129 - 168.
- 12. Власов, М. Н. Экологическая опасность космической деятельности / М. Н. Власов, С. В. Кричевский // Аналитический обзор. М.: Наука. 1999. 240 с.
- Экологические проблемы и риски воздействия ракетно-космической техники на окружающую природную среду: Справочное пособие 1 / Под общ. ред. В.В. Адушкина, С.И. Козлова, А.В. Петрова. - М.: Изд-во «Анкил». – 2000. – 640 с.

- 14. Тертышников, А.В. Результаты эксперимента по диагностике состояния ионосферы над Байконуром по сигналам глобальных навигационных спутников системы ГЛОНАСС/GPS / А.В. Тертышников // Электронный научный журнал «Гелиогеофизические исследования», 2012. – Вып.1. – [Электронный ресурс]: http://vestnik.geospace.ru/index.php?id=160.
- 15. Контроль уровня инфразвукового излучения при запусках ракет-носителей и оценка его влияния на здоровье населения по Государственной программе «Развитие космической деятельности в Республике Казахстан на 2005-2007 годы: отчет о НИР (заключительный) / ДГП «Институт ионосферы; рук. В.М. Краснов. - Алматы, 2007. – НЦ НТИ РК; Гос. рег. № 0105РК00114. - Инв. № 0207РК01222.

«БАЙҚОҢЫР» ЖӘНЕ «ВОСТОЧНЫЙ» ҒАРЫШЖАЙЛАРЫНАН ЗЫМЫРАН-ТАСУШЫЛАРДЫ ЖІБЕРУДЕ ЖЕРГЕ ЖАҚЫН АТМОСФЕРА МЕН ИОНОСФЕРАДАҒЫ ӘСЕРЛЕР ЖӘНЕ ОЛАРДЫҢ ЭКОЛОГИЯЛЫҚ МАҢЫЗДЫЛЫҒЫ

¹⁾ Салихов Н. М., ²⁾ Пак Г. Д., ¹⁾ Крякунова О. Н., ³⁾ Милютин В. И., ²⁾ Маевская В. И., ¹⁾ Николаевский Н. Ф., ¹⁾ Цепакина И. Л.

¹⁾ НЦКИТ АЛМАТЫ АК МИР ДТОО «Ионосфера институты, К К, Алматы, Қазақстан ²⁾ Адам мен жануарлар физиологиясы институт, Алматы, Қазақстан ³⁾ ҚР ҚК СӘО Бас қолбасшысы басқармасы, ҚР, Алматы, Қазақстан

«Байқоңыр» және «Восточный» ғарышжайларынан «Протон-М» және «Союз-2.1» зымыран тасушыларды (ЗТ) жіберуде жерге жақын атмосфера мен ионосферада елестерді табу бойынша кешенді зерттеудің нәтижелері келтірілген. ЗТ жіберілу жерінен инфрадыбыс алысқа, шамасы 1000 км. және одан артық таралуында, инрадыбыстық толқындардың параметрлері анықталған. Доплер әдісімен толқындар цугтары түрінде 25–30 мин. кезеңдерімен ионосфералық ауытқулары тіркелген. «Союз-TMA18» жіберілгеннен кейін гамма-кванттар ағымдары белсенділігінің шамалы көтерілуі тіркелген – жерге жақын атмосферадағы радиациялық асынан 1% кем. ЗТ жіберуінде халық үшін экологиялық қауіп-қатерлері инфрадыбыстың деңгейі 70–100 дБ дейін көтерілуіне жүрек ырғағын реттеудің нейрогумораль механизмдерінің жоғары сезгіштігімен шартталу мүмкін. ШРД шегінде инфрадыбыстық толқындар өтуінде ЭКГ теріс өзгерістері байқалмаған.

EFFECTS OF CARRIER ROCKETS LAUNCHESFROM "BAIKONUR" AND "VOSTOCHNIY" COSMODROMES ON THE SURFACE ATMOSPHERE AND IONOSPHERE AND ITS ECOLOGICAL SIGNIFICANCE

¹⁾ N. M. Salikhov, ²⁾ G. D. Pak, ¹⁾ O. N. Kryakunova, ³⁾ V. I. Milyutin, ²⁾ V. I. Mayevskaya, ¹⁾ N. F. Nikolayevskiy, ¹⁾ I. L. Tsepakina

¹⁾ Institute of Ionosphere, National Center for Space Research and Technology, Almaty, Kazakhstan
 ²⁾ Human and Animal Physiology Institute, Ministry of Education and Science, Almaty, Kazakhstan
 ³⁾ Administration of Aerospace Forces Commander of Kazakhstan, Almaty

The paper provides the results of integrated investigation of effects revealed in surface atmosphere and ionosphere after the launches of carrier-rockets "Proton-M" and "Soyuz 2.1" from "Baikonur" and "Vostochniy" cosmodromes. The parameters of infrasound waves at its distant propagation, about 1000 km and more from the launch site, were determined. The ionosphere perturbance in the form of wave trains with 25 - 30 minutes period was recorded using Doppler method. A weak surge of intensity of gamma-ray flow was recorded after "Soyuz-TMA" launch – less than 1% of radiation background of surface atmosphere. Ecological risks due to the rockets launch are represented by high sensitivity of neurohumoral mechanisms of heart rhythm control to increase of infrasound level up to 70–100 dB. There were no negative ECG changes during the infrasound wave pass within the maximum permissible level. УДК 550.348.436

СЕЙСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ КАК ОСНОВА СЕЙСМИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ АТОМНЫХ ЭЛЕКТРОСТАНЦИЙ (НА ПРИМЕРЕ НОВОВОРОНЕЖСКОЙ АЭС)

^{1, 2)} Надежка Л. И., ²⁾ Семенов А. Е., ²⁾ Семенов А. М., ²⁾ Колесников И. М.

¹⁾ Воронежский государственный университет», Воронеж, Россия ²⁾ Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба Российской академии наук», Воронеж, Россия

Приведена краткая характеристика сейсмических условий ближнего района размещения Нововоронежской АЭС. Обсуждается необходимость оперативного контроля сейсмических условий района и площадки размещения Нововоронежской АЭС путем проведения долгосрочного сейсмического мониторинга сетью высокочувствительных сейсмических станций.

Сейсмическая безопасность является одним из важных условий безопасной жизнедеятельности населения. Особенно актуальна проблема оценки сейсмической безопасности равнинных территорий Европейской части России – Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Эти территории изобилуют объектами повышенной экологической ответственности, здесь развита мощная инфраструктура, имеются объекты спецназначения и высока плотность населения.

В геологическом плане одной из крупных структур ВЕП является Воронежский кристаллический массив (ВКМ), который представляет собой погребенный выступ (горст) пород архейского и протерозойского возраста, образующих кристаллический фундамент одноимённой антеклизы (рисунок 1). Антеклиза занимает центральную часть древней Восточно-Европейской платформы, она ограничена внутриплатформенными авлакогенами (Днепрово-Донецким на западе и юго-западе, Пачелмским на северо-востоке, Московским на севере) и региональными уступами (сбросами) в рельефе кристаллического фундамента (на границе с Прикаспийской синеклизой).

Кристаллический фундамент представлен породами архея и нижнего протерозоя. В соответствии с современными геолого-геофизическими данными ВКМ включает гетерогенные и в разной мере эродированные крупные структуры: Могилёвский, Брянский, Курский, Хопёрский и Волгоградский мегаблоки и, разделяющую Курский и Хопёрский мегаблоки, Лосевскую шовную зону (рисунок 1) [1, 2].



условные границы крупных структур Восточно-Европейской платформы; 2 – изогипсы фундамента;
 границы основных структур Воронежского кристаллического массива. Тектонические нарушения:
 первого порядка; 5 – второго порядка; 6 – третьего порядка. 7 – территория ближней зоны НВ АЭС

Рисунок 1. Схема рельефа фундамента и тектонических нарушений Воронежского кристаллического массива

Хопёрский и Волгоградский мегаблоки сложены отложениями воронцовской серии нижнего протерозоя, представленными ритмично переслаивающимися сланцами, в том числе углеродсодержащими, метапесчаниками, метаалевролитами, изредка метаэффузивами. На участках глубокого метаморфизма породы серии превращены в графитовые и биотит-плагиоклазовые гнейсы. Они вмещают многочисленные интрузии базит-гипербазитовых тел мамоновского комплекса и гранитоидов бобровского комплекса.

Структурно-вещественные комплексы Могилёвского, Брянского и Курского мегаблоков представлены парагенезисом архейских зеленокаменных поясов и гранито-гнейсовых куполов (михайловская серия верхнего архея и обоянский комплекс нижнего архея) и характеризуются широким развитием раннекарельских рифтогенных структур (Михайловская, Орловско-Оскольская и др.), наследующих структурный план позднеархейских зеленокаменных поясов [1, 2].

Крупномасштабная структура 1-го ранга – Лосевская шовная зона (ЛШЗ) характеризуется специфическим набором осадочно-метаморфических и вулканогенно-интрузивных формаций. В северо-восточной части зоны – это породы лосевской серии верхнего архея – нижнего протерозоя (метадациты, метабазальты, амфиболиты, ортосланцы основного состава), прорванные биотитовыми гранитами усманского комплекса и массивами роговообманковых габбро рождественского комплекса. Западная часть ЛШЗ представлена автохтонными метасоматическими гранитоидами павловского комплекса, разделённого сильно мигматизированными (до теневых мигматитов) породами архейского субстрата.

Кристаллический фундамент осложнён многочисленными тектоническими нарушениями различного ранга (рисунок 1). Зоны разломов имеют сложное внутреннее строение, отчётливо выражаются в гравитационном и магнитном полях и, по всей видимости, могут рассматриваться как глубинные разломы, которые разграничивают структуры с различной историей геологического развития. Изучение этих зон свидетельствует о неоднократном обновлении тектонических разломов на различных стадиях развития ВКМ.

С поверхности массив покрыт платформенным чехлом, в основном, терригенного состава, мощность которого минимальна (70 м) в сводной части антеклизы и возрастает (до 800 м и более) на её крыльях. Стратиграфический перерыв между кристаллическим фундаментом, сформированным к началу верхнего протерозоя (примерно 1.6 млрд. лет назад) и осадочным чехлом имеет различную продолжительность в разных частях массива и определяется возрастом отложений, перекрывающих фундамент. На окраинах массива вдоль границ с Пачелмским авлакогеном и Прикаспийской впадиной на поверхности фундамента залегают породы верхнего венда, вдоль границы с Днепрово-Донецким авлакогеном разрез осадочного чехла начинается с каменноугольных отложений, а основная часть фундамента ВКМ перекрыта отложениями девона. В структурном плане наиболее выраженными в осадочном чехле являются неоген-четвертичные структуры: Окско-Донская впадина и Среднерусская возвышенность [3].

В настоящее время на территории ВКМ функционируют две атомные станции: Нововоронежская (НВАЭС) и Курская (КАЭС), строятся новые блоки этих станций, продлеваются сроки действия функционирующих блоков. Эта деятельность требует детального обоснования оценки сейсмической безопасности таких экологически ответственных объектов как атомные станции. Одним из важных и значимых мероприятий при оценке сейсмической безопасности является сейсмологический мониторинг.

Основной целью сейсмологического мониторинга является контроль динамики сейсмического процесса и оценка стабильности сейсмических условий на площадке и в районе размещения ОАЭ. Выполнение этих условий требует решения целого ряда задач, среди которых основную роль играют:

 надежная регистрация местных и локальных сейсмических событий, а также регистрация слабых и микроземлетрясений, их контроль как индикаторов геодинамических процессов, медленных деформаций верхних горизонтов земной коры. Для успешного решения этой задачи необходима оптимально организованная сеть сейсмических станций и высокое качество аппаратуры;

 оптимальная и оперативная интерпретация сейсмических событий с определением их природы, параметров землетрясений и микроземлетрясений;

 оценка грунтовых условий на площадке и в ближней зоне путем анализа сейсмических воздействий природного и техногенного характера на грунты, а также анализа временных вариаций микросейсмического шума.

Важной составляющей при проведении сейсмического мониторинга является анализ геологических, геофизических и сейсмологических данных с целью выделения потенциально геодинамически активных зон, оценки их сейсмического потенциала и воздействия на площадку.

Оптимальное решение указанных задач позволяет получать качественные фактические данные для оценки сейсмических условий и динамики сейсмического процесса площадки и района размещения объектов атомной энергетики.

На примере Нововоронежской АЭС ниже показана роль и место сейсмологического мониторинга в общем цикле мероприятий по обеспечению безопасности функционирования объектов атомной энергетики.

Оценки сейсмичности площадки и района размещения Нововоронежской АЭС изменялись от 7 [4] до 4.5 баллов по шкале MSK-64 [5]. Такое расхождение оценок указывает, во-первых, на сложность проблемы, во-вторых, на то, что оценки выполнялись без учета экспериментальных данных, получаемых путем выполнения сейсмического мониторинга.

Нововоронежская атомная станция расположена в пределах Лосевской шовной зоны. Кристаллический фундамент ближней зоны размещения НВАЭС представлен породами базальт-риолитового состава лосевской серии и гранодиорито-гнейсами, граносиенито-гнейсами. В эрозионном срезе ближнего района выделяется ряд тектонических нарушений глубинного заложения (рисунок 2).



Лосевская шовная зона (В): Лискинский миниблок (Хохольско-Павловский мезоблок В-1), породы фундамента: 1 – гранодиорито-гнейсы, мигматиты обоянского комплекса нижнего архея (а - лейкократовые разности; б – меланократовые); 2 – амфиболиты, биотит-роговообманковые гнейсы михайловской серии верхнего архея; 3 – павловские гранитоиды (а - граносиениты порфиробластические (1®фаза); 6 - лейкократовые граниты); 4 – граниты щелочные лискинского комплекса; Семилукский миниблок (Воронежский мезоблок В-2); 5 – породы фундамента: базальтриолитового состава лосевской серии верхнего архея- нижнего протерозоя (метаэффузив: а – основного состава, б – кислого); 6 – габбро, габбро-амфиболиты рождественского комплекса; 7 – плагиограниты усманского комплекса; Тектонические нарушения: 8 – сквозные коромантийные 2^{го} ранга, коровые 3^{го}ранга, 4^{го} и выше; 9 – профили микро ОГТ; 10 - эпицентры местных землетрясений с 2006 по 2015 гг. Красный параллелограмм – промплощадка НВ АЭС

Рисунок 2. Фрагмент (30- километровая зона вокруг НВ АЭС) геологической карты ВКМ [Лосицкий В.Н., Кривцов И.И. и др.]

В осадочном чехле ближнего района размещения Нововоронежской АЭС соответствуют: восточная часть Среднерусской возвышенности, западная часть Окско-Донской впадины и зона их сочленения.

Сложное геологическое строение ближнего района и собственно положение площадки обуславливают необходимость получения объективных данных о характере сейсмических условий. В районе размещения НВАЭС в настоящее время создана двухуровневая сеть сейсмических станций, предназначенная для проведения сейсмических наблюдений в режиме мониторинга, которые имеют до шести сейсмических каналов. Нововоронежская сеть наблюдений включает 8 сейсмических станций. Четыре из них расположены на расстоянии 5-10 км от площадки НВ АЭС (ближняя сеть.) Четыре другие расположенные на расстоянии 40 - 60 км от площадки (дальняя сеть [6]). Сейсмические станции обеспечивают работу с сейсмоприемниками разных типов (СМЗ-КВ, СМЗ-ОС). Организованная таким образом двухуровневая сеть позволяет регистрировать сейсмические события с М≥-0.5 в ближайшей зоне (до 10 км от площадки) и с М≥0.5 в радиусе до 50 км от НВАЭС.

Как показали экспериментальные данные, в районе размещения НВАЭС ежегодно происходит от 3 до 8 землетрясений. И хотя эти землетрясения, в основном, низкого энергетического класса, они свидетельствуют о сейсмических процессах, происходящих в верхней части земной коры в районе размещения НВАЭС. Известно, что даже не сильные землетрясения могут представлять значительную опасность для таких экологически ответственных объектов как АЭС [7]. На рисунке 3 показана запись одного из низкомагнитудных землетрясений, которое произошло в районе размещения НВАЭС.



