

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина  
Дальневосточного отделения Российской академии наук

На правах рукописи



Пупатенко Виктор Викторович

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ И СТАТИЧЕСКИХ  
ХАРАКТЕРИСТИК ВЫСОКОЧАСТОТНЫХ РЯДОВ  
ГНСС-КООРДИНАТ В СЕЙСМОЛОГИИ

Специальность:

05.13.18 – Математическое моделирование, численные методы и комплексы программ

Диссертация на соискание учёной степени  
кандидата технических наук

Научный руководитель:  
доктор технических наук, профессор  
Герасименко Михаил Данилович

Хабаровск – 2018

## Содержание

<b>Введение .....</b>	<b>6</b>
<b>Глава 1. Общие положения. Основные понятия и методы .....</b>	<b>13</b>
1.1 Системы координат. Трансформации координат .....	13
1.2 Общая информация о ГНСС .....	16
1.2.1 Назначение, структура ГНСС .....	16
1.2.2 Сигналы GPS и ГЛОНАСС .....	17
1.2.3 Международная ГНСС-служба.....	19
1.2.4 Виды и обобщённая модель ГНСС-измерений.....	19
1.3 Основные источники систематических ошибок ГНСС-измерений.....	20
1.3.1. Многопутность и сидерическая фильтрация .....	21
1.4 Принципы математической обработки ГНСС-измерений.....	23
1.4.1 Основные методы математической обработки ГНСС-измерений .....	23
1.4.2 Получение волновых форм землетрясений по ГНСС-данным .....	25
1.4.3 Математическая обработка данных ГНСС-измерений в режиме реального времени.....	26
1.4.4 Программы для обработки данных ГНСС-измерений .....	30
1.5 Современные сейсмические приборы и их характеристики .....	32
1.6 Частотная фильтрация .....	37
1.7 Системы раннего предупреждения о землетрясениях и цунами .....	40
1.7.1 Оперативное определение параметров землетрясения .....	40
1.7.2 Использование данных ГНСС-измерений в системах раннего предупреждения о цунами .....	42

1.7.3 Инверсия параметров очага землетрясения на основе косейсмических смещений, зарегистрированных по ГНСС- данным .....	44
<b>Глава 2. Использование ГНСС как сейсмического инструмента.....</b>	<b>47</b>
2.1 Имеющиеся результаты сравнения сейсмических и ГНСС-данных .....	47
2.2 Постановка задачи.....	52
2.3 Землетрясение Tohoku-Оki и пункты наблюдений .....	53
2.4 Методология сравнения.....	58
2.4.1. Обработка ГНСС-данных.....	59
2.4.2 Обработка сейсмических записей .....	59
2.4.3 Параметры, характеризующие степень идентичности.....	61
2.4.4 Спектрально-временной анализ .....	63
2.5 Программная реализация методологии сравнения сейсмических и ГНСС-записей .....	65
2.6 Результаты сравнения .....	66
Выводы к Главе 2 .....	72
<b>Глава 3. Моделирование шума в рядах высокочастотных ГНСС- координат.....</b>	<b>74</b>
3.1 Сравнение характеристик ГНСС-приёмника и сейсмометров.....	74
3.2 Исследования шума в рядах ГНСС-координат.....	76
3.3 Моделирование шума в рядах высокочастотных ГНСС-координат .....	77
3.3.1 Постановка задачи.....	77
3.3.2 Исходные данные.....	78
3.3.3 Выбор программного обеспечения для обработки ГНСС- данных.....	81

3.3.4	Применение сидерической фильтрации .....	83
3.3.5	Методология построения моделей шума.....	84
3.3.6	Результаты построения моделей шума .....	86
3.3.7	Изменение шума ГНСС-координат во времени.....	88
3.3.8	Пространственное распределение шума в рядах ГНСС- координат.....	90
3.4	Прогноз применимости ГНСС-приёмника в качестве сейсмического инструмента .....	92
	Выводы к Главе 3 .....	95
 <b>Глава 4. Оперативное определение величин смещений: статистическая модель распределения ошибок и новый метод повышения точности определения смещений .....</b>		
		<b>97</b>
4.1	Существующие оценки точности определения статических смещений по ГНСС-данным.....	97
4.2	Статистическая модель ошибок определения смещений в режиме, близком к реальному времени .....	100
4.2.1	Исходные данные .....	101
4.2.2	Методы определения статических смещений .....	103
4.2.3	Результаты .....	106
4.3	Методы уменьшения ошибок определения смещений .....	110
4.3.1	Сидерическая и региональная фильтрация .....	110
4.3.2	Новый метод повышения точности определения косейсмических смещений .....	111
4.3.3	Обработка данных ГНСС-измерений методом относительного позиционирования .....	115
4.3.4	Программная реализация нового метода.....	117

4.3.5 Тестирование нового метода.....	119
Выводы к Главе 4 .....	122
<b>Заключение.....</b>	<b>123</b>
<b>Литература.....</b>	<b>126</b>
<b>Приложение А Копии свидетельств о государственной регистрации программы для ЭВМ .....</b>	<b>148</b>
<b>Приложение Б Наложение волновых форм, полученных по ГНСС и сейсмическим данным.....</b>	<b>151</b>
<b>Приложение В Разности волновых форм, полученных по ГНСС и сейсмическим данным.....</b>	<b>154</b>
<b>Приложение Г Вейвлет-спектрограммы разностей волновых форм, полученных по ГНСС и сейсмическим данным .....</b>	<b>156</b>
<b>Приложение Д Графики зависимости коэффициента корреляции между ГНСС и сейсмической записью от периода.....</b>	<b>165</b>
<b>Приложение Е Модели шума в рядах координат, полученных обработкой данных ГНСС-измерений в режиме реального времени методом PPP .....</b>	<b>168</b>

## Введение

**Актуальность темы исследования.** Объектом исследования данной работы являются ряды координат, получаемых обработкой радиосигналов глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС).

Спутниковые системы навигации первого поколения Transit (США, 1964—1996 гг.), Циклон и Цикада (СССР, с 1976 г.) позволяли определять местоположение с невысокой точностью (100-200 м) и за продолжительные промежутки времени (десятки минут). Глобальные навигационные спутниковые системы второго поколения – американская GPS (Global Positioning System) и российская ГЛОНАСС (Глобальная навигационная спутниковая система) были разработаны и начали функционировать в конце 1970-х – начале 1980-х гг. Уже в 1982 г. были получены первые результаты геодезических измерений по сигналам спутников GPS, полученная точность –  $(1-2) \cdot 10^{-6}$  при расстояниях между точками порядка 10 км – превышала возможности классических геодезических измерений.

Оборудование для приёма и записи ГНСС-сигналов включает ГНСС-приёмник и ГНСС-антенну. Последняя обычно неподвижна относительно земной поверхности. После соответствующей обработки записанных радиосигналов можно получить координаты антенны: средние за определённый промежуток времени (обычно за сутки) или мгновенные, т.е. в каждую эпоху измерений (так называемая кинематическая обработка). Высокая частота записи измерений (например, раз в секунду) позволяет получать координаты антенны с той же периодичностью, и тем самым отслеживать изменение её пространственного положения.

За неполные 35 лет своего существования современные ГНСС прочно вошли во многие сферы научной и хозяйственной жизни. Задуманные как инструмент определения положения военных объектов с метровой точностью, благодаря энтузиазму учёных ГНСС позволяют сегодня определять координаты точек на земной поверхности с точностью на 2-3 порядка выше. Среди основных приложений ГНСС можно выделить следующие [1, 95]:

- навигация (в авиации и судоходстве);
- геодезия;
- геодинамика (определение движений и деформаций тектонических плит, определение параметров вращения Земли);
- гляциология (изучение движения ледников);
- службы времени и частоты;
- контроль строительства и эксплуатации инженерных сооружений;
- сейсмология.

Кроме того, существуют и другие способы применения ГНСС, например, в климатологии, где по данным ГНСС можно определять содержания водяного пара в атмосфере [156] и даже вести мониторинг высоты снежного покрова [117].

В настоящей работе рассматривается применение ГНСС в сейсмологии. ГНСС позволяют проводить измерения смещений и колебаний земной поверхности, которые невозможно получить другими методами. Одной из основных фундаментальных проблем сейсмологии является изучение сильных землетрясений, в том числе процессов их подготовки. Успешное применение ГНСС для решения задач сейсмологии позволяет приблизиться к разрешению указанных проблем, лучше понимать причины, механизмы и особенности возникновения сильных землетрясений и в конечном итоге минимизировать их последствия.

**Степень разработанности темы исследования.** Использование данных ГНСС-измерений в сейсмологии – новое научное направление. Чаще всего данные ГНСС-измерений в сейсмологии используются для определения косейсмических смещений землетрясений по вычисленным среднесуточным координатам ГНСС-станции. Первые такие исследования были проведены уже в начале 1990-х гг. [125, 112, 42].

В начале 2000-х гг. в результате кинематической обработки GPS-измерений были получены первые записи сейсмических волн [138, 108, 115].

Постепенное проникновение ГНСС-технологий в сейсмологию устранило некоторые ограничения сейсмической аппаратуры. Сегодня ГНСС позволяют определять с высокой точностью ко- и постсейсмические смещения землетрясе-

ний, используются для корректировки и дополнения записей акселерометров [71, 179, 131, 79, 132], готовы стать основой систем раннего оповещения о сильных землетрясениях [85, 84] и цунами [132, 164, 144, 185, 133, 58, 120, 94].

Однако нерассмотренными остаются ещё многие вопросы использования данных ГНСС-измерений в сейсмологии. В их числе есть и проблема возможности использования ГНСС-приёмника в качестве инструмента, способного без искажений регистрировать сейсмические колебания. Практически все опубликованные на эту тему работы содержат только визуальные сравнения сейсмических и ГНСС-записей и затрагивают лишь ограниченный диапазон периодов колебаний.

Недостаточное внимание уделено также изучению характеристик рядов ГНСС-координат. Сейсмология обладает своей системой стандартизации, оценки качества сейсмических записей. Рассматривая ГНСС-приёмник как сейсмический прибор, следует установить его характеристики, возможности и ограничения использования, преимущества и недостатки по сравнению с другими сейсмическими инструментами. Этот вопрос в имеющейся литературе рассматривается лишь поверхностно, с какой-либо одной стороны. Имеющиеся исследования даже наиболее изученного вопроса – уровня шума во временных рядах координат – не затрагивают наиболее перспективный и широко применяющийся способ кинематической обработки ГНСС данных – Precise Point Positioning (PPP).

Наконец, ещё одним практически не изученным вопросом являются статические характеристики рядов ГНСС-координат, т.е. точность оперативного определения с их помощью смещений. В настоящее время в литературе практически отсутствуют публикации на эту тему. Оперативное определение косейсмических смещений необходимо в том числе в системах раннего предупреждения о землетрясениях и цунами, использующих ГНСС-данные. В имеющихся публикациях подразумевается, что смещения имеют большие величины и что их фиксация не представляет собой проблему. Проектирование подобных систем должно учитывать точность и саму возможность определения смещений меньших величин.

**Целью работы** является установление возможности использования ГНСС-оборудования как сейсмического инструмента, моделирование статических и ди-



намических характеристик рядов координат, получаемых обработкой ГНСС-измерений в реальном времени методом PPP.

**Задачи исследования.** Для достижения поставленной цели решены следующие задачи:

1) Разработка, программная реализация и применение методологии, позволяющей установить возможность использования ГНСС-приёмника как сейсмического инструмента.

2) Создание математической модели шума в рядах координат, получаемых обработкой данных ГНСС-измерений в реальном времени методом PPP.

3) Создание статистической модели распределения ошибок оперативного определения смещений в режиме, по ГНСС-данным.

4) Разработка, алгоритмизация метода, повышающего точность оперативного определения смещений по ГНСС-измерениям. Создание программного комплекса, практически реализующего разработанный метод.

**Научная новизна исследования** заключается в следующем:

1) Существенно расширен диапазон периодов, для которого установлена возможность регистрировать ГНСС-методами сейсмические волны без искажений фазы, амплитуды и частоты, что обосновывает использование ГНСС-приёмника в качестве полноценного сейсмического инструмента.

2) Впервые построена модель шума в рядах координат, получаемых кинематической обработкой ГНСС-данных (метод PPP) в реальном времени, которая отражает реальную стратегию регистрации сейсмических волн и позволяет прогнозировать применимость ГНСС-методов для регистрации сейсмических колебаний.

3) Впервые получено статистическое распределение ошибок оперативного определения смещений по ГНСС-данным, которое необходимо в качестве исходных данных для проектирования систем раннего предупреждения о землетрясениях, цунами, извержениях вулканов.

4) Разработан и апробирован новый метод повышения точности оперативного определения смещений по ГНСС-данным на основе одновременной обработки методами PPP и относительного позиционирования.

**Теоретическая значимость работы.**

Получен теоретический базис для использования ГНСС-оборудования в качестве полноценного сейсмического инструмента, определены характеристики ГНСС-приёмника как сейсмического инструмента, способного, в том числе, измерять статические смещения. Использование ГНСС-записей в сейсмологии позволяет преодолеть ограничения традиционных сейсмических приборов и продвигаться вперёд в изучении сильных землетрясений.

**Практическая значимость работы.**

Полученные в диссертационной работе результаты могут использоваться, например, в Единой геофизической службе РАН и других организациях, ведущих мониторинг сильных землетрясений. Результаты будут полезны при внедрении ГНСС-методов в практику сейсмических наблюдений и наблюдений за вулканической активностью, и особенно, в работу служб предупреждения о цунами.

Результаты диссертационного исследования использовались при выполнении проектов Российского научного фонда (№ 16-17-00015), РФФИ (№ 16-05-00097а) и Программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (проекты 15-II-2-005 и 15-I-2-014).

**Методология исследования** включает: методы теории вероятности и математической статистики; методы цифровой обработки сигналов, в том числе цифровую фильтрацию, спектральный, спектрально-временной, вейвлет анализ; общие принципы математического моделирования, построения алгоритмов и структурного программирования.

**Положения, выносимые на защиту:**

1) Разработана и реализована в виде алгоритма и программы методология сравнения сейсмических и ГНСС-записей.

2) Построена математическая модель шума в рядах координат, получаемых обработкой ГНСС-измерений в реальном времени методом PPP.

3) Построена статистическая модель распределения ошибок оперативного определения смещений по ГНСС-данным.

4) Разработан метод повышения точности оперативного определения смещений по ГНСС-данным на основе одновременной обработки методами PPP и относительного позиционирования.

### **Достоверность и апробация результатов работы.**

Достоверность полученных результатов обеспечивается: использованием известных методов теории вероятности, математической статистики и цифровой обработки сигналов; автоматизацией вычислений, в том числе с использованием разработанных программных комплексов; сопоставлением с другими имеющимися опубликованными результатами.

Основные результаты работы были представлены на шести научных конференциях:

1) Научная конференция “VIII Косыгинские чтения: Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии” (г. Хабаровск, 17-20 сентября 2013 г.);

2) Четвёртая научно-техническая конференция «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России» (г. Петропавловск-Камчатский, 30 сентября – 4 октября 2013 г.);

3) Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска: Всероссийская научная конференция с международным участием (г. Южно-Сахалинск, 26-30 мая 2015 г.);

4) Moscow International School of Earth Sciences – 2016 (Москва, 23-28 мая 2016 г.);

5) Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: IX Косыгинские чтения (г. Хабаровск, 13-15 сентября 2016 г.);

6) XXVII Всероссийская молодежная конференция с участием исследователей из других стран «Строение литосферы и геодинамика» (г. Иркутск, 22–28 мая 2017 г.).

### **Личный вклад.**

Все задачи, сформулированные в диссертационной работе, решались автором самостоятельно. В работах [19, 20, 21, 24, 25, 29] автором рассмотрено использование ГНСС-приёмника как сейсмического инструмента. В работах [16, 22]

автором выполнено моделирование шума в рядах ГНСС-координат, в работах [17, 18] – моделирование статических характеристик рядов ГНСС-координат. В работах [23, 153] автором разработан метод повышения точности определения смещений. В работе [26] автором разработаны алгоритмы сбора, хранения и обработки ГНСС-данных.

### **Публикации.**

По теме диссертации опубликовано 13 работ, среди которых четыре статьи в рецензируемых журналах, входящих в список ВАК и три свидетельства о государственной регистрации программы для ЭВМ.

### **Объём и структура работы.**

Диссертация объёмом 147 страниц включает 38 рисунков и шесть таблиц и состоит из введения, четырёх глав, заключения и списка литературы из 198 наименований. Диссертацию дополняют шесть приложений.

### **Благодарности.**

Автор выражает благодарность научному руководителю д.т.н. М.Д. Герасименко за умелое руководство. Автор искренне признателен к.т.н. Н.В. Шестакову за неоценимую помощь в работе, д.ф.-м.н. В.Г. Быкову за неустанный контроль и полезные советы, Е.С. Ступаковой за помощь в оформлении рисунков. Автор благодарен всем сотрудникам лаборатории сейсмологии и сейсмотектоники ИТиГ ДВО РАН за ценные советы и поддержку.

## **Глава 1. Общие положения. Основные понятия и методы**

В первой главе кратко изложены основные понятия и определения, касающиеся Глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) и получаемых с их помощью измерений, а также основные способы и методы обработки данных ГНСС-измерений, используемые в последующих главах. Рассмотрены основные виды современных сейсмических приборов, их характеристики и некоторые методы обработки сейсмических записей. Сделан обзор систем раннего предупреждения о землетрясениях и цунами, применения в этих системах ГНСС-данных.

### **1.1 Системы координат. Трансформации координат**

Для геодезических работ, в картографии, астрономии, системах спутниковой навигации и т.д. используются различные типы систем координат. Они могут быть инерциальными (все свободные тела в них покоятся или движутся прямолинейно и равномерно) и неинерциальными. Используемые в спутниковых наблюдениях системы координат являются неинерциальными, жёстко связаны с Землёй и вращаются вместе с ней [1].

Система общеземных геоцентрических координат (рисунок 1.1) определяется следующим образом [1]:

- начало координат находится в центре масс Земли;
- ось  $Z$  направлена на Условный земной полюс;
- ось  $X$  проходит через точку пересечения плоскости экватора и начального меридиана, по которому определяется долгота станций, реализующих систему координат;
- ось  $Y$  дополняет систему координат до правой.

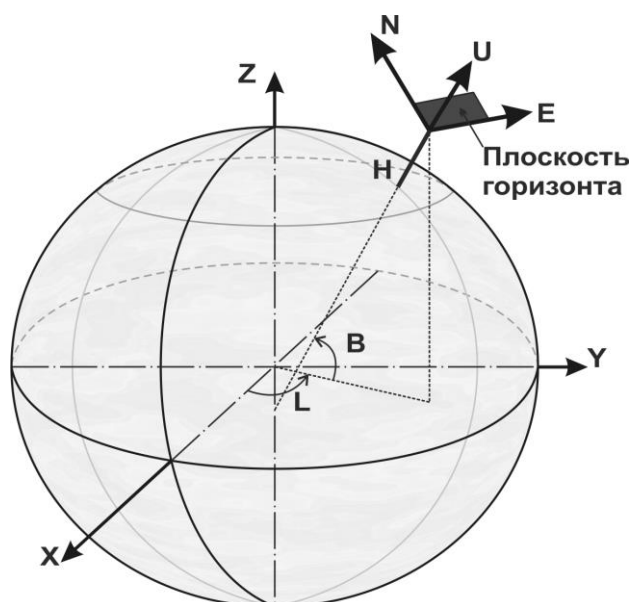


Рисунок 1.1 – Системы координат: общеземных геоцентрических  $XYZ$ , эллипсоидных геодезических  $BLH$ , локальная геодезическая  $NEU$

Связав геоцентрическую систему координат с эллипсоидом, можно использовать кроме декартовых координат ещё и геодезические (эллипсоидальные): широту  $B$ , долготу  $L$  и высоту над эллипсоидом  $H$ .

Переход от геодезических координат к прямоугольным осуществляется по формулам [1, 95]:

$$\begin{aligned} X &= (N + H) \cdot \cos B \cdot \cos L, \\ Y &= (N + H) \cdot \cos B \cdot \sin L, \\ Z &= \left( N \cdot \frac{b^2}{a^2} + H \right) \cdot \sin B, \end{aligned} \quad (1.1)$$

где  $a$  – экваториальный радиус;  $b$  – полярный радиус;  $N$  – радиус кривизны эллипсоида в первом вертикале:

$$N = \frac{a^2}{\sqrt{a^2 \cdot \cos^2 B + b^2 \cdot \sin^2 B}}. \quad (1.2)$$

Обратный переход от прямоугольных координат к геодезическим несколько сложнее. Долгота определяется по формуле

$$L = \operatorname{arctg} \frac{Y}{X}, \quad (1.3)$$

а для определения широты и высоты над эллипсоидом  $H$  обычно используют итеративные методы, например, следующий [95]:

$$N = \frac{a^2}{\sqrt{a^2 \cdot \cos^2 B + b^2 \cdot \sin^2 B}},$$

$$H = \frac{p}{\cos B} - N, \quad (1.4)$$

$$B = \arctg \left[ \frac{Z}{p} \cdot \left( 1 - e^2 \cdot \frac{N}{N + H} \right)^{-1} \right],$$

где  $p$  – радиус параллели,  $e$  – первый эксцентриситет:

$$p = \sqrt{X^2 + Y^2},$$

$$e = \frac{a^2 - b^2}{a^2}. \quad (1.5)$$

Начальное значение широты определяется по формуле

$$B = \arctg \left[ \frac{Z}{p} \cdot (1 - e^2)^{-1} \right]. \quad (1.6)$$

Пересчёт значений  $N$ ,  $H$  и  $B$  по формулам (1.4) ведётся итеративно до тех пор, пока разница между предыдущим и новым значениями широты не станет меньше требуемой точности её определения.

При описании взаимного расположения нескольких точек на земной поверхности часто применяется система локальных геодезических координат. Её начало находится в некоторой точке наблюдений с координатами  $(X_0, Y_0, Z_0)$ , оси  $N$  и  $E$  лежат в плоскости горизонта и направлены, соответственно, на север и на восток, а ось  $U$  направлена вверх, т.е. в геодезический зенит пункта (рисунок. 1.1) [1].

Связь геоцентрических и локальных координат определяется следующей формулой [95]:

$$\begin{bmatrix} E \\ N \\ U \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin L & \cos L & 0 \\ -\sin B \cdot \cos L & -\sin B \cdot \sin L & \cos B \\ \cos B \cdot \cos L & \cos B \cdot \sin L & \sin B \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} X - X_0 \\ Y - Y_0 \\ Z - Z_0 \end{bmatrix}. \quad (1.7)$$

Локальные геодезические координаты удобны для описания изменения во времени положения объекта на земной поверхности. Получаемые ряды локальных координат широко используются в различных научных областях, включая геодинамику [5, 27] и сейсмологию [15, 102, 159].

## **1.2 Общая информация о ГНСС**

### **1.2.1 Назначение, структура ГНСС**

ГНСС второго поколения – американская GPS (Global Positioning System – система глобального позиционирования) и российская ГЛОНАСС (Глобальная навигационная спутниковая система), были разработаны и начали функционировать в конце 1970-х – начале 1980-х гг. и в настоящее время являются полностью работоспособными [95]. Другие спутниковые системы глобальной навигации: китайская навигационная система «Бэйдоу» и европейская спутниковая система «Галилео» – находятся на стадии разработки и развёртывания, однако уже могут использоваться [48].

Целью работы ГНСС является определение пространственного положения антенны ГНСС-приёмника, одновременно принимающей радиосигнал от нескольких спутников. Координаты определяются по времени прохождения сигнала от спутника до приёмника, полученному по дальномерным кодам, либо путём фазовых измерений. Дополнительно может определяться точное время [1].

Принято различать статический и кинематический способы позиционирования [1]. При статическом позиционировании антенна остаётся неподвижной в течение сеанса наблюдений, определяются её средние координаты за некоторый промежуток времени (чаще всего за сутки). При кинематическом позиционировании антенна может перемещаться, её координаты определяются в каждую эпоху наблюдений (например, через каждые 30 секунд или раз в секунду). Отдельно можно выделить псевдокинематическое позиционирование, когда антенна жёстко



закреплена к основанию и может смещаться только вместе с ним в небольших пределах (до нескольких метров). При этом положение антенны определяется так же, как и при кинематическом позиционировании.