Рисунок 3. Пример волновой формы записи землетрясения, близкого к площадке НВАЭС (04.01.2010, удаление от НВАЭС 9,1 км, глубина 1 км, K=3,3)

Значительное влияние на сейсмичность площадки и района размещения НВАЭС оказывают также взрывы разной мощности и природы. В регионе функционирует более 20 промышленных карьеров, в четырех из них производят промышленные взрывы с использованием до несколько сотен тонн ВВ. Ближайшими к площадке НВАЭС крупными карьерами являются Павловский, Лебединский и Стойленский. В них производят короткозамедленные взрывы, создающие сейсмические события 7–9 энергетических классов. На рисунке 4 приведены примеры записей Z-компоненты (исходной и фильтрованной), а также их амплитудно-частотные спектры по данным двух станций (Сторожевое, Осинки).





Рисунок 4. Примеры записи Z-компоненты волнового поля и амплитудно-частотных спектров взрыва в карьере на расстоянии 130 км от площадки НВАЭС. Станции: а, б – «Сторожевое»; в, г – «Осинки»

Как видно из рисунка 4-а, в, на записях сейсмического события, вызванного взрывом, четко выделяются поверхностные волны, типа Рэлея; в диапазоне частот 0.4 - 0.8 Гц, значительную роль играют высокочастотные составляющие – более 10.0 Гц. Всего в течение года сетью сейсмических станций регистрируется около трехсот взрывов. И хотя в ближнем районе и на площадке АЭС они не создают сейсмических эффектов выше допустимых, ими оказывается существенное сейсмическое воздействие на земную кору, что может способствовать накоплению остаточных деформаций в зонах тектонических нарушений, на контактах блоков и зон повышенной трещиноватости, и это может приводить к наведенной сейсмичности.

Одним из важных факторов при оценке сейсмических условий площадки и ближней зоны размещения АЭС является характер реакции грунтов на сейсмические воздействия. Кроме сейсмических событий вызванных взрывами, на грунты оказывают влияние сильные телесейсмические землетрясения с откликом различной силы. Так, например, землетрясение, произошедшее 24 мая 2013 г. с эпицентром в Охотском море (глубина 600 км, магнитуда Mb=7.7), вызвало сотрясение 2 балла в ближней зоне НВАЭС (рисунок 5). Это землетрясение было уникальным по макросейсмическому воздействию, почти на всей территории Европейской части России оно вызвало сотрясение около 2 баллов. Максимальная скорость смещения частиц грунта в районе размещения НВАЭС зарегистрирована сейсмостанцией «Каменно-Веховка» и составили 587 мкм/с, что соответствует 2 баллам [8].



Рисунок 5. Волновые формы записей землетрясения 24.05.2013 г. в Охотском море, зарегистрированных сейсмическими станциями Воронежской сети наблюдений

Ежегодно Воронежская сеть станций регистрирует около трех тысяч телесейсмических землетрясений. Записи наиболее сильных из них анализируются, и определяется отклик среды на сейсмическое воздействие. Установлено, что за период наблюдений наиболее сильные колебания грунта площадки и ближней зоны были вызваны землетрясением 11.03.2011 (глубина очага 33 км, Ms=8.7) с сейсмическим эффектом в ближней зоне соответствующим 2–3 баллам по шкале MSK-64. В регионе происходят также землетрясения на региональных расстояниях от НВАЭС. Пример одного из таких землетрясений приведен на рисунке 6.



Рисунок 6. Волновые формы и спектральный состав записи вертикальной составляющей при Купянском землетрясении на различных расстояниях

Это землетрясение 9-го энергетического класса произошло на южном склоне ВКМ и не вызвало на площадке существенных сейсмических воздействий.

На рисунке 7 приведены записи Сумского землетрясения, которое произошло на расстоянии 360 км от площадки НВАЭС. Это землетрясение 11-го энергетического класса с глубиной очага 10 км. В эпицентральной зоне землетрясение ощущалось силой 5–6 баллов по шкале MSK-64 [9]. Следует отметить, что после первого толчка были зафиксированы еще 2 землетрясения 8 и 10 энергетических классов. Возможно, наблюдался афтершоковый процесс.



Рисунок 7. Пример записи Сумского землетрясения по данным ближайшей к площадке сейсмической станции «Сторожевое»: а – записи волнового поля; б – амплитудно-частотные спектры

Особое внимание при выполнении сейсмического мониторинга обращалось на временные вариации микросейсмического шума (МСШ). Опыт работ свидетельствует, что временные вариации МСШ в диапазоне 2.0–8.0 Гц являются индикатором стабильности грунтовых условий [10]. На рисунке 8 показан пример временных вариаций МСШ в течение месяца на ближайшей к НВАЭС станции «Сторожевое».



Рисунок 8. Временные вариации интенсивности Z-компоненты волнового поля МСШ в пункте наблюдения «Сторожевое» (ближайшем к площадке НВАЭС)

Из рисунка 8 видно, что в ночное время уровень сейсмического шума в диапазоне частот 2.0–8.0 Гц практически не изменяется. Это указывает на стабильность свойств грунтовых условий в районе сейсмической станции.

Таким образом, сейсмический мониторинг позволил: 1) оценить степень природной сейсмичности в районе размещения НВАЭС; 2) изучить влияние техногенных источников в районе размещения НВАЭС; 3) оценить влияние телесейсмических землетрясений на грунты площадки; 4) оценить состояние грунтовых условий на основе временных вариаций МСШ. Полученные данные свидетельствуют о том, что сейсмические условия района размещения НАВЭС в течение 2005–2015 гг. оставались, в основном, стабильными. Вместе с тем, анализ природной сейсмический режим обнаруживает квазипериодический характер (рисунок 9).



чисунок 9. Распределение количества выделившеися энергии по годам для ВКМ

Как видно из рисунка 9, несколько лет сейсмического затишья сменяются годами активизации сейсмического процесса. Судя по графику, в 2015 г. сейсмические процессы в регионе активизировались. Квазипериодический характер сейсмической активности свидетельствует о том, что для получения объективной информации о сейсмических условиях района размещения АЭС, необходимо выполнение непрерывного сейсмического мониторинга в течение длительного времени, по крайней мере, не менее 10 лет. Только в этом случае, экспериментальные мониторинговые данные могут служить надежной основой для оценки сейсмических условий экологически ответственных объектов, какими являются АЭС.

Литература

- Горбунов, Г.И. Основные черты тектоники и истории геологического развития докембрия Воронежского кристаллического массива / Г.И. Горбунов, Ю.С. Зайцев, Г.И. Раскатов, Н.М. Чернышов // Тектоника фундамента платформ. – М., 1973. – С. 44 - 48.
- Литосфера Воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным / Главн. ред. Н.М. Чернышов. – Воронеж: «Научная книга», 2012. – 330 с.
- Трегуб, А.И. Неотектоника Воронежского кристаллического массива / А.И. Трегуб // Труды НИИ Геологии Воронежского государственного университета. – Воронеж: Из-во ВГУ, 2002. - Вып. 9. – 220 с.
- 4. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской федерации OCP-97 / гл. редактор акад. РАН В.Н.Стражов, член-корр АН респ.Узбекистан В.И.Уломов. М., 1999.
- 5. Егоров, С. Сейсмическая безопасность / С. Егоров, С. Кухмазов // Журнал «РЭА». Москва: Росэнергоатом, 2012. С. 3-8.
- Надежка, Л.И. Сеть сейсмических станций на территории Воронежского кристаллического массива / Л.И.Надежка [и др.] // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы четвертой международной сейсмологической школы – Обнинск: ГСРАН, 2009. – С. 117 - 121.
- Аптикаев, Ф.Ф. О сейсмическом событии 26 апреля 1986 года в районе Чернобыльской АЭС / Ф.Ф.Аптикаев, Е.В.Барковский, О.К.Кедров, Ю.Ф. Копничев, В.Д. Омельченко, В.Н.Страхов // Физика Земли.– М., 2000. – № 3. – С. 75-80.
- Алешин, А.С. Сейсмическое микрорайонирование особо ответственных объектов / А.С. Алешин. М.: Светоч Плюс, 2012. – 304с.
- Маловичко, А.А. Микросейсмические проявления в Москве от глубокофокусного землетрясения 24 мая 2013 г. в Охотском море / А.А. Маловичко, Е.А. Маловичко // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы восьмо Международной Сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 3-9.
- Надежка, Л.И. Микросейсмические исследования на территории Воронежского кристаллического массива / Л.И. Надежка, И.Н. Сафронич, Р.А. Орлов, М.А. Ефременко // Слабые землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы : комплект моногр. КН2 «Микросейсмичность. – Петрозаводск: КНИ РАН, 2007. – 92 с.

СЕЙСМИКАЛЫҚ МОНИТОРИНГ АТОМ ЭЛЕКТРСТАНЦИЯЛАРДЫҢ ЖҰМЫС ІСТЕУІНІҢ СЕЙСМИКАЛЫҚ ҚАУІПСІЗДІГІНІҢ НЕГІЗІ РЕТІНДЕ (НОВОВОРОНЕЖ АЭС ҮЛГІСІНДЕ)

^{1, 2)} Надежка Л. И., ²⁾ Семенов А. Е., ²⁾ Семенов А. М., ²⁾ Колесников И. М.

¹⁾ Воронеж мемлекеттік университеті, Воронеж, Ресей ²⁾ «Ресей ғылыми академиясының бірыңғай геофизикалық қызметі» Федерал зерттеу орталығы, Воронеж, Ресей

Нововоронеж АЭС орналастыру жерінің жақындағы ауданда сейсмикалық жағдайлардың қысқаша сипаттамасы келтірілген. Жоғары сезгішті сейсмикалық станциялар желісімен ұзақ мерзімді сейсмикалық мониторинг жүргізу жолымен Нововоронеж АЭС орналастыру аланы мен ауданның сейсмикалық жағдайларын жедел бақылау қажеттілігі талқыналуда.

SEISMIC MONITORING AS A BASIS OF SEISMIC SAFETY OF NUCLEAR POWER PLANTS (ON THE EXAMPLE OF THE NOVOVORONEZH NPP)

^{1, 2)}L. I. Nadezhka, ²⁾A. Ye. Semyonov, ²⁾A. M. Semyonov, ²⁾I. M. Kolesnikov

¹⁾ Voronezh State University, Voronezh, Russia ²⁾ Geophysical survey RAS, Voronezh, Russia

A brief characteristic of seismic settings at the area of Novovoronezh Nuclear Power Plant is given. The necessity of operative control for seismic settings at the region and Novovoronezh location site by long-term seismic monitoring using a network of high-sensitive seismic stations is discussed.

УДК 550.34(394)

ВОЗДЕЙСТВИЕ ВЗРЫВОВ В КАРЬЕРЕ ПАВЛОВСКОГО ГОК НА ЖИЛЫЕ ПОСТРОЙКИ ПОСЕЛКА ШКУРЛАТ

^{1, 2)} Пивоваров С. П., ^{1, 2)} Сафронич И. Н., ^{1, 2)} Пивоваров Р. С., ^{1, 2)} Колесникова С. И., ¹⁾ Савенков А. В.

¹⁾ Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба Российской академии наук», Воронеж, Россия ²⁾ Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

Рассмотрены результаты исследования влияния промышленного взрыва мощностью 301 тонн взрывчатых веществ на жилые дома, расположенные на расстоянии менее 3 км от эпицентра взрыва. Установлено, что сейсмическое воздействие взрыва ниже допустимых пределов. Однако, полученный сейсмический эффект на равных расстояниях различался в 4 раза. Показано также, что дополнительный риск для сооружений могут создать сейсмоакустические (инфразвуковые) волны от массовых взрывов и взрывов негабаритных блоков.

Введение

Развитие горнодобывающих предприятий на густозаселенной территории Восточно-Европейской платформы в большинстве случаев сталкивается с проблемой обеспечения сейсмической безопасности жилых, социальных, а также и производственных зданий в близлежащих населённых пунктах. Несмотря на то, что технологий производства короткозамедленных взрывов развиваются и совершенствуются в сторону снижения сейсмического воздействия на окружающую среду, расширение зоны выработки приводит к сокращению расстояния до ближайших жилых домов. Это негативно сказывается на устойчивости их конструкции, а также влияет на состояние геологической среды и экологической ситуации в данном населенном пункте.

В Воронежской области такие проблемы связаны с карьером Павловского ГОК. Расстояние от жилых построек до ближайшего борта карьера составляет не более трех километров. Взрывы производятся в кристаллическом фундаменте открытым способом. Вес подрываемого ВВ взрыва составляет несколько сотен тонн. При взрыве такого количества ВВ, даже с использованием технологии короткозамедленного взрыва, соседство построек с карьером нельзя назвать безопасным.

В соответствии с письмом Государственного строительного надзора Воронежской области лабораторией глубинного строения, геодинамики и сейсмического мониторинга им. проф. А.П. Таркова Воронежского госуниверситета и лабораторией сейсмического мониторинга ВКМ Геофизической службы РАН выполнены работы по изучению сейсмического эффекта массового взрыва в карьере Павловского ГОКа. Целью исследований было зарегистрировать волновое поле, создаваемое массовым взрывом блока №191, в двух жилых домах п. Шкурлат, находящихся в непосредственной близости от карьера (рисунок 1).

Наблюдения выполнены в течение суток до взрыва (оценка фонового микросейсмического поля), во время взрыва и в течении суток после взрыва. За время наблюдений зарегистрирован массовый взрыв, мощностью 301 тонн ВВ и серия взрывов негабаритных кусков породы.



Рисунок 1. Схема расположения карьера, подрываемого блока и исследуемых домов

Критерии сейсмической опасности

Наиболее распространенным критерием сейсмической опасности, принятым как в России, так и в зарубежных странах, является векторная скорость колебаний грунта V_{Σ} у оснований охраняемых зданий и сооружений. Экспериментальные исследования показали, что по сравнению со всеми другими параметрами сейсмических волн (амплитудой смещения, ускорением смещения и др.) скорость смещений лучше всего коррелирует с начальными повреждениями зданий [1-6]. Несмотря на то, что скорость смещений грунта, практически общепринята как мера оценки устойчивости зданий, ее допустимые значения существенно варьируются, так как зависят от типа и назначения зданий, частоты колебаний грунта, характера взаимодействия грунта и сооружений и целого ряда других факторов. В таблице 1 на основе различных литературных источников [6, 8–11] приведены допустимые значения скорости смещения в основании малоэтажных кирпичных зданий.

Из таблицы 1 следует, что в большинстве случаев допустимые значения скорости смещения приняты в пределах 1 – 3 см/с. Разработан подход, в котором значения допустимой скорости смещения классифицированы в соответствии с рангом и классом сооружения. Допустимую скорость колебаний охраняемого объекта предлагается определять по формуле [7]:

$$V_{\partial on} = e^{(\mathbf{\kappa} - \mathbf{p})/2 + 1}, \, c_M/c,$$
 (1)

где: е – основание натурального логарифма; к – класс сооружений по СНиП II-7-81; р – суммарный ранг сооружений, зависящий от качества сооружений, материала стен, типа здания, наличия антисейс-мических конструкций.

Класс сооружений к определяется степенью их важности:

I класс – особо ответственные здания, ведение взрывных работ вблизи которых возможно лишь в исключительных случаях;

II класс – промышленные сооружения большой важности (копры шахт, водонапорные башни) и гражданские здания с большим скоплением людей (жилые здания, кинотеатры, магазины);

III класс – сооружения промышленного и служебного назначения сравнительно небольших размеров в плане и не выше трех этажей по высоте; здания гражданского назначения с небольшим скоплением людей;

IV класс – здания промышленного и гражданского назначения, нарушения в которых не угрожают жизни и здоровью людей или повреждению установленного оборудования.

Суммарный ранг сооружений *р* выражается суммой четырех частных рангов и может принимать значения в диапазоне от 1 до 8.

В таблице 2 приведены рассчитанные по формуле (1) допустимые скорости в зависимости от ранга и класса сооружений.

Для характеристики сейсмических воздействий применяют также подходы, разработанные в сейсмологии при изучении землетрясений и базирующиеся на 12-балльной шкале сотрясаемости MSK-64. В таблице 3 приведены данные для оценки интенсивности сейсмических воздействий на основе [8, 12– 14].

Приведенные в таблице 3 значения скорости и ускорения можно рассматривать в качестве наиболее жестких нормативов при оценке сейсмического воздействия взрывов. Это связано с тем, что воздействия взрыва на здания и сооружения кратковременны и исчисляются десятыми долями и первыми секундами, тогда как при землетрясениях колебания грунта с высокой интенсивностью продолжаются 10-15 с. Максимальная интенсивность колебаний грунта при взрывах приходится обычно на 2-4 цикла колебаний [10]. Следует отметить, что даже для зданий одного и того же типа и ранга существенную роль могут играть различия в качестве и прочностных свойствах строительных конструкций и элементов зданий. Эти различия, имеющие случайный характер, приводят к тому, что из общего числа зданий данного типа выделяется некоторая их часть, имеющая повышенную (или пониженную) сейсмическую устойчивость [13, 15].