Система GPS состоит из космического, контрольного сегмента и сегмента пользователей. Космический сегмент включает в себя созвездие навигационных спутников и космодромы для их запуска. К основным функциям спутников относятся: приём и хранение данных, передаваемых Контрольным сегментом; поддержание точного времени; передача сигналов пользователю. Контрольный сегмент – это наземные станции слежения, которые определяют орбиты спутников, формируют и передают на спутники навигационное сообщение, поддерживают рабочее состояние спутников и при необходимости осуществляют небольшие коррекции орбиты. Наземные станции слежения дистанционно управляются с Главной станции управления [1].

В системе ГЛОНАСС также выделяются аналогичные сегменты, они называются, соответственно, подсистемой космических аппаратов, подсистемой контроля и управления и подсистемой навигационной аппаратуры потребителей [7].

### 1.2.2 Сигналы GPS и ГЛОНАСС

Спутники GPS передают сигналы на двух частотах: L1 и L2. Частота L1 равна 1575,42 МГц, частота L2 – 1227,60 МГц, что соответствует длине волны около 19 и 24 см, соответственно. Частота L1 модулируется C/A и P-кодами, частота L2 – только P-кодом. C/A-код имеет длину чипа 1 мкс и повторяется каждую миллисекунду, проходя при этом расстояние 300 км. Совмещая принятую последовательность с последовательностью, сгенерированной в приёмнике, можно определить время прохождения сигнала и расстояние спутник-приёмник с точностью около трёх метров и неоднозначностью, кратной 300 км. Точность определения расстояний спутник-приёмник с помощью P-кода на порядок выше, однако P-код зашифрован с помощью секретного W-кода и не может использоваться гражданскими пользователями [1].

Все спутники GPS передают сигналы на одинаковых частотах, поэтому для их разделения используется техника множественного доступа с разделением по кодам (CDMA). Применяемые для этого уникальные последовательности псевдослучайного шума (Pseudo Random Noise, PRN) выбраны так, чтобы сигналы различных спутников были устойчивы к взаимной интерференции [1].

Введённые в эксплуатацию с 2010 г. спутники Блока ИФ также передают новые сигналы на частоте L5, равной 1176,45 МГц и спроектированной для повышения точности позиционирования гражданских пользователей.

Спутники ГЛОНАСС также передают навигационные сигналы на двух полосах частот, обозначаемых L1 и L2, однако частоты для разных спутников различаются, то есть применяется метод множественного доступа с разделением по частоте (FDMA). Номинальная частота сигналов спутников в поддиапазоне L1 определяется из выражений:

$$\begin{aligned} f_{K1} &= f_{01} + K \cdot \Delta f_1, \\ f_{01} &= 1602 \text{ МГц}, \\ \Delta f_1 &= 562.5 \text{ кГц}, \end{aligned} \quad (1.8)$$

в поддиапазоне L2:

$$\begin{aligned} f_{K2} &= f_{02} + K \cdot \Delta f_2, \\ f_{02} &= 1246 \text{ МГц}, \\ \Delta f_2 &= 437.5 \text{ кГц}, \end{aligned} \quad (1.9)$$

где  $K$  – номер несущей частоты спутника [11].

С 2005 г. была произведена замена старых номеров частот  $K = 0 \dots +24$ . Все спутники ГЛОНАСС после 2008 г. используют номера частот  $K = (-7 \dots +6)$  [7].

Частота L1 модулируется кодом стандартной точности (СТ-код) и кодом высокой точности (ВТ-код), частота L2 – только ВТ-кодом. Несмотря на то, что в ВТ-коде не предусмотрены процедуры шифрования, его использование в гражданских целях допускается только с разрешения Министерства обороны РФ [1].

Существующие планы модернизации ГЛОНАСС включают постепенный переход с FDMA-сигналов на CDMA-сигналы. Проект спутников ГЛОНАСС-К2

предусматривает использование трёх дополнительных гражданских CDMA-сигналов с частотами 1600 МГц, 1248 МГц и 1202 МГц, приняты соответствующие нормативные документы [8, 9, 10].

### 1.2.3 Международная ГНСС-служба

Важным дополнением к ГНСС являются международные организации, обеспечивающие пользователей информацией о состоянии ГНСС и точными данными об эфемеридах спутников. В первую очередь это Международная ГНСС-служба (International GNSS Service, IGS) [97]. IGS с 1994 г. предоставляет открытые и высококачественные ГНСС-продукты, в число которых входят:

- данные ГНСС-измерений более чем 400 опорных станций по всему миру;
- точные «финальные» эфемериды спутников GPS и ГЛОНАСС;
- точные «быстрые» (с задержкой не более 41 часов) и «ультрабыстрые» (с задержкой не более 9 часов, содержащие «обработанную» и прогнозную части) эфемериды спутников GPS;
- точные поправки часов спутников GPS и опорных станций;
- еженедельные координаты опорных станций и их вековые скорости движения;
- данные о движении земных полюсов, их скорости и продолжительности суток;
- глобальные тропосферные и ионосферные модели.

Все указанные данные с 1994 г. хранятся и доступны на официальных FTP-серверах IGS [100].

### 1.2.4 Виды и обобщённая модель ГНСС-измерений

ГНСС позволяют проводить три вида измерений: измерения псевдодальности, фазы несущей и доплеровского сдвига.

Обобщённую модель любых наблюдений псевдодальности и фазы несущей можно записать как [1]

$$B_{A,}^i = \rho_A^i + \sum b_A^i + v_A^i, \quad (1.10)$$

где  $B_A^i$  – результат измерений ГНСС-приёмником (т.е. псевдодальность или фаза несущей);  $\rho_A^i$  – геометрическая дальность, то есть расстояние от спутника  $i$  в момент выхода сигнала до станции  $A$  в момент прихода сигнала;  $\sum b_A^i$  – поправки и систематические влияния (ошибки);  $v_A^i$  – случайная ошибка измерений (шум измерений).

Функцией искомым координат станции является только геометрическая дальность. Поправки состоят из ряда компонент и могут моделироваться, определяться при обработке измерений или не учитываться. В любом случае неточный учёт поправок будет приводить к появлению систематических ошибок определения координат приёмника [1].

Шум  $v_A^i$  фазовых измерений составляет около 2 мм, что на три порядка меньше шума кодовых измерений (1-3 м по C/A-коду), однако приёмник может измерить только дробную часть фазы. Целая часть фазы, называемая фазовой неоднозначностью, неизвестна и подлежит определению. Фазовая неоднозначность различна для каждой частоты и каждой пары спутник-приёмник, но остаётся постоянной всё время, пока приёмник непрерывно отслеживает сигнал спутника [1].

### 1.3 Основные источники систематических ошибок ГНСС-измерений

Можно выделить следующие основные источники ошибок [2]:

1. Ошибки аппаратуры. Это ошибки фазовых и кодовых измерений, ошибки поправок часов спутников и приёмника, нестабильность и ошибки моделирования фазовых центров антенн.

2. Ошибки, связанные с внешними условиями. Это неточное моделирование или оценивание задержек тропосферы и ионосферы, а также многопутность, ослабление сигналов препятствиями и т.п.

3. Ошибки математической обработки. Это ошибки орбит спутников и априорных координат базовых станций при относительном позиционировании, а также ошибки различных моделей, используемых при обработке данных ГНСС-измерений в программном обеспечении.

Большую часть указанных ошибок можно значительно уменьшить использованием более качественного программного и математического обеспечения, в том числе более точных эфемерид и поправок часов спутников, более точных моделей тропосферной задержки и более быстрых и надёжных алгоритмов определения фазовых неоднозначностей. Многие ошибки значительно ослабляются или совсем исключаются при формировании уравнений разностей фазовых измерений (одинарных или двойных). Тройные разности фазовых измерений позволяют находить и исправлять потери счётчика циклов. Ионосферная задержка почти полностью компенсируется при двухчастотных фазовых измерениях путём формирования линейной комбинации фазовых измерений [2].

В этом случае наиболее существенное влияние на точность определения координат может оказывать ошибка из-за многопутности ГНСС-сигнала. Рассмотрим её подробнее.

### **1.3.1. Многопутность и сидерическая фильтрация**

Многопутность – явление, связанное с тем, что радиосигналы, приходящие от спутника, вследствие отражения достигают антенны несколькими путями, а не только прямым путём непосредственно от спутника. При фазовых измерениях возможно получение задержки фазы несущей до  $90^\circ$ , что соответствует ошибке около 5 см на частоте GPS L1 и около 6 см на частоте GPS L2. Ошибка в результате многопутности является периодической, её период может составлять от нескольких минут до одного часа в зависимости от угла возвышения спутника над

горизонтом, расстояния до отражающей поверхности и направления движения спутника [1].

Современные конструкции антенн позволяют значительно уменьшить влияние многопутности, это достигается ослаблением сигналов с противоположной поляризацией, а также малым коэффициентом усиления сигналов, приходящих снизу или по направлениям, близким к горизонту. Также из-за её периодичности, многопутность практически полностью усредняется при длительном времени наблюдения в статике [1].

При псевдокинематических GPS-наблюдениях влияние многопутности может быть сильно уменьшено так называемой сидерической фильтрацией. В её основе лежит функциональная зависимость между многопутностью и положением спутников и антенны пользователя. Геометрия (взаимное положение) спутников GPS повторяется каждые звёздные сутки (86164 с, т.е. на 236 с короче суток). Следовательно, вычитая из ряда координат очередного дня временной ряд координат предыдущих звёздных суток (или ряд координат, усреднённых за два или три таких периода), можно практически исключить ошибки, связанные с многопутностью, равно как и прочие ошибки, связанные с геометрией спутников. При этом подразумевается, что антенна неподвижна относительно окружающих объектов, отражающих радиосигнал спутников. Такой подход применялся, в том числе, в работах [46, 138]. В работе [56] представлена методика «модифицированного» сидерического фильтра, в которой определяется истинный период повторяемости геометрии взаимного расположения спутников. Оказалось, что он меньше звёздных суток на 4-16 с, различен для каждого спутника, и, стало быть, его среднее значение существенно меняется со временем. Период повторяемости геометрии каждого спутника медленно изменяется с приблизительно 13-дневным периодом на фоне многолетнего тренда. Актуальный средний период повторяемости может быть найден корреляцией рядов координат двух (или более) последовательных суток [30].

В работе [154] предложен другой способ сидерической фильтрации, основанный на устранении одинаковых отклонений в «сырых» фазовых измерениях.

Несмотря на то, что этот подход позволяет независимо учитывать актуальное значение периода повторяемости орбиты каждого спутника, он оказался чуть менее точным, чем фильтрация обработанных координатных рядов. При этом у него есть существенное преимущество в скорости обработки (малоактуальное в настоящее время), поскольку не требуется обрабатывать дополнительные 1-3 суточные сессии.

## **1.4 Принципы математической обработки ГНСС-измерений**

### **1.4.1 Основные методы математической обработки ГНСС-измерений**

В настоящее время широко используются два основных способа обработки ГНСС-измерений: метод относительного позиционирования [45, 81] и разновидность абсолютного метода – Precise Point Positioning (PPP) [198, 109, 122] (рисунок 1.2).

Метод относительного позиционирования подразумевает наличие приёмника, установленного в стабильной точке с известными координатами (базовой станции), относительно которого определяется положение другого подвижного приёмника – ровера (рисунок 1.2, А). Вектор от базовой станции до ровера называется базовой линией, его модуль, т.е. расстояние между базовой станцией и ровером – длиной базовой линии. Условно различают короткие (до нескольких десятков километров), средние (от нескольких десятков до первых сотен километров) и длинные (сотни и первые тысячи километров) базовые линии.

Метод относительного позиционирования позволяет использовать двойные разности фазовых измерений (между спутниками и между станциями). В уравнениях двойных разностей несколько выше шум измерений, однако отсутствуют ошибки часов приёмников и спутников, кроме того, уменьшается влияние ионосферной и тропосферной задержек, а также ошибок эфемерид спутников, хотя степень этого уменьшения быстро падает с увеличением длины базовой линии [1].

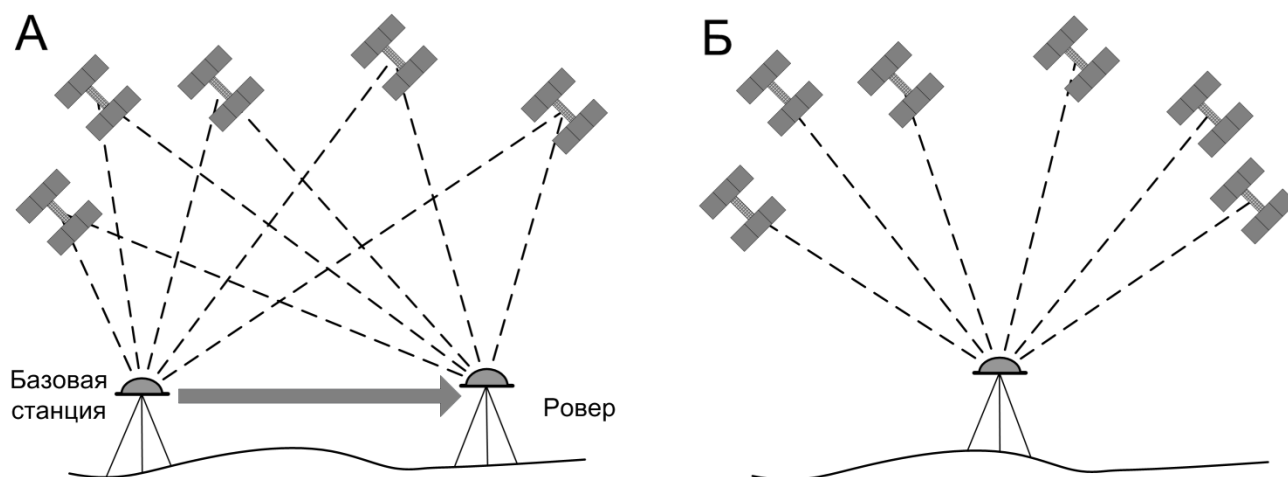


Рисунок 1.2 – Схемы определения координат: А – методом относительного позиционирования; Б – при абсолютном позиционировании (метод PPP)

Таким образом, в методе относительного позиционирования, в действительности, определяется не абсолютное положение ровера, а разность между координатами ровера и базовой станции. Игнорирование этого факта приведёт к получению ошибки в определяемых координатах в случае, если базовая станция не является стабильной. Мгновенное значение этой ошибки в каждую эпоху будет равно смещению базовой станции относительно её начального положения [87].

Метод PPP, напротив, позволяет определять положение станции в общеземной системе координат без привязки к опорной станции (рисунок 1.2, Б). Он является частным случаем абсолютного метода определения координат, но в нём, помимо кодовых, используются фазовые измерения [109]. Для фиксации системы координат используются известные с высокой точностью положения спутников.

У метода PPP есть два основных недостатка. Во-первых, для достижения высокой точности определения координат пункта необходимо использовать точные эфемериды и поправки часов спутников [109]. Второй недостаток заключается в сложности определения неоднозначности фазы несущей [119, 126]. В реальных условиях ошибки моделирования различных поправок, в первую очередь часов спутников, приводят к тому, что процесс инициализации (определения целой неоднозначности фазы несущей) требует в среднем 20 минут при статическом позиционировании и 40 минут при псевдокинематическом позиционировании [119].



Одним из способов уменьшить влияние этого ограничения является совместное использование измерений сигналов спутников нескольких ГНСС [48, 49, 119]). Например, в работе [119] показано, что дополнительное использование данных ГЛОНАСС в среднем уменьшает время определения фазовых неоднозначностей на 58%. В последние годы появились также два подхода, позволяющие уменьшить время инициализации практически до нуля: Вариометрический подход [174] и метод Temporal Point Positioning [123]. В работе [121] показано, что при корректной реализации оба этих метода являются математически эквивалентными друг другу и не отличаются по точности от метода PPP после завершения инициализации.

Потенциальное преимущество в точности метода относительного позиционирования над методом PPP (при псевдокинематическом позиционировании) наблюдается только при базовых линиях длиной до первых сотен километров. Так, в работе [35] показано, что на 40-секундном интервале времени точность, получаемая обоими методами, сопоставима при длине базовой линии 336 км.

#### **1.4.2 Получение волновых форм землетрясений по ГНСС-данным**

В результате кинематической обработки данных ГНСС-измерений методами PPP или относительного позиционирования можно получить временные серии (ряды) координат пункта в локальной системе, или, иначе, смещения антенны в вертикальном направлении и горизонтальных (север-юг, восток-запад) направлениях относительно некоторого начального положения.

Сейсмические волны, а также смещения и деформации среды, возникающие при землетрясениях, могут приводить к изменению положения антенны. В этом случае ряды локальных координат будут содержать периодические колебания и постоянные смещения, вызванные прохождением сейсмических волн и реакцией среды на сейсмическое событие.

При обработке методом относительного позиционирования ГНСС-измерений, содержащих записи землетрясения, представляется целесообразным

выбирать базовую станцию, расположенную на большом удалении от эпицентра, на котором сейсмические волны не достигают значимых амплитуд [197]. Для сильнейших землетрясений это условие приводит к необходимости выбора базовой станции, удалённой на многие сотни и даже тысячи километров, и в этом случае рациональным является использование обработки ГНСС-данных методом PPP.

Одна из первых записей сейсмических волн по GPS-данным была получена во время землетрясения 16.10.1999 г. в Калифорнии,  $M_w=7.1$  [138], однако это была скорее демонстрация потенциальных возможностей кинематической обработки GPS-измерений, поскольку использовались записи с 30-секундным интервалом.

Позднее, по данным GPS-измерений были получены телесеизмические записи волновых форм землетрясения Denali Fault (03.11.2002 г., Аляска,  $M_w=7.9$ ) [108, 115]. В работе [108] показано, что на горизонтальных компонентах поверхностные волны от этого землетрясения уверенно зарегистрированы на расстоянии до 2500 км и различимы на станциях, удалённых на 4000 км (рисунок 1.3).

В дальнейшем получение записей сейсмических волн стало рутинной операцией. Помимо сильнейших землетрясений: Tokachi-Oki (25.09.2003 г., Япония,  $M_w=8.3$ ) [101, 110, 116], Sumatra-Andaman (26.12.2004 г., Индонезия,  $M_w=9.2$ ) [63, 143], Tohoku-Oki (11.03.2011 г., Япония,  $M_w=9.1$ ) [120, 179], волновые формы были получены и для более слабых событий [35, 36, 79, 191, 197].

### **1.4.3 Математическая обработка данных ГНСС-измерений в режиме реального времени**

При обработке данных ГНСС-измерений методом PPP необходимо использовать данные не только об орбитах спутников, но и о поправках их часов. Существуют различные источники получения этой информации. В настоящее время точность бортовых (транслируемых в навигационном сообщении) орбит и поправок часов спутников составляет величины порядка 1 м и 2,5 нс, соответственно. Ошибка часов спутника при абсолютном позиционировании приводит к появле-

нию дополнительной ошибки в определяемом расстоянии от спутника до ГНСС-антенны величиной 0,75 м (значение получается умножением ошибки часов спутника на скорость света). По этой причине высокоточная обработка данных ГНСС-измерений методом PPP требует наличия значительно более точных поправок часов и орбит спутников.

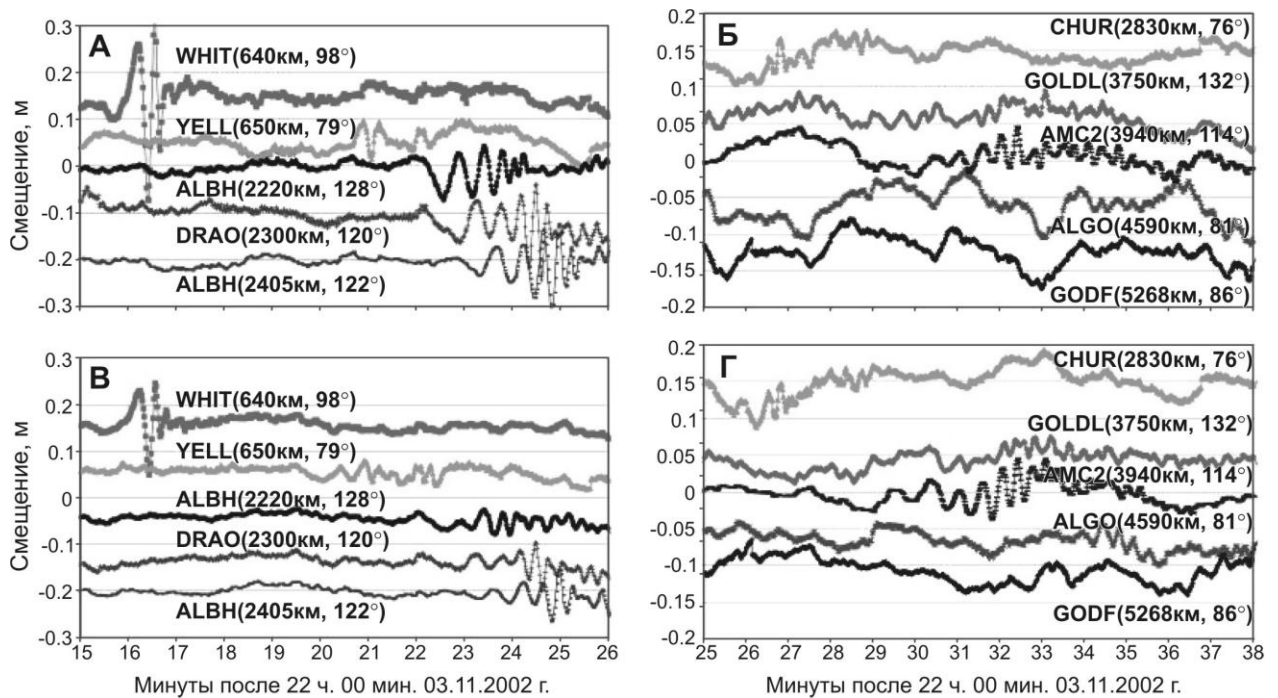


Рисунок 1.3 – Записи волновых форм землетрясения Denali Fault по данным GPS: А, Б –перпендикулярно направлению на эпицентр, В, Г – по направлению на эпицентр. Указаны код станции, эпицентральное расстояние и азимут на станцию

При постобработке данных ГНСС-измерений, то есть когда обработка производится с задержкой в сутки или более, можно использовать точные эфемериды и поправки часов, предоставляемые IGS: «финальные» (Final) или «быстрые» (Rapid, IGR). Однако обработка может производиться и непосредственно сразу после измерений, то есть в режиме реального времени. До 2013 г. единственным продуктом, который можно было использовать в режиме реального времени, была прогнозная часть ультрабыстрых эфемерид (IGU), обновляемых каждые шесть часов с задержкой в три часа. Прогнозная часть ультрабыстрых орбит спутников GPS (ошибка порядка 5 см) в 20 раз точнее бортовых эфемерид и сопоставима по

точности с апостериорной частью ультрабыстрых орбит (ошибка порядка 3 см). Такой точности вполне достаточно как для метода относительного позиционирования, так и для метода PPP. Однако точность прогнозных поправок часов IGU остаётся очень низкой (ошибка порядка 1,5 нс), в то время как точность тех же поправок часов, но полученных обработкой измерений, более чем в 30 раз выше и характеризуются ошибками порядка 0,05 нс (соответствующая ошибка в расстоянии – 1,5 см). Все указанные выше значения ошибок орбит и часов спутников приведены по данным [97].

Таким образом, прогнозной части ультрабыстрых орбит спутников достаточно для относительного позиционирования с формированием уравнений двойных разностей фазовых измерений, не содержащих ошибки часов спутников. Однако для обработки методом PPP их недостаточно, и необходимо использовать поправки часов спутников, полученных в близком к реальному времени режиме и на основе данных ГНСС-измерений с ряда опорных станций.

С 2001 г. под эгидой IGS начала работу Служба реального времени (Realtime Service, IGS RTS) [98]. Официальный запуск системы генерации и транслирования поправок часов и орбит спутников состоялся в апреле 2013 г. [88]. Утверждается, что полные рабочие возможности системы были достигнуты в конце 2015 г.