№№ пп	Авторы или организации	Скорость колебаний, см/с	Примечание				
1	С. В. Мелвелев (1964)	1.5 – 3	Допустимая величина для зданий, имеющих деформации.				
	о. в. модводов (1004)	3 – 6	Допустимая величина для зданий в удовлетворительном состоянии.				
2	E H Kyrtycop (1088)	1 – 3	Для жилых и общественных зданий всех типов.				
2 В. п. кутузов (1966)		3 – 6	Для административно-бытовых и промышленных зданий.				
3	П. С. Миронов (1973)	1.5 – 3	Обсыпание побелки, легкие повреждения отдельных зданий.				
4	ПЗУ «Союзвзрывпром»	2-3	Допустимая величина для удаленных от взрывов зданий.				
5	Д. Д. Баркан (1946)	5	Допустимые значения скоростей.				
6	Горное бюро США (Барон, Кантор, 1989)	5.1	Максимально допустимая скорость смещения для жилых зданий.				

Таблица 1. Допустимые значения скоростей смещения в основании малоэтажных кирпичных зданий [6, 8 - 11]

Таблица 2. Расчетные значения допустимой скорости колебаний грунта в зависимости от ранга и класса сооружений

Ранг	Характеристика сооружений	Допустимая скорость смещения по классам, см/с			
		II	=	IV	
1	Здания с железо-бетонным каркасом, имеющие антисейсмические усиления	4.6	7.5	12.0	
2	То же без антисейсмического усиления	2.8	4.6	7.5	
3	Каркасные, крупноблочные или кирпичные здания без антисейсмического усиления. Остаточных деформаций не имеется.	1.6	2.8	4.6	
4	То же при наличии отдельных небольших трещин в несущих стенах, каркасе и перегородках.	1.0	1.6	2.8	
5	Каркасные, крупнопанельные, крупноблочные или кирпичные здания, имеющие значительные нарушения в виде косых трещин в несущих стенах.	0.6	1.0	1.6	
6	Все типы зданий с крупными и многочисленными трещинами и нарушениями.	0.3	0.6	1.0	

Баллы	Скорость колебаний почвы V, см/с	Ускорение колебаний почвы, А, см/с²	Характеристика колебаний и последствий				
1	0.06 - 0.12	0.75 – 1.50	Колебания почвы фиксируются только высокочувствительными приборами.				
2	0.13 – 0.25	1.6 – 3.1	Колебания ощущаются отдельными людьми, находящимися в спокойном состоянии.				
3	0.26 - 0.50	3.2 - 6.2	Колебания отмечаются немногими людьми.				
4	0.51 – 1.0	6.3 – 12.5	Колебание отмечается многими людьми, возможно колебание дверей, дребезжание стекол.				
5	1.1 – 2.0	12.6 – 25.0	Качание висячих предметов, многие спящие просыпаются, осыпание побелки.				
6	2.1 – 4.0	25 – 50	Легкие повреждения в зданиях, тонкие трещины в штукатурке, трещины в печках.				
7	4.1 - 8.0	51 – 100	Значительные повреждения в зданиях, тонкие трещины в штукатурке и откалывание отдельных кусков, тонкие трещины в стенах.				
8	8.1 – 16.0	101 – 200	Разрушение в зданиях: большие трещины в стенах, падение карнизов, дымовых труб.				
9	16.1 – 32.0	201 – 400	Значительные разрушения, в некоторых зданиях обвалы: обрушение стен, перекрытий, кровли.				
10-11	>32.1	>401	Обвалы во многих зданиях.				

Таблица 3. Шкала интенсивности сейсмических воздействий

Аппаратурное обеспечение

Для наблюдений использовались цифровые трехкомпонентные сейсмические станции на базе регистраторов SDAS и UGRA (НПП «Геотех Плюс», Обнинск), позволяющие регистрировать скорость смещения с последующей оцифровкой и высокой точностью. Такими же сейсмическими станциями оснащена Федеральная сеть сейсмических наблюдений России. Станции позволяют вести сейсмические наблюдения в режиме мониторинга в широком диапазоне частот с возможностью подключения к регистратору UGRA одного комплекта, а к регистратору SDAS до 2-х комплектов сейсмоприемников. В стандартный состав цифровой сейсмической станции также входит автономный блок питания, позволяющий работать как от сети 220 В, так и от аккумуляторов напряжением 12 В и антенна GPS, для обеспечения временной синхронизации сбора данных разных станций.

Таким образом, использованные сейсмические станции могут функционировать автономно в течение длительного времени, позволяя производить сбор информации с привязкой к шкале единого мирового времени. Собранные данные сохраняется по потокам в кольцевых файловых буферах, организованных на жестком диске станций. В зависимости от его емкости станции могут хранить до 60-и суток данных.

Перед выездом на объекты и после выполнения мониторинга проводилась сверка всех сейсмометров и каналов станций. Для этого сейсмоприемники (CM-3KB) устанавливались на одном бетонном постаменте в подвальном помещении. Горизонтальные приемники выставлялись по одному и тому же направлению для обеспечения возможности взаимной корреляции их записей. Сейсмоприемники подключались комплектами, каждый к «своему» регистратору. Синхронизация проводилась по GPS. Дополнительно для контроля использовалась проверочная станция с сейсмоприемниками типа CM-3KB. Результаты, полученные в ходе сверки, позволяют подтвердить возможность совместно использовать сейсмических станции для выполнения поставленных задач.

Анализ результатов измерений

Синхронные измерения выполнены в трех пунктах поселка Шкурлат (рисунок 1). Два пункта наблюдения выбраны в домах: 1 – по ул. Центральная, 2 – по ул. Мира, третий пункт - на бетонированном полу гаража вблизи дома 1 по ул. Центральная. На рисунке 2 приведена запись массового химического взрыва в карьере Павловского ГОК мощностью 301 т ВВ, зарегистрированного в этих пунктах.

DE AASS(SECURE) SC 000 empirate								
189 мкм/с	بالملياني والمحمد	town white the		yn.l	Центральная (д	ом №1) 2760 м	1	Z
188	. Although	in a diama		IW				
0/2545	026 028	P.80	00,23,15	021	09232	8,514	IS-2521	(9.71.3)
253 MKM/C	1.	1	ind in				1	N I I I I
	and which the second	desite into our	والالان المحمد	Landana Line and				IN
242	a childeline les	Win technology	a second s	Madlenia.	- Alleria - Carlos -			
0.10	012106 8120 88	19.2212	09.2215	0.2.1	0922.2	19.22.14	19.22.21	09/21.20
CO. TASIATION STORES								N THE T
247 MKM/C	1.5 1.6 1.6 1.6	stands .	Allor.	ALC: N				1 , E
		nthtwinestee	sessentill Little	Munitipiosee	and the first of the second second			
283	1.411		191					
(9-2145) 7.1 34 C17627 100 55 Westernalise	0.23	NF 22 12	041313	021	0.133	10 10 24	16.2221	(9-21-30
140 MKM/C	1			vir Heur	non-wag rover (DUMT 31: 2760 s	a - 1	7
	and the second second	terroria da ante	and State 198	Ife test south	portantice (p)(r) (njinki 0)		-
106	 And All Markets 	Harade Andrews	A CONTRACTOR OF A CONTRACT	distance in the second second				
020	026 028	19-20-12	99.2215	6/2/1	09.23.34	89.2024	19,20,27	09/21.20
Di 3///DD1/PE S RD english								N - I I
156 MKM/C		1.4.4						, N
	- SAUMANNA	herin Wilfel V-Iwi	a dan panghanghang	Marin and Marin	an a			
-140								
0245	0-255 9-28	19-20-11	092315	18 23 11	09.2328	191234	19.2571	(9/22.20
216 мкм/с	1 115.01						1	E
		Andrean	naningath	Marian	and so here have a second			
220	 Assisting 							
(0214)	0.2% 0.38	842312	923	6211	09.2278	19 15 24	192227	(9-2) 30
Di 7AVI [132.01] R 002 suggisch								
394 MKM/C	بابتاهيات المتراجع				ул.Мира (дол	a NR2) 2690	M	: Z
	100 B 100	William and	www.england	Unward and re-				
335	-101115							
(9-214)	ar2.06 07.28	10 73 12	09.7513	021	061).Y	00 75 24	IP 7571	000.00
525 MKM/C	1	-						NI NI
		al and existed way	www.entiberation	Martin Carlos and Same				: IN
490	and soluting the	1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1						
00 31 43	828 828	14 23 13	(912.1	631	09.72.31	10 1514	BP 10:21	di 21 10
DI 26/11/2012/2018 Roll angles:								
1180 MKM/C								· E
	一一一一一个内部的人们	*ether former	an a					
940	la di dia a							
						ALC 10 ALC		

Рисунок 2. Запись взрыва в карьере Павловского ГОК (блок №191, масса ВВ 301 т, время – по Гринвичу (MCK=+4))

Как видно из рисунка 2, во всех случаях максимальная скорость смещения почвы (указана по оси абсцисс), наблюдается в горизонтальной плоскости. Вместе с тем, записи взрыва в двух домах существенно отличаются как по морфологическим особенностям, так и по интенсивности. В доме (1) амплитуда сейсмической записи составляет 283 мкм/с (запись составляющей Восток-Запад), что несколько выше измеренного в третьем пункте наблюдения (на грунте). Длительность воздействия на здания составляет 16.5 с.



Рисунок 3. Основные характеристики сейсмического эффекта массового взрыва блока №191: а – модуль полного вектора скорости движения частиц грунта; б – спектры трех составляющих волнового поля взрыва и фона; в – отношение спектральных амплитуд волнового поля взрыва к фону; г – диаграммы смещений

В доме (2) амплитуда сейсмической записи значительно выше – 1180 мкм/с (на записи той же составляющей). Длительность записи короче и составляет 13.5 с. Как было сказано выше, для оценки сейсмических воздействий используется модуль полного вектора скорости смещения почвы. На рисунке 3 показано изменение модуля полного вектора скорости смещения почвы, спектры волнового поля трех составляющих, графики превышения над фоном уровня сейсмического поля, возбуждаемого взрывом и диаграммы смещений на всех пунктах наблюдений.

Как видно из рисунка 3. в доме (1) максимальное значение модуля скорости составляет 0.03 см/с, при этом выделяются два максимума. Первый связан с приходом сейсмической волны, а второй отражает воздействие так называемой сейсмоакустической или инфразвуковой волны, которая распространяется от поверхностного взрыва по границе раздела земля-воздух [16-20]. Основное сейсмическое воздействие на дом отмечается в диапазоне частот 7-16 Гц и превышает фон более чем в 100 раз (рисунок 3-в). В среднем (без учета отдельных максимумов) воздействие взрыва на дом (1) в горизонтальном и вертикальном направлениях имеет близкие значения. В спектре горизонтальных составляющих можно выделить четкие максимумы на частотах 10-12 Гц (составляющая восток-запад) и 14-16 Гц (составляющая север-юг). Они характеризуют собственные частоты дома. Колебания дома в диапазоне собственных частот увеличились примерно в 800 раз по сравнению с фоном.

В диапазоне частот 1-3 Гц наблюдается увеличение колебаний дома в вертикальном направлении в 400 раз. В связи с тем, что аналогичное усиление произошло и на грунте (3), можно предположить, что это воздействие имеет сейсмическую природу. При сравнении сейсмического эффекта в доме (1) и на грунте (3) – рисунки 3-б и 3-в, – видно, что различия наблюдаются в диапазоне частот выше 7 Гц. Иная ситуация наблюдается в доме (2). Здесь значение максимальной скорости смещений в 4 раза выше, и составляет 0.12 см/с (рисунок 3-а). На записи модуля скорости выделяется только один максимум, связанный с сейсмическими волнами. Второй максимум от сейсмоакустической волны гораздо слабее, чем в доме (1). Основное сейсмическое воздействие на дом (2) отмечается в диапазоне частот 6-20 Гц и превышает фоновые колебания в 150 и более раз (рисунок 3-в). Как и в доме (1), максимальное увеличение колебаний происходит по горизонтальным составляющим. Однако наибольшее увеличение колебаний в доме (2) происходит в направлении Восток-Запад (Е) и составляет около 1800 раз. При этом в направлении Север-Юг (N) увеличение составляет 1500 раз. В отличие от дома (1), где на записях наблюдается только по одному глобальному максимуму, количество максимумов с близкими значениями для пункта (3) – не менее 3-х. Это может свидетельствовать о том, что конструкция данного дома не является единой (составная или каркасная структура), как в первом доме, а возможно дом уже находится на стадии снижения прочности конструкции. Диаграммы смещений (рисунок 3-г) однозначно показывают, что при взрыве дом имеет преимущественные колебания в направлении Восток-Запад.

Существенные различия сейсмического воздействия взрыва на жилые дома обусловлено, в первую очередь, пространственным положением данных домов относительно взрываемого блока. Так, сейсмическая трасса от взорванного блока до дома (1) проходит через зону выработки (рисунок 1), что ослабляет действие прямой сейсмической волны, а отсутствие преград в виде отвала или борта карьера приводит к свободному прохождению сейсмоакустической волны, делая её воздействие на дом соизмеримым с сейсмическим. Дом (2) подвержен прямому сейсмическому воздействию от взрыва, т.к. трасса проходит через целик. Это привело к увеличению амплитуды сейсмического воздействия в четыре раза при практически одном и том же расстоянии от места взрыва. При этом борт карьера является естественным препятствием на пути сейсмоакустической волны, что приводит к её существенному затуханию, что хорошо видно на рисунках 2 и 3.

Проведена оценка сейсмического воздействия промышленного взрыва в карьере Павловского ГО-Ка на оба жилых дома, которое, согласно таблице 1, более чем на порядок ниже допустимого. Наибольшее воздействие взрыв оказал на дом (2). Согласно расчетным значениям допустимой скорости колебаний грунта (таблица 2), созданное взрывом воздействие можно считать «близким» к допустимой границе только для зданий 6 ранга, II-го, а особенно I класса. В связи с тем, что в посёлке Шкурлат нет зданий, которые можно было бы отнести к I или II классу, а исследованные дома расположены ближе всех к карьеру, можно утверждать, что созданное воздействие не оказало существенного влияние на здания и сооружения поселка Шкурлат. По 12-ти балльной шкале сотрясаемости MSK-64 (таблица 3) воздействие от массового взрыва можно классифицировать как имеющие интенсивность 1 балл.

Кроме основного массового химического взрыва за время инструментальных наблюдений зарегистрированы взрывы для дробления крупных кусков горной породы («негабариты»). Подрывы производят на поверхности выработки, поэтому основное воздействие на жилые дома посёлка Шкурлат создают сейсмоакустические волны. Хотя вес ВВ, используемый для взрывов негабаритов, во много раз меньше, чем при основном взрыве, эффект воздействия от них также ощутим. Полученные записи пяти взрывов не позволили выявить закономерности влиянии этих взрывов на жилые постройки. Это может быть связано, как с малой статистикой, так и с тем, что даже при одном и том же весе ВВ воздействие на дом может отличаться на порядок в зависимости от расположения места взрыва в карьере и погодных условий. Так при «благоприятных» условиях взрывы на поверхности при ликвидации боеприпасов на полигоне «Погоново» регистрировались даже на расстоянии порядка 200 км за счет образования канала в приповерхностном слое воздуха, в котором распространялась вся энергия от взрыва [16, 17].

На рисунке 4 приведены записи одного из пяти зарегистрированных взрывов «негабаритов» создавших в исследуемых домах близкое по эффекту воздействие. При сравнении с рисунком 4 видно, что амплитуда горизонтальных составляющих после взрыва «негабарита» в доме (1) больше, чем от массового взрыва. Интересным моментом является практически равные амплитуды вертикальных составляющих в доме и на грунте (рисунок 4), а амплитуда горизонтальных составляющих на грунте в 2 раза ниже вертикальной и не менее чем в 5 раз ниже амплитуды горизонтальной составляющей, зарегистрированной в доме. Это связано с тем, что сейсмоакустическая волна воздействует на дом не только через землю, но и через приповерхностный слой воздуха.