В 2016 г. в реальном времени были доступны данные более чем 170 ГНСС-станций, расположенных практически во всех частях мира, за исключением территорий России (где доступна только одна станция – ZWE2, г. Звенигород) и Северной Африки (рисунок 1.4) [99]. На их основе более десяти аналитических центров в разных странах мира рассчитывают поправки часов и орбит спутников. Зарегистрированные пользователи могут использовать поправки часов и орбит спутников для точного определения мгновенных координат методом PPP любых станций, данные которых доступны им в реальном времени.



Рисунок 1.4 – Станции Международной службы IGS, передающие данные измерений в режиме реального времени (по состоянию на 13.05.2016 г.)

Поправки часов и орбит спутников, а также навигационные сообщения и данные ГНСС-измерений со стационарных пунктов передаются в режиме реального времени в формате RTCM (Radio Technical Commission for Maritime Services) с использованием протокола NTRIP (Networked Transport of RTCM via Internet Protocol) [182].

Анализ точности рассчитываемых в режиме реального времени поправок часов спутников проведён в работе [54], в которой, помимо прочего, сделаны два важных вывода. Во-первых, точность (стандартная ошибка) поправок часов спутников GPS составляет порядка  $0,1 \pm 0,01$  нс и слабо зависит от количества базовых ГНСС-станций, по которым она определяется. Такая точность достижима даже при использовании данных лишь 30 базовых станций с равномерным распределением по земной поверхности. Во-вторых, для генерации поправок часов с указанной точностью достаточно использовать прогнозную часть ультрабыстрых орбит IGU. Заметного ухудшения точности получаемых поправок часов не происходит в

течение всех шести часов, пока ультрабыстрые орбиты актуальны, а использование для этих целей более точных орбит IGR не приводит к существенному увеличению точности поправок часов спутников.

Сравнение ошибок определения расстояния от антенны до спутника, вызванных ошибками эфемерид и часов спутников, приведено в Таблице 1.1 (по данным [54, 97, 98]).

Таблица 1.1 – Сравнение источников эфемерид и поправок часов спутников

Вид эфемерид и поправок часов спутников	Задержка	Типичная ошибка в расстоянии антенна-спутник, вызванная ошибкой	
		Часов спутника, см	Эфемерид, см
Бортовые	Нет	75	100
IGU (прогнозная часть)	Нет	45	5
IGU (обработанная часть)	3-9 ч.	1,5	3
IGR (быстрые)	17-41 ч.	0,75	2,5
IGS (финальные)	12-18 сут.	0,6	2,5
IGS CLK01 (реального времени)	< 10 с	3	5

#### 1.4.4 Программы для обработки данных ГНСС-измерений

Используемые для обработки данных ГНСС-измерений программы различаются, в первую очередь, по сфере применения. Например, для геодезических работ наилучшим образом подходят специализированные коммерческие программы, которые позволяют совмещать определение координат точек по ГНСС и результаты классических геодезических измерений (нивелирования, тахеометрической съёмки), а также требуют от пользователя наличия лишь базовых навыков и знаний о ГНСС [2].

Для высокоточного определения координат ГНСС-станций, в том числе для изучения геодинамики, обычно используются программы, разработанные в науч-

ных организациях. Они обеспечивают наилучшую точность определения координат, возможность контроля всей последовательности работы, выбор используемых моделей для расчёта или их отдельных параметров [2].

К числу наиболее часто используемых научных программ относятся:

- BERNESE GNSS Software [61], разработанная в Бернском университете;
- GAMIT/GLOBK [92], разработанная в Массачусетском технологическом институте;
- GIPSY-OASIS Software, разработанная в Лаборатории реактивного движения Калифорнийского технологического института;
- PANDA Software [161], разработанная в университете г. Ухань, КНР.

Некоторые программы имеют дополнительные функции, такие как оценивание тропосферных и ионосферных моделей, определение орбит и поправок часов спутников и т.д.

Существует отдельный класс программ, специально созданных для приёма потоков данных и обработки ГНСС-измерений в режиме реального времени. В настоящее время наиболее распространены и рекомендуются к использованию службой IGS RTS две свободно распространяемых программы с открытым исходным кодом: BKG NTRIP Client (BNC) [41] и Real-time Kinematic Library (RTKLIB) [158]. Обе программы позволяют принимать и декодировать потоки данных из различных источников и в различных форматах, в том числе RTCM, обрабатывать данные спутников систем GPS и ГЛОНАСС в режиме реального времени методом PPP. Программа RTKLIB может также использоваться для постобработки ГНСС-данных различными методами, а также для ретрансляции потоков данных. Аналогичным образом, в программе BNC существует целый ряд дополнительных функций, расширяющих сферу её применения. Среди них есть возможность конвертировать потоки данных из формата RTCM в файлы измерений формата RINEX (Receiver Independent Exchange Format), файлы орбит спутников формата SP3 (Standard Product 3) и файлы поправок часов спутников формата Clock RINEX. Также существует возможность самостоятельно рассчитывать поправки орбит и часов спутников.

Публикаций об использовании программ BNC и RTKLIV немного, как и работ, посвящённых обработке ГНСС-данных в режиме реального времени. Программу BNC применяют для оперативного мониторинга содержания водяного пара в атмосфере [31, 192]. RTKLIV – как основу для высокоточного позиционирования с использованием недорогого, часто одночастотного, ГНСС-оборудования [166, 168]. Есть также примеры её использования в гляциологии [167] и для оперативного определения величин косейсмических смещений [144].

### 1.5 Современные сейсмические приборы и их характеристики

Колебания земной поверхности могут быть измерены и представлены тремя различными способами: как смещения, как скорости смещения и как ускорения. Для сейсмологов предпочтительными являются смещения, тогда как, например, для инженеров – ускорения, позволяющие непосредственно перейти к величинам пикового ускорения и силе. Цифровые методы регистрации сейсмических колебаний позволяют легко переходить от одного способа представления колебаний к другим [90].

В настоящее время используются три вида сейсмических датчиков [91]:

1. Пассивные короткопериодные велосиметры. Принципиальная схема такого сейсмометра показана на рисунке 1.5, А. Магнит, выполняющий роль груза, подвешен на пружине и подсоединён к гасителю колебаний. Скорость движения груза преобразуется в электрическое напряжение с помощью катушки. Система имеет собственную частоту колебаний:

$$f_0 = \frac{\sqrt{k/m}}{2 \cdot \pi}, \quad (1.11)$$

где  $k$  – жёсткость пружины,  $m$  – масса груза.

Собственная частота ограничивает частотный диапазон, который может регистрировать короткопериодный велосиметр. Внешние воздействия, имеющие частоту ниже собственной частоты, будут вызывать колебания груза значительно меньшей амплитуды, и при понижении частоты степень ослабления будет возрастать.



тать. Большая часть используемых в настоящее время короткопериодных велосиметров имеют собственную частоту около 1 Гц [91]. Существуют пассивные сейсмометры различной конструкции с собственной частотой 0.05 Гц и даже ниже, однако все они не выпускаются массово, обладают очень сложной конструкцией и большими габаритами [90].

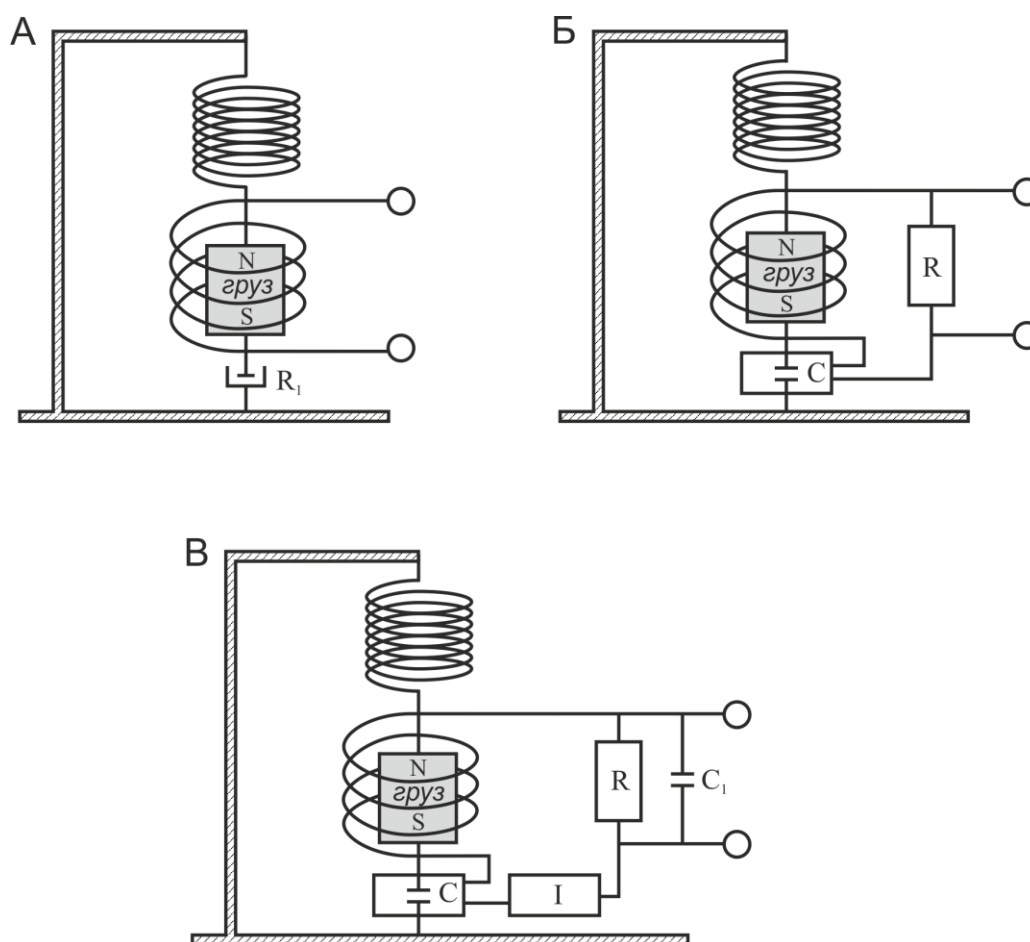


Рисунок 1.5 – Принципиальные схемы современных сейсмических датчиков: А – пассивный короткопериодный велосиметр; Б – акселерометр с обратной связью; В – широкополосный сейсмометр.  $R_1$  – гаситель колебаний,  $R$  – резистор,  $C$  и  $C_1$  – конденсаторы,  $I$  – интегратор

2. Акселерометры с обратной связью. Принципиальная схема (рисунок 1.5, Б) приборов этого типа похожа на принципиальную схему пассивных велосиметров, с тем отличием, что движение груза под действием внешних воздействий компенсируется электромагнитной силой, возникающей под действием электри-

ческого тока в катушке. Последний, в свою очередь, возникает при перемещении груза из-за внешних воздействий. Напряжение на выходе такой схемы пропорционально ускорению массы [91]. Таким образом, этот тип сейсмометра позволяет непосредственно измерять ускорение, а поскольку груз остаётся практически неподвижным, существует возможность создавать приборы, рассчитанные на максимальные ускорения больших величин, обычно это 1-2 g (ускорения свободного падения) [50, 91].

3. Активные широкополосные велосиметры. Этот тип приборов основан на том же принципе, что и активные акселерометры, но с добавлением интегральной схемы до или после схемы с обратной связью (рисунок 1.5, В), в результате чего напряжение на выходе прямо пропорционально скорости в широком диапазоне частот от нескольких мГц до первых десятков Гц. Регистрация скоростей позволяет получать записи с более ровным соотношением амплитуд низких и высоких частот по сравнению с акселерометрами. За счёт этого широкополосные сейсмометры имеют высокую чувствительность к слабым колебаниям на всём частотном диапазоне [90].