3 . (2 MARCON 2 10 H										NT III
00 MKM/C			admin.		До	M Nº1			10.00	
				AMA WANTANA	Manuschannen		and the second	collocation cound	of Moundary Ast	estadaes.
35	NY NA 14		1.1.1					10 You 10		
To PASIETNAMI STORess	abele LUSEA	0.00	0.004	0.2.0	1121.02	172108	0.3.99	1.50.16	0.310	977 IA
185 MKM/C			6.6.6							N
				abathénness	min			maniference	catavenderen	www.www.
288			ALC: NY OF ALC: N							
07.98.52	1730.54	0730.56	07.30.58	01 21 00	(1 2).02	113106	07.31.66	87.30.80	01,51,10	
CI FNIFLE/PI SI/Piere	(HE)									NT I-
OZ MKMJC										
				tool 0 to incode to					APA Davis	
297	10000	0000.04	1			1000		87.50.87	00.11 10	
0/2022	1/2014 (Ht)	01.40.20	10000	912100	er 21.02	1.21.04	V-8.10	1.010	9.04.00	
02 MIMIC			in the second	1	Пун	кт 3 (грунт)				7
		n-mahann	000006	an and a state of the state of	mm.			mansformed	estant hinden	s-anitrin
20			Thomas							
073632	1230.54	0733.56	0.03	012000	010	1131.04	073146	10,018	01 \$ 10	
DY AND DESCRIPTION OF A DESCRIPTION O	una .									D F
0 MKM/C			alian ad a	ha na kana -						
		-	0 1000	Leventeres	man	a na serie de la companya	ana na mana	Muraharta	Wardwindle	098(0)/%
30			- Parti							
024.72	123634	0730.56	0.03	012100	E X @	(13).04	02.6	6316	(011 ID	
Contraction of the second seco	Lann		4		1.00	ar NP2				1012 BA
				ໄດ້ແມ່ຂໍ້ມີຄະລ	allow and he	and the second second		nal al energi	Alt a Kala	de li de la
10	and the second second		~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	Assistant face	ويترويه أربح فبارتده	And the second second second	Calmer Min Alex	of the attraction of	colloani forfar	WORKS
0.000	178.9	070 %	2013	111110	010	87 11 04	03.6	177 B	0110	
DI PARIJERI (*0.50 HORE)	g2mi									• (* 18)
64 MKM/C			Waterson							- 2
	1	-		Wh Wireson		-	1		1	
211			100 1							
073652	1738.54	073036	07.35.53	011100	CD 10 13	17 21 04	0713.96	17.20 M	011110	
DI PARISERITI SIRA	igana -		E.							9 11 I-
UZ MKM/C			al teste	at d						N N
				destables	~~~					
77			N	-						
LE PATRICICE STORE	17.034	01.00.00	00.8056	51,2,00	ET 21 ELZ	0.694	017.00 300	17 A B	011110	177 I.C. I
DO MIXM/C			did.		-	-				
			MillovA	man	min					
00			- William	No. 1						
(7.30 E)	1220.14	073036	02 30 18	011100	ET 21.00	87.21.04	073J.06	#2.22.54	011110	

Рисунок 4. Запись взрыва «негабарита» в карьере Павловского ГОК

Для сравнения результатов воздействия на жилые дома взрыва негабаритного блока породы на рисунке 5, как и на рисунке 3, показано изменение модуля полного вектора скорости смещения почвы, спектров волнового поля трех составляющих, превышения над фоном уровня сейсмического поля, возбуждаемого взрывом, а также диаграмм смещений на всех пунктах наблюдений. Как видно из рисунка 5, максимальная амплитуда вектора скорости в доме (1) составляет 0.05 см/с, что в два раза выше, чем в доме (2). Диапазон частот, в котором наблюдается основное воздействие от взрыва, для обоих домов одинаков – (6–12) Гц.



1 – дом по ул. Центральная; 2 – дом по ул. Мира

Рисунок 3. Основные характеристики сейсмического эффекта взрыва негабарита: а – модуль полного вектора скорости движения частиц грунта; б – спектры трех составляющих волнового поля взрыва и фона; в – отношение спектральных амплитуд волнового поля взрыва к фону; г – диаграммы смещений

Обращает на себя внимание существенная диспропорция отношений спектральных амплитуд вертикальной составляющей (рисунок 5-в). При этом спектральные амплитуды в диапазоне частот первого максимума 7 Гц в обоих домах равны (рисунок 5б). Отличия связаны с увеличением спектрального фона, который рассчитан на интервале перед началом записи взрыва. Отмечаемое увеличение на порядок амплитуды фоновых колебаний связано с проездом автомобиля вблизи дома (1). Можно сделать вывод, что воздействие на дом не зависит от уровня фоновых колебаний, т.е. не является мультипликативным (отсутствуют или несущественны резонансные эффекты среды). В свою очередь, увеличение на порядок фоновых амплитуд от движения легкового автомобиля может указывать или на неблагоприятные условия расположения дома, или на текущее состояние его конструкции. Основной азимут колебаний обоих домов при взрыве «негабарита» ориентирован вдоль направления от дома к месту подрыва (рисунок 5-г).

Воздействие, созданное взрывом негабаритного куска породы в карьере Павловского ГОКа на два жилых дома, согласно таблицам 1 и 2, существенно ниже допустимого. По 12-ти балльной шкале сотрясаемости MSK-64 (таблица 3) воздействие взрыва можно классифицировать интенсивностью менее 1 балла. Однако, как было сказано выше, в отличие от сейсмической волны при определенных условиях энергия сейсмоакустической волны может возрасти на порядок, что может соответствовать 3 баллам по шкале сотрясаемости MSK-64 (таблица 3). Это, согласно таблицы 2, может создать проблемы для зданий 6 ранга III класса, к которому можно отнести некоторые дома в поселке Шкурлат. Длительное соседство с карьером могло привести к такому техническому состоянию их конструкций.

Выводы

В результате исследования установлено, что проведенный под контролем Государственного строительного надзора Воронежской области массовый взрыв 301 т ВВ блока №191 на юго-западном борту карьера, ближайшего к населенному пункту Шкурлат, оказал воздействие на исследуемые строения на порядок ниже допустимых пределов. Однако настораживает сильная неравномерность (в 4 раза) сейсмического эффекта в пунктах наблюдения при равном их удалении от места взрыва.

Установлен дополнительный источник сейсмической опасности для жилых построек поселка Шкурлат, связанный с дроблением негабаритных кусков породы, при взрыве которых дополнительно образуется сейсмоакустическая волна. Её воздействие на жилые постройки может при одном и том же весе ВВ изменяться на порядок и зависит как от места расположения подрываемого негабарита, так и погодных условий в день проведения взрыва. Косвенным образом данный вывод подтверждается местными жителями, которые в отдельные дни слышат сильный звук взрыва и ощущают колебания почвы даже вне дома, что согласно таблице 3 соответствует 3 - 4 баллам. Иногда взрыв в карьере приводит к разрушению стекол. Поэтому для получения объективной оценки создаваемого сейсмического эффекта в поселке Шкурлат от взрывов в карьере Павловского ГОК необходимо проводить непрерывный мониторинг в нескольких точках наблюдения на протяжении как минимум одного года.

Литература

- 1. Садовский, М.А. Сейсмический эффект взрывов / М.А. Садовский. М., 1939.
- Садовский, М.А. Простейшие приемы определения сейсмической безопасности / М.А. Садовский. М.:ИГД ММ СССР, 1946. – 28 с.
- 3. Адушкин, В.В. Геомеханика крупномасштабных взрывов / В.В. Адушкин, А.А. Спивак // М.: Недра, 1993. 319 с.
- 4. Ипатов, Ю.И. К исследованию зависимости сейсмического воздействия взрыва на окружающую среду от природных и техногенных факторов / Ю.И. Ипатов // Геофизика и математика. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. С. 355 358.
- Адушкин, В.В. Геоэкологические последствия массовых химических взрывов на карьерах / В.В. Адушкин [и др.] // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология, 2000. - № 6. – С. 363 - 554.
- 6. Кутузов, Б. Н. Взрывные работы / Б.Н. Кутузов. М.: Недра, 1988. 284 с.
- Богацкий, В.Ф. Охрана инженерных сооружений и окружающей среды от вредного действия промышленных взрывов / В.Ф. Богацкий, А.Г. Фридман. - М.: Недра, 1982. – 162с.
- 8. Медведев, С.В. Сейсмика горных взрывов /С.В. Медведев. М.: Недра, 1964. 188 с.
- 9. Справочник взрывника / под. ред. Б. Н. Кутузова. М., Недра. 1988.
- 10. Миронов, П.С. Взрывы и сейсмобезопасность сооружений / П.С. Миронов . М.: Недра, 1973. 168 с.
- 11. Барон, К.А. Техника и технология взрывных работ в США / К.А. Барон, В.Х. Кантор. М.: Недра, 1989. 376 с.
- 12. Аптикаев, Ф.Ф. Оценка сейсмической опасности и сейсмического риска / Ф.Ф. Аптикаев [и др.]. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 54с.
- 13. Садовский, М.А. О сейсмическом действии подземных взрывов / М.А. Садовский, В.Н. Костюченко // Докл. АН СССР, 1974. Т. 25, №25. С. 1097 1100.
- 14. Цейтлин, Я.И. Сейсмический и ударные воздушные волны промышленных взрывов / Я.И. Цейтлин, Н.И Смолий. М.: Недра, 1981. – 192 с.
- 15. Методика обеспечения сейсмобезопасности технологии ведения взрывных работ. Свердловск: Унипромедь ММ СССР, 1984. 12 с.
- 16. Сафронич, И.Н. Взрывы на полигоне «Погоново», как источник мощной инфраразвуковой волны / И.Н. Сафронич, С.И. Колесникова, С.П. Пивоваров // Экологическая геология: теория, практика и региональные проблемы: Материалы второй международной научно-практической конференции. – Воронеж, 2011. – С. 194 - 197.
- Сафронич, И.Н. Сейсмический эффект взрывов на полигоне «Погоново» / Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных / И.Н. Сафронич, С.И. Колесникова // Материалы шестой международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2011. – С. 303 - 307.
- Пивоваров, С.П. Анализ записей промышленных взрывов в Елец-Липецкой зоне / С.П. Пивоваров, М.А. Ефременко, Э.В Калинина // Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 251-257.
- 19. Семенов, А.Е. Возможные экологические следствия сейсмических воздействий промышленных взрывов на геологическую среду (на примере Воронежского кристаллического массива) / А.Е., Семенов, Л.И. Надежка, С.П. Пивоваров // Материалы третьей Международной научно-практической конференции «Экологическая геология: теория, практика и региональные проблемы». – Воронеж, 2013 – С. 49 - 53.
- Сафронич, И.Н. Оценка влияния промышленных врывов в карьерах на здания и сооружения в ближней зоне / И.Н. Сафронич, С.П. Пивоваров, А.В. Савенков А.Е. Семенов // Материалы XV Всероссийской конференции «Геологические опасности».- Архангельск, 2009. С. 400–403.

ПАВЛОВСК БКК КАРЬЕРЛЕРІНДЕГІ ЖАРЫЛЫСТАРДЫҢ ШКУРЛАТ КЕНТІНІҢ ТҰРҒЫН ҮЙЛЕРІНЕ ӘСЕРІ

^{1, 2)} Пивоваров С. П., ^{1, 2)} Сафронич И. Н., ^{1, 2)} Пивоваров Р. С., ^{1, 2)} Колесникова С. И., ¹⁾ Савенков А. В.

¹⁾ «Ресей ғылыми академиясының бірыңғай геофизикалық қызметі» Федерал зерттеу орталығы, Воронеж, Ресей ²⁾ Воронеж мемлекеттік университеті, Воронеж, Ресей

Эпиорталықтан 3 км. кем қашықтықта орналасқан тұрғын үйлеріне жарылыс заттардың 301 тонна қуатымен өнеркәсіптік жарылыстың әсерін зерттеу нәтижелері келтірілген. Жарылыстың сейсмикалық әсері рауалы шектерінен төмен болғаны анықталған. Бірақта, сейсмикалық әсері тең қашықтықтарда 4 есе өзгеше болған. Сонымен қатар, құрылыстар үшін қосалқы қауіп-қатерді жаппай жарылыстардан және габаритті емес блоктардың жарылыстарынан сейсмоакустикалық (инфрадыбыстық) толқындары тұдыру мүмкін болуы көрсетілген.

INFLUENCE OF BLASTS CONDUCTED IN THE QUARRY OF PAVLOVSKIY MINING AND PROCESSING COMPLEX ON HOUSING FACILITIES OF SHKYURLAT SETTLEMENT

¹⁾ S. P. Pivovarov, ^{1,2)} I. N. Safronich, ¹⁾ R. S. Pivovarov, ^{1,2)} S. I. Kolesnikova, ¹⁾ A. V. Savenkov

¹⁾ Federal Research Centre "Integrated Geophysical Service of the Russian Academy of Science", Voronezh, Russia ²⁾ Voronezh State University, Voronezh, Russia

The paper describes the results of industrial blast (301 tons yield) influence on housing facilities located within 3 km away from the blast epicenter. It was determined that seismic impact of the blast was lower the admissible threshold. However, the seismic impact differed by factor 4 at the same distance. The paper also shows that additional risk for the constructions can be caused by seismo-acoustic (infrasound) waves from mass explosions and blasting of oversized blocks.

УДК 550.34.09

ВАРИАЦИИ МЕХАНИЗМОВ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ И ДЖУНГАРИИ: СВЯЗЬ С 22 ЛЕТНИМ ЦИКЛОМ В МАГНИТНОМ ПОЛЕ СОЛНЦА

¹⁾ Полешко Н. Н., ²⁾ Досайбекова С., ³⁾ Хачикян Г. Я.

¹⁾ Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан
 ²⁾ Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция, Алматы, Казахстан
 ³⁾ Институт ионосферы. Национальный центр космических исследований, Алматы, Казахстан

По данным о механизмах очагов землетрясений на территории Северного Тянь-Шаня и Джунгарии за 1969–2015 гг. изучены временные вариации отношения количества землетрясений со «взбросовым» типом механизма к количеству всех событий (Nв/No). Показано, что в целом в регионе преобладает взбросовый тип механизмов, что свидетельствует о преобладании режима горизонтального сжатия земной коры. Исключением явились 1975, 1994 и 2015 гг., когда в регионе преобладали землетрясения со сбросовым типом механизма – свидетельство преобладания режима горизонтального растяжения со сбросовым типом механизма – свидетельство преобладания режима горизонтального поля Коры. Установлено, что именно в эти «аномальные» годы напряженность общего магнитного поля Солнца была экстремальной, причем, поле имело положительную полярность в северном солнечном полушарии и отрицательную – в южном, чередующуюся с периодом ~22 года (цикл Хейла).

Введение

В цикле работ [1-5], выполненных по представительному ряду данных о механизмах очагов землетрясений, была установлена связь между 11 летними вариациями характеристик солнечной активности и сейсмотектонической деформацией земной коры на локальной территории Северного Тянь-Шаня, расположенной в высокогорной части хребтов Заилийский и Кунгей Алатау (между Алматинской впадиной на севере и Иссыкульской – на юге, Аксайским и Тургеньским разломами – на западе и востоке). В этом районе земная кора подстилается мощным слоем активной мантии (апикальная часть мантийного плюма), объем горячей мантии прослеживается вглубь примерно до 280 км и подходит сюда с глубины более 300 км [5]. Обнаружено также [4], что в этом районе на вариации солнечной активности реагирует и добротность среды, изменение которой во времени связывают с миграцией в земной коре флюидов за счет изменения поля действующих напряжений [6]. Высказано предположение [1, 5], что вариации солнечной активности первоначально влияют на активность мантийных плюмовых каналов, что затем отражается на вариациях деформационного и флюидного режимов территории. В данной статье проанализированы вариации среднегодовых значений параметра Nв/No – отношения количества взбросовых типов механизмов очагов (Nв) к общему числу механизмов (No), за период 1969-2015 гг. Показано, что в целом на территории Северного Тянь-Шаня превалируют взбросовые типы механизмов, что свидетельствует о преобладании здесь горизонтального сжатия земной коры, характерного для всего региона Средней Азии. Вместе с тем, обнаружено три временных интервала, центрированных относительно 1974–1976 гг., 1994 г. и 2013–2015 гг., когда на территории хребтов Северного Тянь-Шаня, а также Джугнгарии, преобладал сбросовый тип механизмов очагов, что говорит о преобладании в эти годы условий горизонтального растяжения земной коры. Показано, что отмеченным трем временным интервалам сопутствовали однотипные условия в общем магнитном поле Солнца. А именно, в эти периоды напряженность магнитного поля Солнца была максимально повышена, причем в его северном полушарии полярность поля была положительной, а в южном - отрицательной, что чередуется с квазипериодом порядка 22-ух лет [7]. Этот результат дополняет и расширяет результаты предыдущих работ [1-5], показывая, что сейсмотектонические условия на территории Северного Тянь-Шаня реагируют не только на 11 летний цикл солнечных пятен (цикл Шваббе), но и на 22-ух летний магнитный цикл Солнца (цикл Хейла).

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ И ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Исследования проведены для территории, ограниченной координатами 41°30'-46°00' с.ш., 73°00'-82°00' в.д., в том числе, отдельно для трех сейсмоактивных областей: 1) хребет Терскей Алатау 41°30'-42°30' с.ш., 75°00'-79°00' в.д.; 2) хребты Заилийский-Кунгей Алатау 42°30'-43°30' с.ш., 75°00'-79°00' в.д.; 3) хребты Жонгарского Алатау 43°30'-46°00' с.ш., 77°00'-82°00' в.д. Эта территория в целом находится в условиях горизонтального сжатия, характерного для всей Центральной Азии. Пространственная структура сейсмичности на данной территории связана с главной системой разрывов субширотнного простирания [8, 9]. Исследования проведены по данным о механизмах очагов землетрясений за 1969-2015 гг. (>10000 событий). Механизмы очагов определялись в рамках модели двойного диполя по первым вступлениям продольных и поперечных волн с использованием программы Масаки Накамуры [10]. Сведения о первых вступлениях волн получены по записям землетрясений на станциях сейсмических сетей Казахстана и Кыргызстана. Пространственное расположение сейсмических станций обеспечивает надежное определение механизмов очагов для 70% землетрясений 7–8 энергетического класса и 100% для землетрясений с $K \ge 9$. Для примера, на рисунке 1 показано пространственное расположение эпицентров землетрясений с разными типами механизмов очагов (взброс, сброс, сдвиг).



Рисунок 1. Схема сейсмоактивных разломов на территории северного Тянь-Шаня и Джунгарии и эпицентры землетрясений с разным энергетическим классом и разным типом механизма очага за 2015 г.

Для исследования временных вариаций механизмов очагов проанализированы изменения в 1969– 2015 гг. среднегодовых значения параметра Nв/No для всего региона и отдельно для трех, вышеназванных сейсмоактивных зон (рисунок 2).

При значениях Nв/No выше 50% на территории превалируют очаги землетрясений со взбросовой подвижкой, а ниже 50% - со сбросовой подвижкой. Из рисунка 2 видно, что для большего периода времени среднегодовые значения Nв/No превышали 50%, как для всего региона, так и для отдельных сейсмоактивных зон, что свидетельствует о преобладании в регионе, в целом, условий горизонтального сжатия земной коры. Однако, довольно четко выделяются три временных интервала (вблизи 1974-1976 гг., 1994 г. и 2013-2015 гг.), когда среднегодовые значения Nв/No были ниже 50%, а в отдельных зонах понижались до 25%, 45% и 27 %, соответственно. Этот результат позволяет заключить, что в 1974-1976 гг., 1994 г. и 2013-2015 гг. в хребтах Северного Тянь-Шаня и Джугнгарии преобладали условия горизонтального растяжения земной коры.

Возникает вопрос о причине аномального деформационного режима региона в установленные временные периоды. Промежутки времени между годами с низкими значениями параметра Nв/No достаточно устойчивы и составляют порядка 20 лет. Известно, что с таким квазипериодом (20–22 года) изменяется полярность общего магнитного поля Солнца [7], а поскольку ранее была обнаружена связь характеристик сейсмотектонической деформации с 11 летним солнечным циклом [1–5], проанализированы вариации среднегодовых значений Nв/No в зависимости от вариаций общего магнитного поля Солнца.



Стрелка – дата землетрясений в регионе с магнитудой 5.0 и более

Рисунок 2. Изменение во времени отношения среднегодового числа землетрясений со взбросовой подвижкой к общему числу землетрясений (Nв/No) для всего региона Центральной Азии и для трех отдельных сейсмоактивных зон

Вариации Nb/No в сопоставлении с вариациями общего магнитного поля Солнца

Солнечная плазма имеет высокую электропроводность, поэтому в ней могут возникать электрические токи и, как следствие, магнитные поля. Согласно современным представлениям, магнитное поле Солнца генерируется в нижней части конвективной зоны с помощью механизма гидромагнитного конвективного динамо, а затем всплывает в фотосферу под воздействием магнитной плавучести. Наблюдаемые в солнечной фотосфере магнитные поля разделяют на два типа в соответствии с их масштабом. Крупномасштабное (общее или глобальное) магнитное поле имеет размеры, сравнимые с размерами самого Солнца, его средняя напряжённость на уровне фотосферы составляет нескольких гаусс. В минимуме 11-летнего цикла солнечной активности глобальное магнитное поле имеет практически дипольную структуру, при этом напряжённость поля на солнечных полюсах максимальна. По мере приближения к максимуму 11-летнего солнечного цикла напряжённость поля на полюсах постепенно уменьшается и через один-два года становится практически равной нулю. Происходит, так называемая, «переполюсовка солнечного магнитного поля». После этого напряжённость общего магнитного поля снова возрастает, но его полярность уже становится противоположной. Полный цикл изменения общего магнитного поля Солнца, с учётом перемены знака, равен удвоенной продолжительности 11-летнего цикла солнечной активности и составляет примерно 20-22 года («цикл Хейла»).

Средне- и мелкомасштабные (локальные) поля Солнца имеют значительно большие напряжённости (до нескольких тысяч гаусс), но они менее регулярны. Самые мощные магнитные поля наблюдаются в группах солнечных пятен в максимуме 11-летнего солнечного цикла. Полярность магнитного поля в западной (передней) части группы пятен, в том числе полярность самого крупного пятна «лидера группы», совпадает с полярностью общего магнитного поля на полюсе соответствующего полушария, а полярность пятен в восточной («хвостовой») части группы – противоположна ему. Солнечные пятна, активно возникающие в максимуме 11-летнего солнечного цикла по обе стороны от солнечного экватора на гелиографических широтах $\pm 25-30^{\circ}$, с ходом цикла постепенно мигрируют к солнечному экватору, и в конце цикла достигают гелиографических широт $\pm 5-10^{\circ}$. Эту особенность впервые обнаружена в 1859 г. английским астроном-любителем Ричардом Керрингтоном, а несколько позже гораздо убедительнее подтверждена Г. Шпёрером, в честь которого и названа эта закономерность (закон Шпёрера).

Диаграмма движения солнечных магнитных пятен впервые построена в 1922 г. английским астрономом Эдвардом Маундером. Диаграмма имеет характерную форму в виде бабочки, и с тех пор график широтно-временного распределения солнечных пятен называют «бабочками Маундера» или диаграммой магнитных бабочек. На рисунке 3 приведена карта магнитного поля Солнца, построенная по данным солнечной обсерватории Wilcox Стенфордского Университета США [http://wso.stanford.edu].

На рисунке 3 желтым цветом помечены области положительной полярности солнечного магнитного поля, а синим – отрицательной. Диаграмма для 1975-2015 гг. показывает, что на этом временном интервале первая смена полярности общего магнитного поля (районы солнечных магнитных полюсов) произошла в 1980-1981 гг., когда положительная полярность на северном полюсе (желтый цвет) сменилась на отрицательную (синий цвет). В то же время на южном полюсе произошли противоположные изменения. Вторая смена полярности произошла в 1990-1991 гг., когда картина поменялась на противоположную, затем в 2000-2001 гг.. Последняя смена полюсов произошла ~ в 2013 г. Указанные годы являлись годами максимумов в 11-летних солнечных циклах. Из рисунка 3 также видно, как пятна разной магнитной полярности дрейфуют от широт ±25-30° к экватору, формируя диаграмму «бабочек Маундера».



Рисунок 3. Карта магнитного поля Солнца для периода 1975 – 2015 гг. [http://solarscience.msfc.nasa.gov/images/magbfly.jpg]

Сопоставляя экспериментальные данные на рисунках 2 и 3, не трудно заметить, что периоды аномального деформационного режима территории Северного Тянь-Шаня и Джунгарии в 1974–1976 гг., 1994 г. и 2013–2015 гг., совпали с периодами максимальной напряженности общего (глобального) магнитного поля Солнца, причем с теми периодами, когда полярность на северном полюсе была положительной (желтый цвет), а на южном полюсе – отрицательной (синий цвет).



Рисунок 4. К сопоставлению за 1975–2015 гг. вариаций.: а – напряженности магнитного поля Солнца в полярной области северного полушария: б – напряженности магнитного поля южного полушария [<u>http://wso.stanford.edu</u>]; в – параметра Nв/No. Территория Северного Тянь-Шаня и Джунгарии с координатами 41.5°–46°N; 73° 82°E

Чтобы этот результат показать более наглядно, на рисунке 4 для 1975-2015 гг. представлены вариации напряженности общего магнитного поля Солнца, отдельно для полярных районов северного (рисунок 4-а) и южного (рисунок 4-б) полушарий по дансолнечной обсерватории Wilcox ным http://wso.stanford.edu. Для того же временного интервала на рисунке 4-в приведены среднегодовые значения параметра Nв/No для территории Северного Тянь-Шаня и Джунгарии, ограниченной координатами 41.5°-46°N; 73°-82°Е (зеленая кривая на рисунке 2), начиная с 1975 г. Оконтуренные на рисунке 4-в значения Nв/No, ниже 50%, соответствуют условиям растяжения земной коры и формирования очагов со сбросовым типом подвижки. Эти события приходятся на 1975, 1994, и 2015 гг. На рисунке 4-б отмечены значения напряженности магнитного поля в полярной области южного полушария Солнца в те же годы (1975, 1994 и 2015). Видно, что напряженность магнитного поля в эти времена имела минимальные отрицательные значения. Рисунок 4-а показывает, что в эти же годы напряженность магнитного поля в полярной области северного полушария имела максимальные положительные значения.

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследования механизмов очагов землетрясений на территории Северного Тянь-Шаня и Джунгарии (более 10000 событий с энергетическим классом К≥6 за 1969-2015 гг.) показали, что в целом на территории преобладает взбросовый тип механизма в очаге, что говорит о преобладании в регионе условий субгоризонтального сжатия земной коры. Ярким исключением из этого правила явились «аномальные» годы: 1975, 1994 и 2015 гг., когда на территории преобладали землетрясения со сбрососдвиговым типом подвижки в очаге, что свидетельствует о преобладании в эти годы режима горизонтального растяжения земной коры, как в регионе в целом, так и во всех крупных сейсмоактивных зонах: Терскей Алатау, Заилийский-Кунгей Алатау, Жонгарский Алатау. Привлечение к анализу инструментальных данных по вариациям напряженности и полярности общего (глобального) магнитного поля Солнца, позволило установить, что в периоды «аномального» сейсмотектонического режима, имели место экстремально высокие значения напряженности общего магнитного поля Солнца, при этом полярность магнитного поля была положительной в северном солнечном полушарии и отрицательной в южном, чередование которых имеет период ~22 года (цикл Хейла). Что касается причины перераспределения поля сейсмотектонического деформирования, то следует обратиться к [4, 11], где показано, что высоким значениям поля поглощения поперечных волн соответствует увеличение сбросовых подвижек в очагах, низким значениям поля поглощения поперечных волн - увеличение взбросовых подвижек в очагах. Эти изменения авторы связывали с миграцией флюидов в земной коре и верхней мантии, приводящей к концентрации напряжений. Вопрос о возможной связи активности флюидов в земной коре и мантии с процессами на Солнце уже обсуждался в [1–5] в связи с результатом, показывающим, что на локальной территории Северного Тянь-Шаня, где земная кора подстилается наиболее мощным слоем активной мантии, обусловленной флюидными потоками из отрогов мантийных плюмовых каналов, режим сейсмотектонической деформации модулируется 11 летним циклом солнечной активности. Результаты данных исследований расширяют и дополняют результаты приведенные в [1–5], демонстрируя, что сейсмотектонический режим на территории Северного Тянь-Шаня и Джунгарии реагирует, как на 11 летний цикл Швабе, характеризующий активность солнечных пятен, так и на 22 летний солнечный цикл Хейла, характеризующий вариации общего магнитного поля Солнца.

Литература

- Абаканов, Т. Солнечная активность, космические лучи, глубинная геодинамика и поле сейсмотектонических деформаций на северном Тянь-Шане / Т. Абаканов, А.Н. Ли, Н.Н. Полешко, А.Б. Садыкова, А. Сыдыков, А.В. Тимуш, Г.Я. Хачикян, В.И. Шацилов // Журнал проблем эволюции открытых систем, 2007. – Вып. IX, Т.1. – С. 78–87.
- 2. Полешко, Н.Н. Вариации солнечной активности и сейсмотектонические деформации на Северном Тянь-Шане: Часть 1. Коэффициент Лоде-Надаи / Полешко Н.Н. [и др.] // Вестник НЯЦ РК, 2009. Вып.1. С. 86–92.
- 3. Полешко, Н.Н. Вариации солнечной активности и сейсмотектонические деформации на Северном Тянь-Шане: Часть 2. Азимут оси напряжения сжатия / Полешко Н.Н. [и др.] // Вестник НЯЦ РК, 2009. Вып.1. С. 93–97.
- Полешко, Н.Н. Сейсмотектоническая деформация и добротность среды на Северном Тянь-Шане: связь с вариациями солнечной активности / Полешко Н.Н. [и др.] // Тезисы докладов пятого международного симпозиума «Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов» к 75-летию со дня рождения Ю.А. Трапезникова. – Бишкек, 2011. – Том.1. – С. 272–275.
- Тимуш, А.В. Строение литосферы как фактор вариаций сейсмотектонических деформаций в связи с солнечной активностью на Северном Тянь-Шане / А.В. Тимуш, А.Б. Садыкова, Н.П. Степаненко, Г.Я. Хачикян / Известия НАН РК. – Серия геологии и технических наук, 2013. – №1. – С. 55–66.
- 6. Копничев, Ю.Ф. Длиннопериодные временные вариации структуры поля поглощения поперечных волн в литосфере и астеносфере Северного Тянь-Шаня / Ю.Ф. Копничев // Вулканология и сейсмология. 2001. № 3. С. 63–75.
- Svalgaard, L. The Strength of the Sun's Polar Fields / L. Svalgaard, T.L. Jr. Duvall, P.H. Scherrer // Solar Physics, 1978. V. 58. – P. 225–239.
- Нусипов, Е. Сейсмический режим и оценка сейсмической опасности территории Казахстана // Тез. докл. The Sixth International Sumposium on Tianshan Earthquakes / Е. Нусипов, А. Сыдыков, А.Б. Садыкова, Н.Н. Полешко // Urumqi-China, 2006. – Р. 225–228.
- 9. Тимуш, А.В. Сыдыков Сейсмогенерирующие зоны Казахстана / А.В. Тимуш [и др.] // Алматы, 2012. Хай Технолоджи. 82 с.
- Nakamura, M. Determination of focal mechanism solution using initial motion polarity of P and S waves / M. Nakamura // Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2002. – 130. – P. 17–29.
- 11. Копничев, Ю.Ф. Геодинамические процессы в очаговой зоне Байсорунского землетрясения 12 ноября 1990 г. (Северный Тянь-Шань) / Ю.Ф. Копничев, Н.Н. Михайлова // Доклады РАН. 2000. Т. 373. С. 93–97.

СОЛТҮСТІК ТЯНЬ-ШАНЬ МЕН ЖОҢҒАРТАУДАҒЫ ЖЕРСІЛКІНУЛЕРДІҢ ОШАҚ МЕХАНИЗМДЕРІНІҢ ВАРИАЦИЯЛАРЫ: КҮННІҢ МАГНИТТІК ӨРІСІНДЕГІ 22 ЖЫЛДЫҚ ЦИКЛІМЕН БАЙЛАНЫСЫ

¹⁾ Полешко Н. Н., ²⁾ Досайбекова С., ³⁾ Хачикян Г. Я.