В сейсмологии обычно выделяются следующие характеристики сейсмических датчиков: частотный отклик, чувствительность (и как величина усиления, и как наименьшая регистрируемая амплитуда колебаний), динамический диапазон, линейность и разделение каналов [90]. В настоящей работе представляется рациональным рассмотреть только следующие три основные характеристики:

1. Частотный диапазон. Диапазон частот колебаний, которые сейсмический прибор может регистрировать, определяется передаточной функцией. Передаточная функция фиксирует отклик прибора (величину усиления и фазовый сдвиг) на колебания земной поверхности определённой частоты. Она не только ограничивает частотный диапазон колебаний, регистрируемых прибором, но и позволяет учитывать и, при необходимости, корректировать амплитудные и фазовые искажения [90]. Большая часть сейсмометров имеет ровную передаточную функцию в полосе пропускания (в скоростях для велосиметров и ускорениях для акселерометров). Для пассивных сейсмометров полоса пропускания обычно составляет

диапазон от 1 до 100 Гц, для широкополосных сейсмометров – от 0,01 до 50 Гц, для акселерометров – от 0 до 100 Гц [91]. Передаточная функция велосиметров для частот ниже нижней границы полосы пропускания чаще всего аналогична передаточной функции традиционных пассивных сейсмометров с коэффициентом затухания 0,707 [90]. Наличие полосы пропускания вовсе не означает, что сейсмометры (широкополосные и короткопериодные) не могут регистрировать колебания земной поверхности с более низкими частотами, однако амплитуды этих колебаний значительно уменьшаются и степень этого уменьшения возрастает приблизительно в четыре раза при каждом уменьшении частоты в два раза. Сверхширокополосные сейсмометры STS-1, имея собственную частоту 1/360 Гц, позволяют регистрировать колебания земной поверхности с частотой до  $10^{-5}$  Гц [150], т.е. до 280 раз более низкой.

2. Амплитудный диапазон. Амплитудный диапазон характеризует, с одной стороны, наименьшую амплитуду колебаний, которую может зарегистрировать прибор, а с другой стороны – наибольшую амплитуду, записываемую без нелинейных искажений. Велосиметры, как широкополосные, так и короткопериодные, имеют хорошую чувствительность к слабым колебаниям и могут регистрировать сейсмические сигналы, амплитуды которых значительно ниже уровня микросейсмического фона [90]. В то же время, они имеют ограничения по наибольшей амплитуде. Максимально возможная амплитуда определяется, с одной стороны, величиной максимально допустимого отклонения груза, а с другой стороны, ограниченным динамическим диапазоном регистратора [90].

Различные модели акселерометров имеют разный уровень чувствительности, определяющий максимальное значение ускорения (в долях g), на которое они рассчитаны. Так, например, акселерометр, рассчитанный на ускорение 2 g, способен без искажений записать самые сильные колебания, но обладает низкой чувствительностью к колебаниям малых амплитуд. Чувствительность к слабым колебаниям акселерометра, рассчитанного на ускорение 0,25 g, при использовании высокоточного регистратора будет лишь немногим ниже, чем у велосиметров. Такие ак-

селерометры могут использоваться, в том числе, для регистрации микроземлетрясений [90].

3. Уровень шума. Уровень шума наряду с чувствительностью датчика к слабым колебаниям определяет возможность регистрации сейсмических волн. При оценке уровня шума сейсмической записи не определяется точность каждого отдельного измерения, а оценивается общий уровень шума всей записи, включающий собственные шумы датчика и регистратора, микросейсмический шум, а также шум, возникающий из-за влияния атмосферных и иных воздействий окружающей среды на сейсмометр [90]. Уровень шума зависит не только от типа прибора, но также и от места и способа его установки. В настоящее время общепринятым способом оценки уровня шума является построение его частотных спектров и последующее их сравнение с моделями высокого шума NHNM (new high-noise model) и низкого шума NLNM (new low-noise model), опубликованными в работе [150]. Существуют и более поздние работы, в которых приводятся результаты изучения микросейсмического шума [39, 47, 130].

При использовании акселерометров уровень шума определяется не только интенсивностью микросейсм и других внешних воздействий, но и характеристиками регистратора [90]. В работе [50] был изучен уровень шума записей применяемых в настоящее время наиболее качественных акселерометров, способных регистрировать ускорения до 2 g. По результатам исследования построены модели низкого и высокого шума для акселерометров ALNM (accelerometric low-noise model) и AHNМ (accelerometric high-noise model).

Создание различных моделей шума имело различные цели. Целью создания моделей шума NHNM и NLNM было, в том числе, разработка стандарта качества как для сейсмометров и регистраторов (их собственный шум должен быть ниже NLNM), так и для места и способа установки сейсмометра (микросейсмический шум не должен превышать NHNM и должен быть, по возможности, ближе к NLNM) [90]. В работе [130] аналогичные модели шума построены с учётом микросейсмической обстановки на территории США. В работе [39] уточнена нижняя граница собственного шума Земли на основе полученных статистических распре-

делений интенсивности микросейсмического шума. Согласно полученным данным, на разных частотах модель NLNM соответствует минимальным значениям интенсивности микросейсмического шума при уровне вероятности от 1 до 50%. Модели низкого и высокого шума для акселерометров учитывают не только влияние микросейсмического шума, но и ограничения, связанные с использованием акселерометров, рассчитанных на высокие максимальные ускорения [50].

## 1.6 Частотная фильтрация

Наиболее распространённым [91] в сейсмологии способом обработки цифровых сигналов является частотная фильтрация. Под цифровой частотной фильтрацией понимается процесс выделения полезных и подавления нежелательных областей спектра цифрового сигнала. В данном разделе на основе материалов из [3, 6, 13] приведены основные понятия и математические формулы, необходимые для проектирования цифровых фильтров, их анализа и практического применения.

Характеристики цифрового фильтра определяются передаточной функцией, которая равна отношению  $Z$ -преобразования (дискретного преобразования Лапласа) выходного сигнала к  $Z$ -преобразованию входного сигнала:

$$H(z) = \frac{Y(z)}{X(z)}, \quad (1.12)$$

$$z = e^{j\omega},$$

где  $\omega$  – круговая частота;  $z$  – комплексное аргумент передаточной функции;  $j$  – мнимая единица;  $Y(z)$  и  $X(z)$  –  $Z$ -преобразование, соответственно, выходного сигнала  $y(t)$  и входного сигнала  $x(t)$ :

$$\begin{aligned} X(z) &= \sum_{k=0}^{\infty} x(k) \cdot z^{-k}, \\ Y(z) &= \sum_{k=0}^{\infty} y(k) \cdot z^{-k}. \end{aligned} \quad (1.13)$$

Передаточная функция может записываться через полюса  $\alpha_m$  и нули  $\beta_n$ :

$$H(z) = \frac{\prod_{n=0}^N (z^{-1} - \beta_n)}{\prod_{m=0}^M (z^{-1} - \alpha_m)} = \frac{(z^{-1} - \beta_0) \cdot (z^{-1} - \beta_1) \cdot \dots \cdot (z^{-1} - \beta_N)}{(z^{-1} - \alpha_0) \cdot (z^{-1} - \alpha_1) \cdot \dots \cdot (z^{-1} - \alpha_M)}, \quad (1.14)$$

или через коэффициенты полиномов  $a_m$  и  $b_n$ :

$$H(z) = \frac{B(z)}{A(z)} = \frac{\sum_{n=0}^N b_n \cdot z^{-n}}{\sum_{m=0}^M a_m \cdot z^{-m}} = \frac{b_0 + b_1 \cdot z^{-1} + b_2 \cdot z^{-2} + \dots + b_n \cdot z^{-n}}{a_0 + a_1 \cdot z^{-1} + a_2 \cdot z^{-2} + \dots + a_m \cdot z^{-m}}, \quad (1.15)$$

где  $N$  и  $M$  – количество, соответственно, нулей и полюсов передаточной функции.

Основными характеристиками цифрового фильтра являются амплитудно-частотная характеристика (АЧХ) и фазово-частотная характеристика (ФЧХ).

АЧХ – модуль передаточной функции:

$$АЧХ(\omega) = |H(e^{j\omega})| = \sqrt{\Im[H(e^{j\omega})]^2 + \Re[H(e^{j\omega})]^2}, \quad (1.16)$$

где операторы  $\Im[z]$  и  $\Re[z]$  обозначают, соответственно, мнимую и действительную часть комплексного числа  $z$ .

АЧХ показывает зависимость отношения амплитуд выходного и входного сигналов от частоты и обычно измеряется в децибелах, т.е. в относительных логарифмических величинах.

ФЧХ – аргумент передаточной функции – показывает зависимость изменения фазы выходного сигнала от частоты:

$$\PhiЧХ(\omega) = \arg[H(e^{j\omega})] = \arctan \left( \frac{\Im[H(e^{j\omega})]}{\Re[H(e^{j\omega})]} \right). \quad (1.17)$$

По форме АЧХ фильтры делят на четыре основных вида:

1. Фильтры нижних частот (ФНЧ), которые подавляют все частоты выше граничной частоты  $\omega_0$ ;
2. Фильтры высоких частот (ФВЧ), которые подавляют все частоты ниже  $\omega_0$ ;
3. Полосовые фильтры, которые подавляют все частоты вне диапазона ( $\omega_1 < \omega < \omega_2$ );

4. Режекторные фильтры, которые подавляют все частоты в диапазоне ( $\omega_1 < \omega < \omega_2$ ).

Различают фильтры с бесконечной импульсной характеристикой (БИХ-фильтры, рекурсивные) и фильтры с конечной импульсной характеристикой (КИХ-фильтры, нерекурсивные). Передаточная характеристика, приведённая в формуле (1.15), соответствует БИХ-фильтру, если  $M > 0$ , и КИХ-фильтру, если  $M = 0$ . В БИХ-фильтре образуется обратная связь, то есть очередное значение выходного сигнала рассчитывается с использованием предыдущих значений выходного сигнала.

Наиболее распространёнными БИХ-фильтрами являются фильтры Баттерворта, Чебышева I и II рода, эллиптический фильтр. Порядок фильтра определяет максимальное количество полюсов и нулей. Фильтры более высокого порядка позволяют более точно аппроксимировать требуемую АЧХ.

В настоящей работе будут использоваться только БИХ-фильтры Баттерворта и Чебышева II рода, а также фильтры, построенные на их основе.

Несколько фильтров могут применяться последовательно. Система из нескольких фильтров эквивалентна составному фильтру с передаточной функцией:

$$H(z) = H_1(z) \cdot H_2(z) \cdot \dots \cdot H_K(z) = \prod_{i=1}^K H_i(z), \quad (1.18)$$

где  $K$  – количество фильтров.

Из формулы (1.18) также следует, что два фильтра, имеющие противоположные характеристики (АЧХ и ФЧХ), будут иметь обратные передаточные функции. Если записать передаточные функции через полюса и нули, используя (1.14), получим:

$$H_1(z) \cdot H_2(z) = 1 \Leftrightarrow H_1(z) = \frac{\prod_{n=0}^N (z^{-1} - \beta_n)}{\prod_{m=0}^M (z^{-1} - \alpha_m)}; \quad H_2(z) = \frac{\prod_{m=0}^M (z^{-1} - \alpha_m)}{\prod_{n=0}^N (z^{-1} - \beta_n)}. \quad (1.19)$$

## 1.7 Системы раннего предупреждения о землетрясениях и цунами

### 1.7.1 Оперативное определение параметров землетрясения

Одной из проблемных задач сейсмологии является оперативное определение параметров сильных землетрясений. Быстрое получение информации о координатах эпицентра, глубине и магнитуде необходимо для своевременной оценки возможных последствий землетрясения, принятия государственными структурами решения о проведении спасательных и других мероприятий по ликвидации последствий землетрясения, а также для их планирования, правильного распределения имеющихся ресурсов. В случае если землетрясение способно вызвать цунами, именно на основании оперативных данных о землетрясении выясняется вероятность его образования и объявляется тревога цунами.

В настоящее время имеющиеся сети сейсмических станций позволяют в течение нескольких минут достаточно точно определить координаты эпицентра сильного землетрясения, получить ориентировочные значения глубины и магнитуды. В некоторых регионах существуют полностью автоматизированные системы раннего предупреждения о землетрясении [33], например, в Японии [105], Тайване [186], Мексике [34]. Аналогичные системы разрабатываются и тестируются и в некоторых других регионах с высокой сейсмической опасностью: в Калифорнии [32, 60], Турции, Румынии, Китае и Италии [33]. Регионы, в которых уже существуют или тестируются такие системы, показаны на рисунок 1.6.