Геофизикалық зерттеулер инситуты, Курчатов, Қазақстан
 Сейсмологиялық тәжірибелік-әдістемелік экспедиция, Алматы, Қазақстан
 Ұлттық ғарыштық зерттеу және технологиялар орталығының Ионосфера институты, Алматы, Қазақстан

1969-2015 ж.ж. үшін Солтүстік Тянь-Шань мен Жоңғартау аумағындағы жерсілкінулердің ошақ механизмдері туралы деректері бойынша механизмнің «қаусырма» түрімен жерсілкінулердің санын барлық оқиғалардың санымен салыстырудың (Nв/No) уақыттық вариациялары зерделенген. Аймақта, тұтасында механизмдердің қаусырма түрі басым болуы көрсетілген, бұл, жер қыртысының горизонталь сығылуы басым болатыны туралы куәландырады. Ерекшелік ретінде 1975. 1994. 2015 ж.ж. болған, ол кезде аймақта механизмнің лықсыма түріндегі жерсілкінулер көбі болған – бұл, жер қыртысының горизонталь созылу режимі басым болуын куәландырады. Бұл «аномаль» жылдарда Күннің жалпы магниттік өрісінің кернеуі экстремальды болғаны анықталған, сонымен бірге өрісте Күнің солтүстік жарты шарында оң және онтүстік жарты шарында теріс үйектігі болған, ол 22 жыл кезеңімен (Хейл циклі) ауысып тұрады.

VARIATIONS OF EARTHQUAKE FOCAL MECHANISM TYPES IN NORTHERN TIEN SHAN AND DZUNGARIA: RELATIONSHIP WITH 22 YEAR CYCLE IN SUN'S MAGNETIC FIELD

¹⁾ N. N. Poleshko, ²⁾ S. Dosaybekova, ³⁾ G. Ya. Khachikyan

¹⁾ Institute of Geophysical Researches, Kurchatov, Kazakhstan ²⁾ Seismological Experimental-Methodical Expedition, Almaty, Kazakhstan ³⁾ Ionosphere Institute, National Centre of Space Researches, Almaty, Kazakhstan

According to the data on the mechanisms of earthquake sources in Northern Tien Shan and Dzungaria for 1969–2015, temporal variations of the ratio of number of earthquakes with an "reverse" mechanism to the number of all determined mechanisms is investigated. It is shown that in the whole the reverse mechanisms dominate in the region, which indicates the predominance in the region of the horizontal compression of the crust. The exceptions occurred in 1975, 1994 and 2015, when the region was dominated by the earthquakes of normal fault mechanisms, indicating on the regime of horizontal stretching of the crust prevailing in these years. It was determined that in "abnormal" years the intensity of the total magnetic field of the Sun was extreme, and the magnetic field had a positive polarity in the northern solar hemisphere and negative one in the southern solar hemisphere, which alternates with a period of ~22 years (Hale cycle).

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ТЕРРИТОРИИ ДЖУНГАРИИ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН ЗА 2005–2015 ГГ.

²⁾ Кадырханова Н. Ж., ¹⁾ Бектурганова Б. Б., ²⁾ Жакупов Н. С., ¹⁾ Гессель М. О.

¹⁾ ТОО «Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция», Алматы, Казахстан ²⁾ ТОО «Институт сейсмологии», Алматы, Казахстан

Приведены результаты анализа сейсмичности территории Джунгарии Казахстана на основе событий, зарегистрированных за десятилетний период, – количественные характеристики, графики распределения и повторяемости землетрясений, а также сводная карта эпицентров землетрясений.

Территория юго-востока Казахстана входит в систему сейсмоактивных поясов Евразии и характеризуется интенсивными геодинамическими процессами, одним из проявлений которых являются сейсмические события. Информационную базу исследований, характеризуемых в данной статье, составил каталог землетрясений [1] территории, ограниченной координатами 44°00–45°20 с.ш. и 78°10–80°30 в.д., созданный по данным сети сейсмологических наблюдений ТОО «СОМЭ» Республики Казахстан за 2005–2015 гг.



Рисунок 1. Фрагмент тектонической карты Джунгарский Алатау

Изучаемая территория является Джунгарской сейсмоактивной зоной (рисунок 1), прилегающей с юга к Южно-Джунгарской сейсмогенерирующей зоне и приуроченной к глубинному разлому, разделяющему Южно- и Центрально-Джунгарский блоки. Зона протягивается из Китайской народной Республики далее на северо-запад и уходит под кайнозойские отложения Южно-Прибалхашской впадины, расчленяясь на сегменты поперечными разломами. В этом же направлении уменьшается мощность земной коры от 50 до 44 км и активной мантии. При этом простирание деструктивной зоны совпадает с направлением зоны градиентов мощности активной мантии. Анализируемая территория является сейсмически активной зоной, ориентированной на северо-запад в соответствии с простиранием Главного Джунгарского разлома [2-4]. По ряду признаков Джунгарский разлом является одновременно глубинным сдвигом и глубинным сбросом. Движения возобновлялись вдоль него неоднократно. Сейсмогенный потенциал Джунгарской зоны высок (более 250 ед.). Максимальная магнитуда может достигать М=7,5 [3]. По данным инструментальным наблюдений с 1951 г. вдоль Южно-Джунгарской зоны разломов отмечены землетрясения 14-15 энергетического класса и с магнитудами M=5,9-6,5, но потенциальные возможности зоны значительно больше [4].

За одиннадцатилетний период (2005–2015 гг.) на рассматриваемой территории зарегистрировано 2 507 событий различного энергетического класса $4.0 \le Kp \le 14.0$. События с энергетическим классом $Kp \le 8.0$ составляют порядка 88% от общего зарегистрированного их числа. Здесь ежегодно происходило в среднем порядка двухсот землетрясений, большинство из которых относится к землетрясениям умеренной интенсивности. Гипоцентры располагаются в пределах глубин 5–25 км. На рисунке 2 приведена карта эпицентров землетрясений на территории Джунгарии.

Анализ карты эпицентров показал, что наиболее высокая концентрация землетрясений приурочена к району г. Текели, а также к ряду сейсмически активных разломных структур, а именно, хр. Джунгарский Алатау, хр. Кояндытау, хр. Токсанбай (рисунок 1). Как было отмечено выше, данный район входит в состав крупного Южно-Джунгарского антиклинория, осевая часть которого совпадает с водоразделом Южно-Джунгарского хребта. Город Текели располагается в пределах Джунгарской сейсмоактивной зоны. Джунгарская эпицентральная зона имеет вид полосы почти широтного простирания, которая на территории Китая сливается с эпицентральной зоной хребта Боро-Хоро. Анализ данных о землетрясениях и тектонической обстановке свидетельствуют о приуроченности подавляющего большинства эпицентров к Южно-Джунгарскому району каледон-



Рисунок 2. Карта эпицентров землетрясений на территории Джунгарии за период 2005–2015 гг., зарегистрированных сетью станций ТОО «СОМЭ» РК



Рисунок 3. Распределение количества землетрясений по годам 200 5- 2015 гг.

ской консолидации. Наиболее сильные землетрясения Джунгарской сейсмоактивной зоны приурочены к структуре Южно-Джунгарского антиклинория, что согласуется с его положением на границе двух крупных структурных областей и подтверждает известный вывод о структурном контроле интенсивности землетрясений.

Графики количества землетрясений (рисунок 3) и суммарных годовых значений выделившейся энергии показывает вариации во времени сейсмической энергии на рассматриваемой территории (рисунок 4).

Среднее суммарное значение энергии, выделившейся в годы с умеренной сейсмической активностью, составляет порядка 10¹⁰Дж. В 2006–2009 гг. увеличение энергии коррелируется с региональным усилением сейсмической активности. Как видно на



Рисунок 4. Годовые значения логарифма выделенной энергии за период 2005-2015 гг.

рисунках 3, 4, из ряда лет выделяется 2009 г. с превышением порога в триста событий. 13 июня 2009 г. произошло самое сильное землетрясение Кр=13,8 MS=5.4 вблизи Текелийского свинцово-цинкового комбината (координаты эпицентра: $\phi = 44^{\circ}46'$ с.ш., λ=78°49' в.д.), глубина (Н) гипоцентра составила 25 км. Землетрясение сопровождалось многочисленными афтершоками в течение нескольких месяцев. Там же случилось крупное землетрясение 30 декабря 1993 г. с Кр=15,0 MS=5.6. Следует отметить не только полное совпадение координат эпицентров двух рассматриваемых землетрясений, но и повторение последовательности афтершоковой деятельности. Наибольшее количество афтершоков после землетрясения 13 июня 2009 г. (13.06 - N=20; 14.06 -N=16), также как после землетрясения 1993 г. (30.12 -N=39) уменьшением их во времени [5, 6].



Рисунок 5. График повторяемости землетрясений по данным инструментальных наблюдений за период с 2005г. по 2015 г.

На исследуемой территории расположены региональные сейсмические станции СОМЭ Капал, Джаркент, Талдыкорган и Кетмень, которые регистрируют землетрясения энергетического класса Kp≥5,0. Землетрясения 6-го энергетического класса можно считать представительными. График повторяемости землетрясений (рисунок 5), характеризующий распределение количества землетрясений по энергии, построенный за исследуемый период, показывает довольно стабильное значение коэффициента *γ*=0.48, не сильно отличающееся от региональных показателей для твсей ерритории Северного Тянь-Шаня. Для землетрясения данного региона была простроена зависимость магнитуды MPVA от энергетического класса (рисунок 6), используемых в рутинной обработке СОМЭ. Полученное узкое облако может быть описано линейной функцией MPVA = 0.43**K*p +0.03.

На исследуемой территории в 1980-е годы действовали карьеры, обеспечивающие сырьем свинцовоцинковый комбинат. Часть регистрируемых событий пополняли каталог взрывов. Аназиз записей и построенная диаграмма распределения событий во времени (рисунок 7) показывают, что в настоящее время карьеры прекратили свою работу, тогда как землетясения происходят независимо от времени и показывают сейсмическую активность региона.

ЛИТЕРАТУРА



Рисунок 6. График зависимости магнитуды MPVA от энергетического класса землетрясений



Рисунок 7. Диаграмма распределения событий во времени суток

Таким образом, Джунгарский регион представляет зону сложного сочленения разнонаправленных разломов. На исследованной территории могут происходить землетрясения с магнитудой до 8.0. Два 7бальных землетрясения, практически в одном и том же месте на территории Казахстана, требуют более внимательно относится к сейсмическому мониторингу этого района. Анализируя данные каталога, можно отметить сохраняющуюся стабильную сейсмическую активность данного региона в 2005–2015 годах, обусловленную геологической структурой региона.

- Каталог землетрясений за 2005-2015 гг., составленный по данным сети сейсмологических наблюдений ТОО «СОМЭ» Республики Казахстан. – Электронный ресурс [http://some.kz/].
- 2. Сыдыков, А. Сейсмический режим территории Казахстана / А. Садыков/ Алматы: Гылым, 2004. 268 с.
- Курскеев, А.К. Альпийский тектогенез и сейсмогенные структуры / А.К. Курскеев, А.В. Тимуш/ Алма-Ата, 1987. 157 с.
- 4. Тимуш, А.В. Сейсмотектоника литосферы Казахстана / А.В. Тимуш/ Алматы, 2011. 590 с.
- 5. Отчет ГУ «СОМЭ КН МОН РК» за 2009 г.
- 6. Михайлова, Н.Н. Текелийское Землетрясение в Казахстане в 2009 г.: очаг и воздействия / Н.Н. Михайлова, Н.Н. Полешко // Вопросы инженерной сейсмологии, 2010. 20 33 с.

ҚАЗАҚСТАН РЕСПУБЛИКАСЫ ЖОҢҒАРТАУ АУМАҒЫНЫҢ 2005-2015 ж.ж. СЕЙСМОЛОГИЯЛЫҚ РЕЖИМІ

²⁾ Кадырханова Н. Ж., ¹⁾ Бектурганова Б. Б., ²⁾ Жакупов Н. С., ¹⁾ Гессель М. О.

¹⁾ Сейсмологиялық тәжірибелік-әдістемелік экспедиция, Алматы, Қазақстан ²⁾ Сейсмология институты, Алматы, Қазақстан

Қазақстанның Жоңғартау аумағының сейсмикалылығын он жылғы кезеңінде тіркелген оқиғалардың негізінде талдау нәтижелері келтірілген – санды сипаттамалары, жерсілкінулер таралу мен қайталану кестелері, сондайақ жерсілкінулер эпиорталықтарының жиынтық картасы.

SEISMOLOGICAL REGIME DZUNGARIA TERRITORY OF KAZAKHSTAN FOR 2005–2015

²⁾ Kadyrkhanova N. Zh., ¹⁾ Bekturganova B. B., ²⁾ Zhakupov N. S., ¹⁾ Gessel M. O.

¹⁾ Seismological Experience-Methodical Expedition, Almaty, Kazakhstan ²⁾ Institute of Seismology, Almaty, Kazakhstan

The results of seismicity analysis of Dzhyungariya territory in Kazakhstan are shown. The analysis was conducted basing on the events recorded for the ten-year period – quantity characteristics, the graphs of earthquakes distribution and reoccurrence, and the joint map of earthquakes epicenters.

ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРОЦЕССА СОВРЕМЕННОГО РАЗЛОМОБРАЗОВАНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА ПО ДАННЫМ О МЕХАНИЗМАХ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

^{1, 2)} Добрынина А. А., ³⁾ Саньков В. А.

¹⁾ Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия ²⁾ Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук, Улан-Удэ, Россия ³⁾ Иркутский научный центр Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

С применением метода катакластического анализа трещин (МКАТ) [1] определены пространственные характеристики сейсмотектонических деформаций и наиболее вероятные плоскости разрывов в очагах землетрясений Байкальской рифтовой системы. Условия растяжения с простиранием современных разрывов параллельно рифтоконтролирующим разломам преобладают в пределах центрального звена и на большей части северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы. Пологие средние углы падения разрывов в очагах землетрясений в зонах главных разломов для отдельных рифтовых впадин позволяют предположить выполаживание разломов в средней части земной коры. На флангах Байкальской рифтовой системы преобладают условия деформации сдвига, а разрывы в очагах землетрясений более разнообразны по морфологогенетическим типам – наряду со сбросами, наблюдаются сдвиги и взбросы.

Введение

Сейсмичность отражает процесс современного разломообразования в земной коре и дает информацию о структуре и динамике формировании зон крупных разломов в реальном времени. Для изучения сейсмичности активно используется как эпицентральное поле землетрясений, так и данные о положении их гипоцентров. Целям определения ориентации современных разрывов различных порядков служат также данные о механизмах очагов землетрясений с предварительно выделенными истинными плоскостями разрывов в очаге. В сейсмологии очаг землетрясения интерпретируется чаще всего с помощью модели двойного диполя (две пары сил сжатия и растяжения в источнике), при этом графически механизм очага представляет собой две перпендикулярные нодальные плоскости, разделяющие области волн сжатия и растяжения. Одна из них является проекцией истинной плоскости разлома, по которой произошла подвижка, вторая плоскость является вспомогательной. Обе плоскости равнозначны, и без дополнительных данных выделить плоскость разрыва невозможно. В настоящей статье для определения наиболее вероятных плоскостей разрывов в очагах землетрясений использован метод катакластического анализа трещин (МКАТ [1]). Критерий идентификации плоскости в очаге землетрясения, предложенный в МКАТ, является следствием закона Кулона и определяет в качестве реализованной ту из нодальных плоскостей, для которой достигается большая величина сбрасываемых напряжений [1]. В [2] приводится сопоставление решений реализованных плоскостей разрывов в очагах землетрясений Южно-Байкальской и Кичерской сейсмических

последовательностей 1999 г., полученных методом азимутальных годографов [3] и МКАТ. Согласие определений, полученное в большинстве случаев (≈80%), служит показателем надежности этих определений [2]. В данной статье характеризуются поля современных деформаций Байкальской рифтовой системы и выделенных активных разрывных структур на основе сопоставления рабочих плоскостей разрывов в очагах землетрясений и разломной тектоники.

Исследуемый регион

Байкальская рифтовая система (БРС) расположена в Северной Евразии (юг Восточной Сибири) и является второй по величине континентальной рифтовой системой в мире (рисунок 1). Она протягивается вдоль края Сибирской платформы на 1600 км из северо-западной Монголии через горные сооружения Восточной Сибири до Южной Якутии и состоит из линейной системы поднятий и впадин, ограниченных разломами преимущественно сбросового кинематического типа [4]. Основу древней структуры региона представляют архейско-протерозойская Сибирская платформа и Саяно-Байкальская складчатая область, которые являются тектоническими структурами первого порядка. Внутри Саяно-Байкальской складчатой области выделяется ряд тектонических блоков - террейнов, возраст которых варьирует от позднего протерозоя до среднего палеозоя. Рифтовая зона только в своей средней (по простиранию) части граничит с Сибирской платформой. На югозападе и северо-востоке она отделяется от платформы переходными структурами – Присаянским и Байкало-Патомским поднятиями (рисунок 1).



1 – Сибирская платформа; 2 – Саяно-Байкальская подвижная область; 3 – кайнозойские рифтовые впадины: Ч – Чарская, М – Муйская, Мк – Муяканская, ВМ – Верхнемуйская, ВА – Верхнеангарская, К – Кичерская, ЦБ – Ципа-Баунтовская, Б – Баргузинская, СБ – Северо-Байкальская, ЮБ – Южно-Байкальская, Тк – Тункинская, Х – Хубсугульская, Д – Дархатская, Б – Бусийнгольская, Бл – Белинская, Т – Терехольская; 4-6 – разломы: 4 – сбросы, 5 – взбросы и надвиги, 6 – сдвиги, цифрами в кружках обозначены разломы: 1 – Кодарский, 2 – Южно-Муйский, 3 – Северо-Муйский, 4 – Верхнемуйский, 5 – Муяканский, 6 – Верхнеангарский, 7 – Кичерский, 8 – Акитканский, 9 – Ципа-Баунтовский, 10 - Баргузинский, 11 – Приморский, 12 – Морской, 13 – Обручевский, 14 – Главный Саянский, 15 – Передовой, 16 – Тункинский, 22 – Болнайский (Хангайский). На врезке: 1 – зоны раздвига, 2 – зоны сдвига, 3 – зоны поддвига литосферных плит, 4 – границы Амурской плиты. Красным прямоугольником выделен исследуемый регион

Рисунок 1. Схема неотектонических структур Байкальской рифтовой системы и ее окружения

Характерной особенностью большинства крупных рифтов (впадин байкальского типа) является асимметричность поперечных сечений: более крутыми являются их северо-западные и северные борта. Эта асимметричность связана с тем, что крупноамплитудные сбросы приурочены преимущественно к границам более древних тектонических блоков, которые ограничивают рифтовые впадины с северозапада и севера в центральной и юго-западной частях БРС. Амплитуды отдельных сбросов достигают 1500-2000 м, а у Обручевского разлома, ограничивающего Южно-Байкальскую впадину с северо-запада, - 3000-4000 м [5]. Имеются данные о наличии горизонтальных смещений по разломам на фланговых участках БРС [6-8]. При этом установлено, что разломы субширотного простирания имеют левостороннюю сдвиговую компоненту, а субмеридиональные – правостороннюю.

Результаты структурно-геологических исследований [6, 9], измерений методом GPS-геодезии [10] и расчетов сейсмотектонических деформаций и обобщений данных о механизмах очагов землетрясений [11–13] свидетельствуют о том, что в центральной части рифтовой системы доминирует режим растяжения. Для флангов характерна тенденция усиления роли сдвиговых полей тектонических напряжений [6]. Косое растяжение по отношению к оси рифтовых структур установлено для северо-восточного фланга рифтовой системы и режим сдвига со сжатием – для ее юго-западного фланга [9, 10, 12].

Начиная с 1950 г. на территории БРС зарегистрировано более 100 тыс. землетрясений с энергетическим классом КР≥7 (рисунок 2), из которых 13 сильных землетрясений с магнитудой Мѕ≥6.0. Большинство землетрясений приурочено непосредственно к самой рифтовой системе. Для Забайкалья характерна умеренная сейсмичность, для Сибирской платформы – слабая рассеянная сейсмичность. Анализ карт сейсмической активности показывает, что наибольшей сейсмичностью характеризуются районы Верхнемуйской впадины и Муяканского хребта, Среднего Байкала, область между Удоканским и Южно-Муйским хребтами (область локализации Муйского землетрясения 1957 г.). При этом в районах Тункинской впадины и Муйско-Чарской горной перемычки (где наблюдаются обширные скопления эпицентров) сейсмическая активность в два



Рисунок 2. Сейсмичность Байкальской рифтовой системы с 1950 г. по данным Байкальского филиала

Федерального исследовательского центра Единой геофизической службы PAH [http://www.seismo.crust.irk.ru]

раза ниже [14]. Большинство сильных землетрясений локализованы на юго-западном и северо-восточном флангах рифта, (рисунок 2), исключение составляют три землетрясения, произошедшие в Южном и Среднем Байкале: Среднебайкальское, Южнобайкальское и Култукское. Приуроченность наиболее сильных землетрясений к флангам рифта может являться следствием различия напряженного состояния среды в различных частях рифтовой зоны с тенденцией к увеличению сдвиговой составляющей смещений по разломам на флангах рифтовой системы.

Метод исследования

Метод катакластического анализа трещин (МКАТ) предложен Ю.Л. Ребецким [1] и использует структурно-кинематические данные о трещинах -СКТД (в нашем случае это механизмы очагов землетрясений) для того, чтобы восстановить поле действующих тектонических напряжений. В МКАТ рассчитывают тензоры напряжений и приращений сейсмотектонических деформаций (СТД), значения сброшенных напряжений, величины литостатического и флюидного давлений. Выделение наиболее вероятной реализованной плоскости разрыва является одной из промежуточных стадий расчета.

На начальной стадии из каталога механизмов очагов землетрясений формируется однородная выборка землетрясений при выполнении следующих требований: 1) области упругой разгрузки событий должны перекрываться; 2) для искомого тензора приращения СТД в направлении оси максимального удлинения вклад от каждого скола дает только деформацию удлинения, а в направлении максимального укорочения – только деформацию укорочения; 3) в направлении оси алгебраически максимального из главных напряжений формируется только деформация удлинения, в направлении оси алгебраически минимального из главных напряжений - только деформации укорочения [1]. После получения однородной выборки СКДТ, для нее осуществляется согласование параметров тензоров напряжений и приращений сейсмотектонических деформаций. При этом из всех возможных вариантов тензора напряжений выбирается такой, для которого на рассчитанном тензоре приращений СТД достигается максимум диссипации внутренней энергии, накопленной упругими деформациями, т.е. тензор напряжений подбирается таким образом, чтобы для каждого землетрясения происходило уменьшение энергии вследствие подвижки. В целом, в результате первого этапа реконструкции создается некоторый однородно деформирующийся домен с известными ориентациями трех главных осей тензоров напряжения и приращения СТД (углы Эйлера), с известными коэффициентами вида обоих тензоров (коэффициенты Лоде-Надаи μσ). Также для этого домена получается однородная выборка СКДТ (механизмов очагов землетрясений).

С использованием этих данных рассчитываются редуцированные нормальные и касательные напряжения, действующие на нодальных плоскостях:

$$\overline{\sigma}_{nn} = (1 - \mu_{\sigma}) \cdot l_{n1}^2 - (1 + \mu_{\sigma}) \cdot l_{n3}^2 + \mu_{\sigma}$$
(1)

$$\bar{\tau}_{n} = (1 - \mu_{\sigma}) \cdot l_{n1} l_{t1} - (1 + \mu_{\sigma}) \cdot l_{n3} l_{t3}$$
(2)

Здесь: l_{nk} и l_{tk} – направляющие косинусы вектора нормали *n* к плоскости скола и вектора *t*, совпадающего с направлением касательных напряжений, действующих на этой плоскости, в системе координат, связанной с осями главных напряжений (k = 1, 2, 3).

Критерий индентификации реализованной плоскости в очаге выглядит следующим образом:

$$\left(\overline{\tau}_{n}+k_{s}\overline{\sigma}_{nn}\right)-\left(\overline{\tau}_{s}+k_{s}\overline{\sigma}_{ss}\right)>0$$
 (3)

Здесь: k_s – коэффициент сухого трения (принят равным коэффициенту внутреннего трения горных пород), τ_i , σ_{ii} – касательные и нормальные напряжения, действующие на нодальных плоскостях *n* и *s* соответственно. Этот критерий основан на принципе максимальности сбрасываемых напряжений, т.е. выделяет в качестве реализованной ту из нодальных плоскостей (*n* или *s*), для которой достигается наибольшая величина сбрасываемых напряжений. Данная плоскость считается энергетически более выгодной [1].

Подобие тензоров напряжений и приращений СТД оценивается с помощью показателя анизотропии *R*_{Anz}:

$$R_{Anz} = \sqrt{\frac{\left(\bar{s}_{ij} - S_{ij}\right)\left(\bar{s}_{ij} - S_{ij}\right)}{2}}, \qquad (4)$$
при $\bar{s}_{ij} = \frac{s_{ij}}{\tau_I}$ и $\tau_I = \sqrt{\frac{s_{ij}s_{ij}}{2}}$

10000 количество землетрясений (логарифм) 1000 100 10 9 10 11 12 14 8 13 15 16 энергетический класс а

Здесь: s_{ij} – девиатор напряжений, нормированный на интенсивность касательных напряжений (τ_l), а S_{ij} – тензор приращений СТД. В случае, когда тензоры напряжений и приращений СТД являются подобными, значение R_{Anz} стремится к нулю [1].

Исходные данные

В качестве исходных данных использованы опубликованные решения механизмов очагов землетрясений за период с 1950 по 2008 гг. Основная часть решений фокальных механизмов для землетрясений БРС получена по стандартной методике [15] с использованием полярностей первых вступлений объемных Р-волн. Лучше всего определениями фокальных механизмов обеспечены умеренные и сильные землетрясения - с 11 энергетического класса (рисунок 3). В данном исследовании использованы 718 решений механизмов очагов для отдельных землетрясений и 175 композитных (групповых) определений за период 1950-2008 гг. [14, 16-19], а также решения, полученные международными сейсмологическими агентствами (Международный сейсмологический центр, Гарвардский университет, Геологическая служба США) инверсионными метода-МИ.

Результаты и их обсуждение

Расчеты тензоров напряжений и приращений СТД выполнены для всей территории с шагом 0.15°×0.15°, радиус области вокруг узла расчета взят равным 60 км. Для анализа выбраны землетрясения, произошедшие за период с 1959 по 2008 гг., с диапазоном магнитуд от 3.5 до 5.5, т.к. именно для диапазона магнитуд имеется наибольшее число определений фокальных механизмов (рисунок 3-б).



Рисунок 3. К оценке объема исследованных решений механизмов очагов: а – соотношение общего количества землетрясений (1) и землетрясений с известным решением механизма очага (2); б – распределение по магнитуде землетрясений с известным фокальным механизмом



горизонтальное растяжение; 2 – горизонтальное растяжение со сдвигом; 3 – горизонтальный сдвиг; 4 – горизонтальное сжатие со сдвигом;
 5 – горизонтальное сжатие; 6 – вертикальный сдвиг. На врезке – гистограмма распределения доменов различного геодинамического типа.
 Обозначения тектонических структур – на рисунке 1



Кроме индивидуальных определений механизмов очагов, использованы также определения, полученные композитным методом для групп слабых землетрясений. При расчете вся такая группа принималась за одно землетрясение с магнитудой 3.5. Результаты получены для 970 доменов (рисунок 4). Как следует их этого рисунка, из-за особенностей локализации эпицентрального поля на рассматриваемой территории (приуроченность землетрясений к рифтовым впадинам, междувпадинным перемычкам и, в меньшей степени, к горному обрамлению впадин) в распределении доменов имеются бреши: Дархатская впадина, юг Хубсугульской впадины, восточное окончание Тункинской системы впадин, Северо-Байкальская впадина, центр Северо-Муйского хребта, восточная часть Южно-Муйского хребта, северо-восточное замыкание Чарской впадины и восточная часть хребта Удокан. Также наблюдается распространение результатов расчетов на территории, не обеспеченные исходными данными, как, например, южная часть иркутского амфитеатра Сибирской платформы. Объясняется это шагом сетки (0.15°) и достаточно большим радиусом осреднения - 60 км.

В результате первого этапа реконструкции получены данные о типе напряженного состояния, коэффициентах Лоде-Надаи и ориентации осей главных напряжений. Анализ типа напряженного состояния показал, что на всей территории рифтовой системы преобладает режим горизонтального растяжения: 91% (883 домена) (рисунок 4). Режим горизонтального сдвига наблюдается в районе Бусингольской впадины. В области Восточного Саяна отмечается разнообразие типов напряженного состояния – от

горизонтального растяжения до горизонтального сжатия (рисунок 4), что объясняется изменением простирания рифтовых структур с меридионального (Бусингольская, Дархатская и Хубсугульская впадины) на широтное (система Тункинских впадин, Южно-Байкальская впадина) и, как следствие, большим разнообразием механизмов очагов в данной области. Режим горизонтального растяжения со сдвигом наблюдается также на территории Кодарского и Удоканского поднятий (обрамление Чарской впадины) и в пределах Олекмо-Чарского нагорья (район Олдонгсинского роя землетрясений) (рисунок 4). Также один домен с режимом вертикального сдвига отмечается для Кодарского поднятия (рисунок 4). Наиболее интересно присутствие нескольких доменов с режимами горизонтального сдвига, локализованных в горном обрамлении Южно-Байкальской впадины. Они получены в результате формирования однородных выборок землетрясений со значительной сдвиговой компонентой в источнике, приуроченных в основном к окраинам Южно-Байкальской впадины. В центральной части впадины их влияние на результирующий геодинамический тип напряженного состояния незначительно вследствие большого количества типичных «рифтовых» событий.

Ориентация осей главных напряжений. Полученные результаты определений ориентации осей сжатия и растяжения (укорочения и удлинения) не противоречат результатам обобщения данных о фокальных механизмах [6, 7] и данным расчетов сейсмотектонических деформаций разными методами [11, 12]. Ось максимального сжатия залегает субвертикально практически на всей территории БРС (рисунок 5-а).



Длина стрелки в зависимости от угла наклона оси к горизонту. Точка – вертикально расположенная ось напряжений. Обозначения тектонических структур – на рисунке 1



Лишь на юго-западном фланге она имеет пологие углы наклона и простирается в направлении ЮЗ-СВ. На территории юго-западного фланга и в восточной части северо-восточного фланга БРС она направлена косо по отношению к генеральному простиранию этих отрезков рифтовой зоны (рисунок 5-б). В свою очередь, промежуточная ось главных нормальных напряжений также имеет по большей части пологий угол наклона к горизонту, который увеличивается в районе Бусийнгольской впадины (юго-западный фланг БРС) и в районе р. Олекма, за пределами рифтовых структур северо-восточного фланга БРС (рисунок 5-в). Направление оси растяжения ЮЗ-СВ достаточно стабильно на территории рифтовой зоны. Существенные вариации в простирании промежуточной оси главных нормальных напряжений наблюдаются в пределах юго-западного фланга БРС.

Коэффициент Лоде-Надаи. Дополнительные данные о характере деформировании получены из результатов расчетов коэффициента Лоде-Надаи (рисунок 6). Практически вся территория БРС деформируется в условиях сдвига (в понимании механики сплошных сред). Выделяются два участка с режимом одноосного сжатия и близким к нему режимом деформирования - в районе зоны сочленения Хубсугульского и Тункинского звеньев рифтовой системы и в районе северного окончания Икатского хребта. Причем, если в первом случае ось сжатия располагается наклонно или субгоризонтально, то во втором - вертикально. Участки с режимом, переходным от сдвига к одноосному растяжению, обнаружены в пределах северо-восточной части БРС - в районе Муйской, Чарской впадин, в районе р. Олекма. Локально они проявлены в центральной части Байкальской впадины, в районе ее южного окончания. В зоне южной оконечности озера Байкал по этим данным выделяется область, деформирующаяся в условиях одноосного растяжения.

Показатель анизотропии R_{Anz} . Этот параметр, характеризующий степень подобия тензоров напряжений и приращений СТД, меняется в пределах $0 \le R_{Anz} \le 0.871$, при этом 94% составляют низкие значения R_{Anz} – от 0 до 0.4 (913 доменов). Повышение показателя анизотропии наблюдается для Окинского плато и западной части Хамар-Дабанского блока, Удинской впадины, Кодарского поднятия и Олекмо-Чарского нагорья (область Олдонгсинского роя землетрясений). Самое высокое значение RAnz определено для локальных участков в районе Кодарского поднятия и Удинской впадины в Забайкалье.

ПЛОСКОСТИ РАЗРЫВА В ОЧАГЕ

Для 500 землетрясений (в том числе, 131 группы событий с композитными решениями) определены наиболее вероятные плоскости разрывов в источнике. Ориентация современных разрывов в большинстве случаев, иногда - до деталей, наследует существующие неотектонические структуры. Это следует из анализа диаграмм простираний разрывов для отдельных участков рифтовой системы (рисунок 7) и сопоставления их с направлениями закартированных геологических разломов (рисунок 8). Минимальные вариации простирания разрывов характерны для центральной части Байкальской впадины, где современное растяжение строго перпендикулярно неотектонической структуре [20]. Характерный наклон поверхностей разрывов для южной и центральной частей Байкальской впадины составляет 45-60°. При этом, падающие к северу второстепенные разрывы имеют более крутое падение.