Работа автоматических систем раннего предупреждения о землетрясении основана на регистрации первых вступлений Р-волн и двух параметров этих волн: амплитуды и преобладающего периода. В условиях достаточного количества сейсмических станций этот метод даёт хорошие результаты при определении координат эпицентра и глубины гипоцентра. Однако его использование для определения магнитуды ограничено землетрясениями с магнитудой до 6.5-7. Это связано с тем, что шкала магнитуд по объёмным Р-волнам очень быстро насыщается и пе-



рестает расти при увеличении реальной (например, моментной  $M_w$ ) магнитуды землетрясения [74, 187].

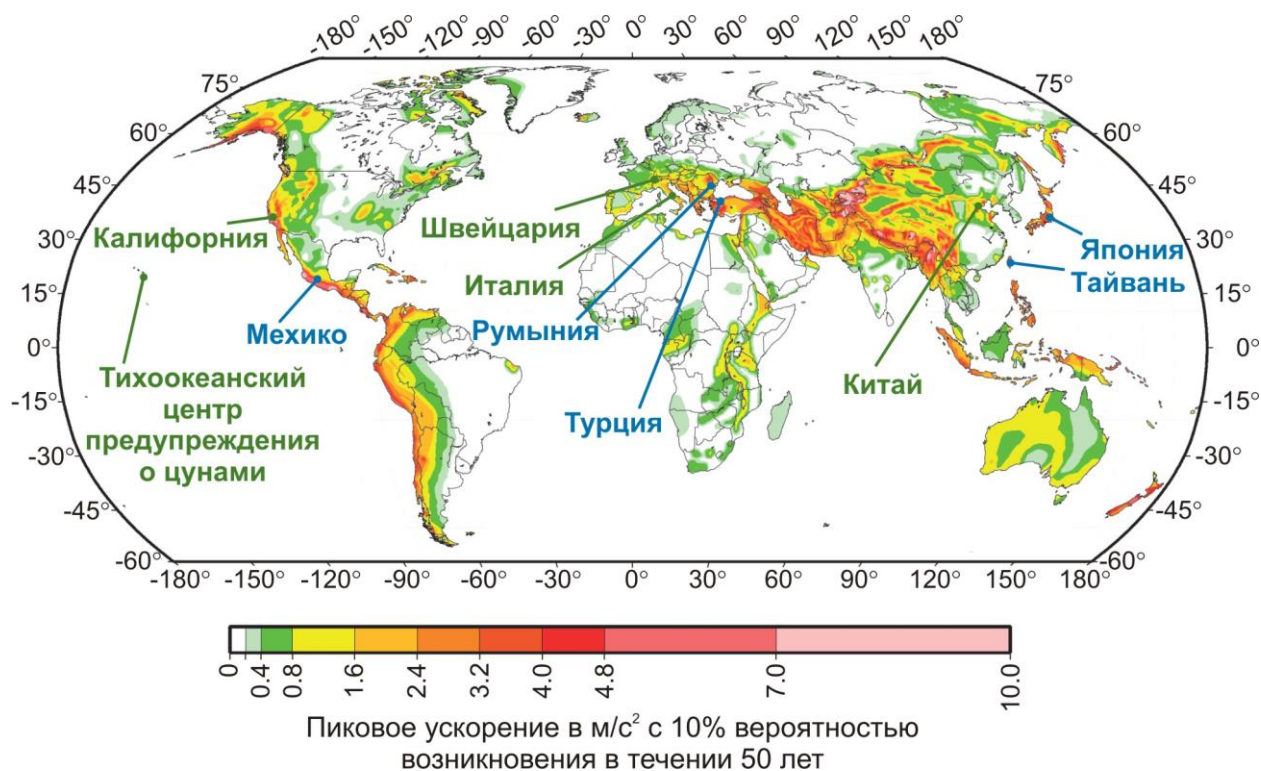


Рисунок 1.6 – Глобальная карта сейсмической опасности и регионы, в которых существуют или тестируются автоматические системы раннего предупреждения о землетрясении по состоянию на май 2009 г.

Более надёжными способами определения магнитуды очень сильных землетрясений являются определение магнитуды по поверхностным волнам  $M_S$  [91], а также определение инверсией волновых форм моментной магнитуды  $M_w$  [69, 172]. Оба этих способа требуют продолжительного времени для сбора и обработки данных с сейсмостанций, расположенных на телесеismicких расстояниях. По этой причине определение моментной магнитуды инверсией волновых форм занимает не менее получаса.

### 1.7.2 Использование данных ГНСС-измерений в системах раннего предупреждения о цунами

Проблема оперативного и точного определения магнитуды сильных землетрясений становится более сложной при увеличении магнитуды, особенно для событий с  $M \sim 9$ . Одним из способов её решения является использование данных ГНСС.

Работы многих учёных были направлены на разработку способов раннего предупреждения о цунами после сильнейшего землетрясения Sumatra-Andaman 26.12.2004 г. [44, 164, 62, 43]. Во время этого землетрясения сейсмические данные не позволили оперативно получить адекватное значение магнитуды, даже через час она оценивалась равной 8-8.5. Более поздние оценки магнитуды составляют от  $M_w=9.15$  до  $M_w=9.3$  [147, 165, 172]. Недооценка магнитуды привела к существенному занижению опасности возникшего цунами, в том числе и к полному игнорированию угрозы для удалённых побережий Шри-Ланки и Индии [44]. Моделирование очага при помощи косейсмических смещений, полученных по данным GPS-наблюдений, даёт более точную оценку магнитуды. Так, в работе [44] проведена имитация обработки в режиме реального времени GPS-измерений во время землетрясения на Суматре и показано, что даже имеющаяся редкая сеть GPS-станций позволила бы в течение 15 минут после землетрясения получить оценку магнитуды  $M_w=9.0$ . Использованный алгоритм был также проверен на «пустых» данных, не содержащих реальных смещений, с целью определить величину магнитуды, которая могла быть получена при ложном срабатывании системы. Ложное срабатывание гипотетически возможно, если исходная информация о возникновении катастрофического землетрясения окажется неверной, а причиной «косейсмических смещений» будет шум в рядах ГНСС-координат. Максимальная полученная магнитуда при таком сценарии составила  $M_w=7.75$ , что авторы посчитали приемлемым результатом.

В работе [164] предложена концепция «GPS-щита» – сети GPS-станций, расположенных вдоль побережья в регионах с большой вероятностью возникно-

вения цунамигенных землетрясений. Результаты проведённого моделирования показали, что подобная система менее чем через десять минут даст достаточно точную оценку параметров очага для определения высоты волн цунами и времени их прихода на побережье.

Однако до сих пор подобной системы не существует, а официальные службы, ответственные за раннее предупреждение о цунами, так и не начали использовать в своей работе ГНСС-данные. По этой причине, при оценке магнитуды землетрясения Tohoku-Oki 11 марта 2011 г. и опасности вызванного им цунами не учитывались доступные в режиме реального времени данные с очень плотной сети ГНСС-станций в Японии. Магнитуда землетрясения, определённая по сейсмическим данным, была сильно занижена: через две минуты после начала землетрясения она оценивалась Японским Метеорологическим Агентством равной  $M_w=8.1$ , коррекция до  $M_w=8.4$  была сделана только через 75 минут. Это привело к значительной недооценке опасности вызванного землетрясением цунами.

Возможности оперативного определения магнитуды землетрясения Tohoku-Oki и раннего предупреждения о цунами по ГНСС-данным обсуждаются в ряде работ [58, 94, 120, 132, 133, 144, 185]. Например, в работе [185] показано, что уже через 100 с после начала землетрясения по GPS-данным могло быть получено значение магнитуды  $M_w=8.8$ , в том числе при использовании данных лишь десяти станций.

Теоретически, использование результатов обработки данных ГНСС-измерений в режиме реального времени в системах раннего предупреждения о цунами может производиться следующими тремя способами:

1. Непосредственно по волновым формам землетрясения можно определить локальную магнитуду или магнитуду по поверхностным волнам теми же способами, какими эти магнитуды определяются по сейсмическим данным для более слабых землетрясений [74, 75].

2. Инверсией волновых форм землетрясения, полученных по ГНСС-данным в ближней зоне, можно получить параметры модели очага и определить соответствующее значение моментной магнитуды  $M_w$  [87, 132, 141].

3. Параметры модели очага и моментную магнитуду  $M_w$  можно определить инверсией зарегистрированных косейсмических смещений [58, 185].

В настоящей работе будет рассматриваться только третий способ. В отличие от первого метода, он позволяет определить не только магнитуду, но также ориентацию очаговой плоскости, величину и направление смещения в ней. При этом он гораздо проще в реализации, чем второй метод и не требует значительных вычислительных мощностей, поскольку не учитывает динамику процессов в очаге землетрясения, а только их окончательные, статические проявления.

### **1.7.3 Инверсия параметров очага землетрясения на основе косейсмических смещений, зарегистрированных по ГНСС-данным**

Первые определения косейсмических смещений земной поверхности при помощи GPS-измерений были выполнены уже в конце 1980-х гг. [125]. К 1995 г. были изучены смещения, вызванные более чем 15 землетрясениями [159], в том числе:

- землетрясением 24.11.1987 г. в Калифорнии с  $M_w=6.5$  [112];
- землетрясением 28.06.1992 г. в Калифорнии с  $M_w=7.3$  [42];
- землетрясением 04.10.1994 г. в Японии с  $M_w=8.1$  [173].

До настоящего времени принципиальных изменений в методике таких исследований не произошло. В рутинном порядке обрабатываются все землетрясения, косейсмические смещения которых надёжно фиксируются хотя бы несколькими ГНСС-станциями. Результаты таких исследований приведены, например, в работах [15, 29, 37, 52, 55, 64, 67, 102, 134, 148, 151, 152, 157, 170] и многих других.

Одним из наиболее хорошо изученных сейсмических событий стало произошедшее 11 марта 2011 г. землетрясение Tohoku-Oki, в том числе благодаря обширной сети ГНСС станций, расположенных как на территории Японии, так и в близлежащих континентальных регионах России, Китая и Республики Корея. Многими группами исследователей были построены поля косейсмических сме-

щений в ближней и дальней зоне и соответствующие им модели очага землетрясения [65, 96, 133, 145, 146, 149, 160, 178, 180, 189, 196].

В работе [171] собрана информация о 15 землетрясениях с магнитудой 8 и выше, произошедших с 2000 по 2011 год, и построена глобальная карта горизонтальных смещений земной поверхности, связанных с этими землетрясениями (рисунок 1.7). На её основе делается вывод, что косейсмические смещения величиной от 1 мм, вызванные мегаземлетрясениями, охватывают большую часть земной поверхности, в том числе и те регионы, сейсмическая активность в которых незначительна. Это приводит, в том числе, к дополнительным ошибкам в определении скоростей пунктов ГНСС-наблюдений (красные стрелки на рисунок 1.7).

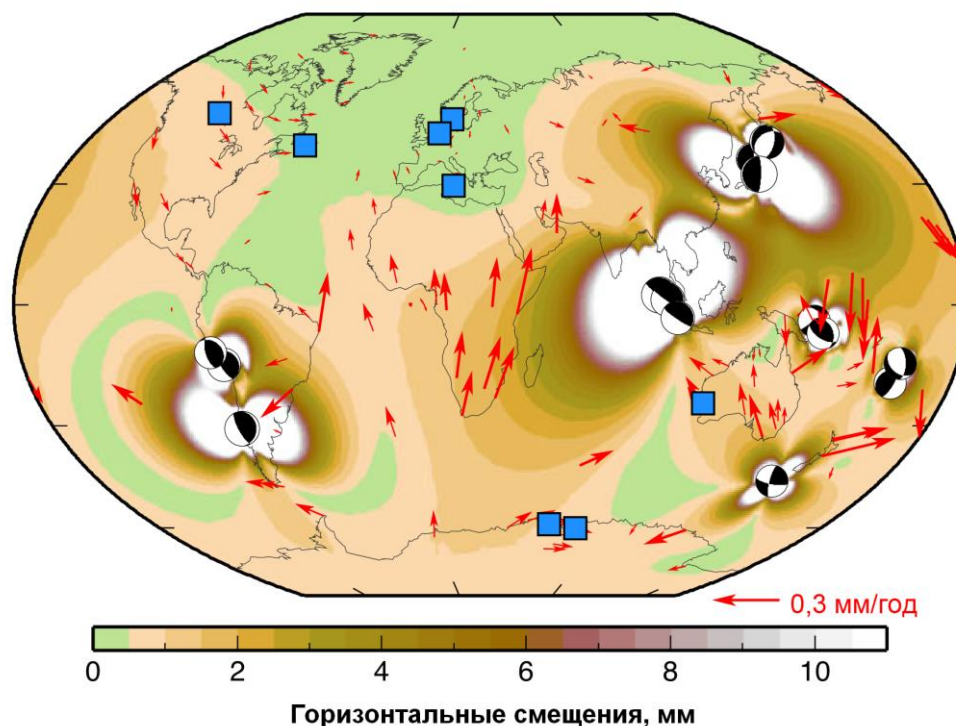


Рисунок 1.7 – Горизонтальные смещения, вызванные 15 землетрясениями с магнитудой  $M_w \geq 8$  за период 2000-2011 гг.