Радиус осреднения во км. Осозначения тектонических структур как в подписи к рисунку т Рисунок 6. Типы напряженного состояния земной коры Байкальской рифтовой системы, выраженные через коэффициент Лоде-Надаи по данным MKAT



Выделены и обозначены цифрами районы, для которых построены диаграммы. Обозначения тектонических структур – на рисунке 1

Рисунок 7. Диаграммы ориентации и углов наклона разрывов в очагах землетрясений БРС. Плоскости разрывов, падающие в северных румбах (на северо-запад, север и северо-восток) показаны в левой нижней части диаграммы, разрывы, падающие в южных румбах (юго-запад, юг и юго-восток) – в правой нижней части диаграммы

В Северо-Байкальской впадине отмечаются крутые плоскости в очагах землетрясений. По-видимому, в условиях преобладания вертикальных движений блоков, по поверхностям крутопадающих разломов создаются предпосылки для реализации как сбросовых, так и взбросовых движений, что и наблюдается по данным о механизмах очагов землетрясений [21]. На северо-восточном фланге БРС наиболее сложное строение в поле сейсмогенных разрывов имеют области междувпадинных перемычек, а во впадинах разрывы в очагах параллельны известным разломам неотектонической активизации. Несколько другая ситуация наблюдается на в юго-западной части БРС и на окончании ее северо-восточного фланга. В районе Бусингольской впадины проявлены нехарактерные для неотектонической структуры этой части рифтовой системы современные разрывы северо-западного простирания. Самые разнообразные направления разрывов проявились в пределах Окинского плоскогорья, Тункинской впадины и северного Прихубсугулья. Вместе с тем, в пределах субширотной Тункинской ветви юго-западной части Байкальской рифтовой системы простирание разрывов и закономерности кинематики смещений по ним соответствуют известным закономерностям пространственного распределения разрывных структур и их морфогенетических типов в зоне левостороннего сдвига.



и простираний разрывов на уровне очагового слоя (внизу)

На северо-восточном окончании БРС, в районе Чарской впадины и долины р. Олекмы, преобладают северо-восточные и субмеридиональные неотектонические разломы, однако в современном поле напряжений на уровне очагового слоя активизируются, главным образом, субширотные разрывы. Отклонения простираний современных разрывов в очагах землетрясений от закартированной на поверхности неотектонической структуры на флангах БРС могут свидетельствовать об изменении во времени поля тектонических напряжений и наложенности современной структуры по отношению к позднекайнозойской.

Заключение

Таким образом, применение метода катакластического анализа трещин (МКАТ) [1] позволило определить пространственные характеристики сейсмотектонических деформаций и наиболее вероятные плоскости разрывов в очагах землетрясений для БРС в целом и ее отдельных структур. В пределах центрального звена и на большей части северо-восточного фланга БРС преобладают условия растяжения с простиранием современных разрывов параллельно главным разломам. Средние углы падения разрывов в очагах землетрясений в зонах этих разломов для отдельных рифтовых впадин составляют 45-60°, что позволяет предположить выполаживание разломов в средней части земной коры. Антитетические разломы имеют более крутое падение. На дистальных окончаниях флангов БРС преобладают деформации сдвига, а разрывы в очагах землетрясений более разнообразны по морфологогенетическим типам – наблюдаются сдвиги и взбросы, наряду со сбросами. Вместе с тем, на флангах рифтовой системы существенно меньше проявлена унаследованность современными разрывами неотектонической структуры. Полученные данные об отклонениях простираний современных разрывов в очагах землетрясений от закартированной на поверхности неотектонической структуры могут свидетельствовать об изменении во времени поля тектонических напряжений и частичной наложенности современной структуры по отношению к позднекайнозойской.

Работа выполнена при поддержке интеграционной программы ФГБУН ИНЦ СО РАН «Фундаментальные исследования и прорывные технологии как основа опережающего развития Байкальского региона и его межрегиональных связей», направление 3 (проект 3.1).

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Ребецкий, Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов / Ю.Л. Ребецкий. М.: ИКЦ «Академкнига», 2007. 406 с.
- 2. Добрынина, А.А. Скорости и направления распространения разрывов в очагах землетрясений Байкальской рифтовой системы / А.А. Добрынина, В.А. Саньков // Геофизические исследования , 2010. Т. 11. № 2. С.52–61.
- Горбунова, И.В. Экспериментальные характеристики излучения очагов слабых землетрясений / И.В. Горбунова, З.А. Кальметьева. - Фрунзе: Илим, 1988. – 129 с.
- 4. Logatchev, N.A. The Baikal system of rift valleys / N.A. Logatchev, N.A. Florensov // Tectonophysics, 1978. 45. P. 1-13.
- Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Отв. ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука. – 1977. – 303 с.
- Шерман, С. И. Поля напряжений земной коры и геолого–структурные методы их изучения / С. И. Шерман, Ю. И. Днепровский. - Новосибирск: Наука, 1989. – 158 с.

- Саньков, В. А. Современная геодинамика Монголо–Сибирского подвижного пояса по данным геолого–7. структурных и инструментальных исследований / В. А. Саньков, [и др.] // Тектоника и геофизика: Материалы XXXV Тектонического совещания. – М: Геос, 2002. – С. 170–174.
- Саньков, В. А. Разломы и сейсмичность Северо–Муйского геодинамического полигона / В. А. Саньков [и др.]. Новосибирск: Наука, 1991. – 111 с.
- San'kov, V. A. Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone / V. A. San'kov, A. I. Miroshnitchenko, K. G. Levi [et al]. // Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. – 1997. – V.21. – P. 435–455.
- 10. Саньков, В. А. Современные и голоценовые горизонтальные движения на Байкальском геодинамическом полигоне / В. А. Саньков [и др.] // Геология и геофизика, 1999. Т. 40. № 3. С. 422–430.
- 11. Солоненко, А.В. Поля напряжений и сейсмотектонических деформаций Байкальской рифтовой зоны / А.В. Солоненко [и др.] // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. –М.: ОИФЗ РАН, 1996. Вып.2/ С. 363–371.
- 12. Мельникова, В.И.. Параметры сейсмотектонических деформаций земной коры Байкальской рифтовой зоны по сейсмологическим данным / В.И. Мельникова, Н.А. Радзиминович // Доклады РАН. 2007. 416.- С. 543–545.
- Petit, C. Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications / C. Petit, J. Deverchere, F. Houdry [et al.] // Tectonics, 1996. – V. 15. – P. 1171–1191.
- 14. Голенецкий, С. И. Сейсмичность Прибайкалья история ее изучения и некоторые итоги / С. И. Голенецкий // Сейсмичность и сейсмология Восточной Сибири, 1977. М.: Наука С. 3–42.
- 15. Балакина, Л. М. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений / Л. М. Балакина [и др.] М.: Наука, 1972. 191 с.
- 16. Солоненко, А.В. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии / А.В. Солоненко [и др.] // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии, 1993. – Вып. 1. – М.: ОИФЗ РАН – С. 113–122.
- 17. Мельникова, В.И. Механизм очагов землетрясений Байкальского региона за 1991-1996 гг. / В.И. Мельникова, Н.А. Радзиминович // Геология и геофизика, 1998. Т. 39, № 11. С. 1598–1607.
- Мельникова, В.И. Активизация рифтовых процессов в Северном Прибайкалье (на примере Кичерской последовательности землетрясений 1999 г.) / В.И. Мельникова, Н.А. Радзиминович, Н.А. Гилёва [и др.] // Физика Земли, 2007. № 11. С. 1–24.
- Мельникова, В.И. Култукское землетрясение 2008 г. с Мw=6.3 на юге Байкала: напряженно-деформированное состояние очаговой области по данным об афтершоках / В.И. Мельникова, Н.А. Гилева, С.С. Арефьев [и др.] // Физика Земли, 2013. – № 4. – С. 1–15.
- 20. Саньков, В.А. Растяжение в Байкальском рифте: современная кинематика пассивного рифтогенеза / В.А. Саньков, А.В. Лухнев, А.И. Мирошниченко [и др.] // Докл. РАН, 2009. Т. 424, № 5. С. 664–668.
- 21. Добрынина, А.А. Механизмы очагов землетрясений Северобайкальской впадины / А.А. Добрынина / Строение литосферы и геодинамика. Материалы XXI Всероссийской молодежной конференции. Иркутск, 2005. С. 245–246.

ЖЕРСІЛКІНУЛЕР ОШАҚТАРЫНЫҢ МЕХАНИЗМДЕРІ ТУРАЛЫ ДЕРЕКТЕРІ БОЙЫНША БАЙКАЛ РИФІНІҢ ЖЕР ҚЫРТЫСЫНДА ҚАЗІРГІ ЗАМАНҒЫ ЖАРЫЛЫМ ПАЙДА БОЛУ ПРОЦЕССТЕРІНІҢ СИПАТТАМАЛАРЫ

^{1, 2)} Добрынина А. А., ³⁾ Саньков В. А.

¹⁾ РҒА Сібір бөлімінің Жер қыртысы институты, Иркутск, Ресей ²⁾ РҒА СБ Геологиялық институты, Ұлан-Удэ, Ресей ³⁾ Иркутск мемлекеттік университеті, Иркутск, Ресей

Байкал рифтік жүйесінің үлгісінде сейсмотектоникалық деформацмялардың кеңістік сипаттамаларын және жерсілкінулер ошақтарында айырылымдардың ең ықтимал жазықтықтарын анықтау үшін катакластикалық талдау әдісін қолдану нәтижелері сипатталған. Қазіргі кездегі айрылымдар рифбақылайтын жарылымдарға параллель созылу шарттары Байкал рифтік жүйесінің орталық бұынында және көбінесе солтүстік-шығыс жағының бөлшегінде басым болуда. Бас жарылымдар зоналарындағы жерсілкінулердің ошақтарында айрылымдардың жайпақ орта түсу бұрыштары бөлек бір рифтік ойпандар үшін жер қыртысының орта бөлшегінде жарылымдар жайпақталуын болжауға мүмкіндік береді. Байкал рифтік жүйесінің қанаттарында жерсілкінулер ығыспа деформациялары басым болуда, ал ошақтарындағы айырылымдар морфологиягенетикалық турлері бойынша көбінесе әр турлі – лықсымалармен қатар ығыспалар мен каусырмалар байкалады.

PATTERN OF PRESENT-DAY FAULT FORMATION IN THE EARTH'S CRUST OF THE BAIKAL RIFT ACCORDING TO THE DATA ON THE EARTHQUAKES FOCAL MECHANISMS

^{1, 2)} A. A. Dobrynina, ³⁾ V. A. Sankov

¹⁾ Institute of the Earth's crust of Siberian branch of Russian academy of sciences, Irkutsk, Russia
 ²⁾ Geological institute of Siberian branch of Russian academy of sciences, Ulan-Ude, Russia
 ³⁾ Irkutsk Scientific center of Siberian branch of Russian academy of sciences, Irkutsk, Russia

The spatial characteristics of seismotectonic deformations and the most likely fracture planes in the earthquake sources of the Baikal rift system (BRS) are determined using the method of cataclastic analysis of fractures [1]. It is shown that extension conditions with a strike of modern fractures parallel to the rift controlling faults are dominant in the central zone and in most of the NE flank of the BRS. The flat average dip of fractures in the earthquake sources of the main fault zones for some rift depressions allow a suggestion about the flattening of faults in the middle crust. The BRS flanks are characterized by dominant shear deformations and more diverse morphogenetic faults in the earthquake sources (strike-slip faults, reversed faults, and normal faults).
СПИСОК АВТОРОВ

Abishev A., 123 Bergman E., 123 Fujita K., 123 Jih R., 83 Mackey K. G., 123 Ан В. А., 90 Аронов А. Г., 32 Башилов И. П., 45 Бектурганова Б. Б., 166 Бобров Д. И., 53 Бурлаков Г. В., 106 Веснибалоцкий И. О., 128 Волосов С. Г., 45 Воскобойникова Г. М., 67 Габсатарова И. П., 11 Герман В. И., 96 Гессель М. О., 166 Голубов Б. Н., 113 Горин Н. В., 128 Добрынина А. А., 38, 96, 170 Досайбекова С., 160 Жакупов Н. С., 166 Ивашкин Н. В., 128 Каазик П. Б., 53, 90 Кадырханова Н. Ж., 166 Казанцев Л. Л., 128 Качусова О. Л., 106

Ким А. С., 74, 106 Китов И. О., 53 Колесников И. М., 146 Колесникова С. И., 152 Коломиец М. В., 5, 11 Королёв С. А., 45 Краснощеков Д. Н., 53 Крякунова О. Н., 135 Кузьмин А. В., 128 Литвинов Ю. Г., 74 Маевская В. И., 135 Маловичко А. А., 11 Мансуров А. Н., 100 Мартынов В. Н., 60 Меркулов В. А., 45 Милютин В. И., 135 Михайлов А. А., 60 Михайлова Н. Н., 23 Мукашева С. Н., 106 Надежка Л. И., 146 Николаевский Н. Ф., 135 Овчинников В. М., 45, 53 Овчинникова О. В., 45 Онищенко А. Д., 128 Пак Г. Д., 135 Пивоваров Р. С., 152 Пивоваров С. П., 152

Полешко Н. Н., 160 Предеин П. А., 38 Рыжикова М. И., 5 Савенков А. В., 152 Сагарадзе Д. А., 128 Салихов Н. М., 135 Саньков В. А., 170 Сапожников Ю. А., 113 Сафронич И. Н., 152 Семенов А. Е., 146 Семенов А. М., 146 Соколова О. И., 106 Старовойт О. Е., 5 Стихарный А. П., 74 Сычева Н. А., 100 Тубанов Ц. А., 38 Хайретдинов М. С., 67 Хачикян Г. Я., 160 Цепакина И. Л., 135 Челюбеева Т. В., 90 Черных Е. Н., 38 Чечельницкий В. В., 38 Чуриков Ю. И., 128 Шарипова Г., 106 Шпади Ю. Р., 74 Юсупов Р. И., 128 Ярмошенко И. В., 128

ТРЕБОВАНИЯ К ОФОРМЛЕНИЮ СТАТЕЙ

Статьи предоставляются в электронном виде (на CD, DVD диске или по электронной почте присоединенным [attachment] файлом) в формате MS WORD и печатной копии.

Текст печатается на листах формата A4 (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 межстрочный 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 аннотация к статье на русском языке, ключевые слова и основной текст. В конце статьи, после списка литературы, повторяются блоки «название, авторы, организации, аннотация, ключевые слова» на казахском и английском языке.

Максимально допустимый объем статьи – 10 страниц.

При написании статей необходимо придерживаться следующих требований:

- Статья должна содержать аннотации на казахском, английском и русском языках (130-150 слов) с указанием ключевых слов, названия статьи, фамилии, имени, отчества авторов и полного названия организации, города и страны местонахождения, которую они представляют;
- Ссылки на литературные источники даются в тексте статьи цифрами в квадратных [1] скобках по мере упоминания. Список литературы следует привести по ГОСТ 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, *.jpg, *.wmf с разрешением 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:

- 2 рецензии высококвалифицированных специалистов (докторов наук) в соответствующей отрасли науки;
- выписка из протокола заседания кафедры или методического совета с рекомендацией к печати;
- акт экспертизы (экспертное заключение);
- сведения об авторах (в бумажном и электронном виде): ФИО (полностью), наименование организации и ее полный адрес, должность, ученая степень, телефон, e-mail.

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, электронной почты.

Статьи, оформление которых не соответствует указанным требованиям, к публикации не допускаются.

Ответственный секретарь к.ф.-м.н. У.П. Козтаева тел. (722-51) 2-33-35, E-mail: KOZTAEVA@NNC.KZ

Технический редактор И.Г. Перепелкин тел. (722-51) 2-33-33, E-mail: IGOR@NNC.KZ

Адрес редакции: 071100, Казахстан, г. Курчатов, ул. Красноармейская, 2, зд. 054Б http://www.nnc.kz/vestnik

© Редакция сборника «Вестник НЯЦ РК», 2016

Регистрационное свидетельство №1203-Ж от 15.04.2000 г. 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. Красноармейская, 2, зд. 054Б