В указанных выше работах косейсмические смещения определялись по результатам статической обработки данных ГНСС-измерений, по среднесуточным координатам. Инверсия косейсмических смещений также производилась при постобработке, в ручном режиме, иногда с дополнительным привлечением сейсми-

ческих данных и/или данных спутниковой радарной интерферометрии (InSAR) [64, 76, 107, 175, 193]. Однако нет принципиальных методологических отличий в случае использования для определения косейсмических смещений результатов кинематической обработки ГНСС-измерений. Так, в работе [116] показано, что кинематическая обработка GPS-измерений позволяет разделить косейсмическое смещение, вызванное землетрясением Tokachi-Oki 25.09.2003 г. в Японии,  $M_w=8.3$ , косейсмическое смещение от его сильного афтершока, произошедшего через 78 минут, и постсейсмическое смещение за 24 часа после землетрясения.

Определение косейсмических смещений и их инверсия для получения параметров очага землетрясения может занимать от нескольких десятков секунд до нескольких минут [84, 85, 144, 185]. Это позволяет использовать ГНСС-станции как часть системы раннего предупреждения о землетрясении [84, 85].

## **Глава 2. Использование ГНСС как сейсмического инструмента**

Во второй главе рассмотрена проблема использования ГНСС-приёмника в качестве сейсмического инструмента, способного без искажений регистрировать сейсмические волны. Проведённый анализ существующих сравнений сейсмических и ГНСС-записей выявил ряд технических и методологических проблем комплексного решения этой задачи. Для их преодоления использованы имеющиеся уникальные данные. На основе разработанной методологии сравнения сейсмических и ГНСС-записей создан программный комплекс.

### **2.1 Имеющиеся результаты сравнения сейсмических и ГНСС-данных**

С момента появления высокочастотных ГНСС-записей волновых форм землетрясений предпринимаются попытки сравнить регистрацию сейсмических волн, полученных по ГНСС-данным и сейсмическими методами [35, 113, 122, 135, 190, 197]. Идея использования ГНСС-приёмника как сейсмометра требует проверки, путём сравнения получаемых с его помощью записей колебаний земной поверхности с эталонными данными, полученными другими заведомо объективными и точными методами. В известных нам публикациях в качестве таких данных обычно используются записи сейсмических волн, получаемые сейсмической аппаратурой, расположенной на сравнительно небольшом (до нескольких километров) расстоянии от ГНСС-антенны. Также за эталонные могут приниматься априори известные колебания ГНСС-антенны, расположенной на «симуляторе землетрясения» – механической платформе, имитирующей сейсмические колебания [70, 78, 139, 188].

Наиболее часто записи сейсмических волн, получаемые по ГНСС-данным, сравнивались с записями акселерометров. В этом случае отсутствуют ограничения на очень высокие амплитуды колебаний, однако записи акселерометров до-

статочны шумные, особенно сильно это проявляется в низкочастотной области. В работе [138] проведена, вероятно, первая попытка такого сравнения, однако, при этом использовались GPS-данные с дискретностью 30 с, что не позволило получить значимые результаты.

В целом ряде других работ были попытки сравнить регистрацию волновых форм землетрясений по данным GPS и акселерометров [35, 36, 79, 101, 103, 113, 115, 122, 135, 168, 188, 181].

При сравнении регистрации волновых форм по данным ГНСС и акселерометров, необходимо учитывать, что первые представляют собой смещения земной поверхности, вторые – ускорения. Во всех указанных работах производилось сравнение смещений, для чего записи акселерометров дважды интегрировались. Простое интегрирование записей акселерометров приводит к появлению низкочастотных трендов. Для борьбы с этим обычно используют фильтрацию фильтрами низких частот с периодом среза от 40 до 100 с [71, 91].

Другой существенной проблемой при использовании записей акселерометров в качестве эталона является искажение записи ускорений при наклонах и поворотах акселерометра [82] (рисунок 2.1). Влияние наклонов и поворотов на получаемую сейсмограмму теоретически рассмотрено, например, в работах [82, 83], есть и практические наблюдения [169]. Как видно из рисунка 2.1, наклон акселерометра привёл не только к искажению статического смещения, но и к искажению амплитуд колебаний с периодами 5-20 с.

Тем не менее, в работах [35, 71, 103, 122, 176, 197] проведены вполне успешные сравнения регистрации волновых форм землетрясений по данным GPS и акселерометров. В указанных работах не наблюдаются существенных различий фаз и амплитуд колебаний в диапазоне периодов от первых секунд до нескольких десятков секунд. При более длинных периодах использовать записи акселерометров в качестве эталонных становится невозможно, поскольку ошибки определения с их помощью смещений земной поверхности оказываются слишком велики. В ряде работ [71, 79, 131, 132, 179], ГНСС-данные, наоборот, использовались как



эталонные на низких частотах для корректировки базовой линии записей акселерометров.

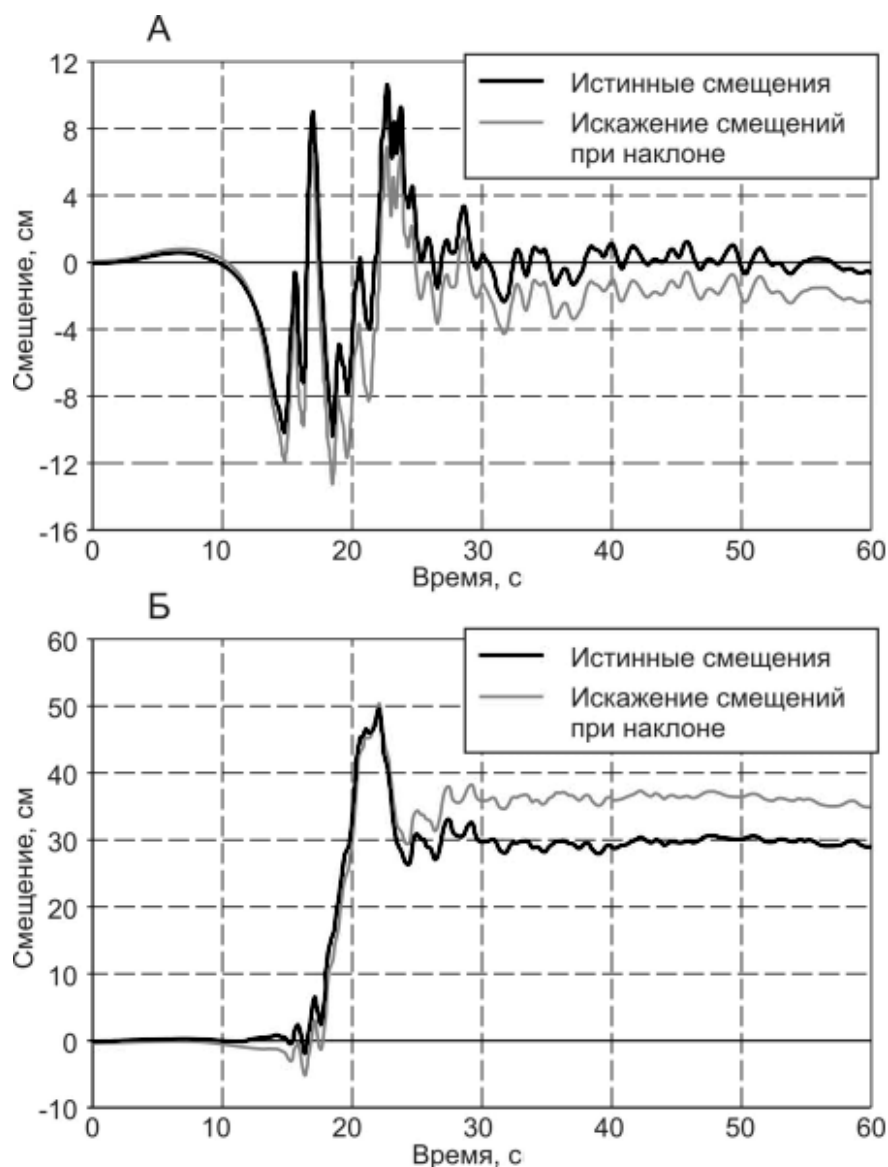


Рисунок 2.1 – Искажение смещений, полученных двойным интегрированием записей акселерометра из-за его наклона: (А) на  $0,3^\circ$ ; (Б) на  $0,1^\circ$

Диапазон периодов около 1 с и менее рассматривался лишь в нескольких работах [68, 78, 80]. Так, в работе [68] показано наличие фазового сдвига и значительного завышения амплитуды короткопериодных (0,2-0,5 с) колебаний. Отмечено увеличение искажений при уменьшении периода, но при этом конкретные значения усиления и фазового сдвига неодинаковы для разных моделей ГНСС-

приёмников. При периоде 0,2 с фазовый сдвиг изменяется в пределах 25-74°, а усиление составляет от 1,05 до 2,25 раз.

Работ, посвящённых сравнению записей сейсмических волн, полученных широкополосными сейсмометрами и по ГНСС-данным, немного. В работе [40], в которой рассматривались записи поверхностных волн Рэлея от землетрясения Denali Fault 2002 г. на Аляске, а также в работе [197] малые амплитуды колебаний в рассмотренных пунктах наблюдений не позволили получить значимую корреляцию между двумя типами данных. Единственное результативное сравнение можно найти в работе [63], где рассматривались записи волн Лява, а станции располагались на расстоянии более 14 000 км от эпицентра землетрясения Sumatra-Andaman 2004 г. Было установлено, отсутствие сейсмических колебаний в разности GPS и сейсмической записей в диапазоне периодов 12-110 с. Следовательно, на этих периодах сейсмические колебания регистрируются по GPS без дополнительных искажений. Необходимо отметить, что в указанной работе GPS-данные обрабатывались методом относительного позиционирования, сейсмические данные также представляли собой разность сейсмограмм двух станций. Такого сравнения недостаточно для ответа на вопрос, можно ли по GPS-данным без искажений регистрировать сейсмические волны на каждой конкретной GPS-станции.

Среди работ, в которых в качестве эталонных данных использовались априори известные колебания ГНСС-антенны, расположенной на «симуляторе землетрясения», можно выделить работу [70]. Используемая в ней экспериментальная установка представляла собой ГНСС-антенну, закреплённую на подвижной платформе, колебания которой в горизонтальной плоскости повторяли запись землетрясения Denali fault (03.11.2002, Аляска,  $M_w=7.9$ ) на расстоянии около 5200 км от эпицентра. Эксперимент показал высокую точность регистрации колебаний, но обработка велась методом относительного позиционирования при очень короткой базовой линии (около 10 м). В связи с этим проведённый эксперимент нельзя рассматривать как имитацию реальной стратегии получения волновых форм землетрясения, поскольку при таком эпицентральной расстоянии любая базовая стан-

ция будет подвержена сопоставимым по интенсивности сейсмическим колебаниям, и единственным применимым методом обработки является PPP.

В другой подобной работе [188] обработка велась методом PPP, но в качестве модельных использовались гармонические колебания с периодом 1 с и амплитудой около 30 см. Колебания подвижной платформы одновременно регистрировались акселерометром и GPS-приёмником с частотой записи 200 и 50 отсчётов в секунду, соответственно. Была установлена высокая точность регистрации тестовых колебаний по GPS-данным, однако полученные невязки коррелировали со смещениями, особенно сильно на вертикальном канале (рисунок 2.2). Причины установлены не были, это могут быть как ошибки регистрации колебаний акселерометром или другие погрешности постановки эксперимента, так и ошибки при регистрации колебаний с помощью GPS (например, фазовый сдвиг).

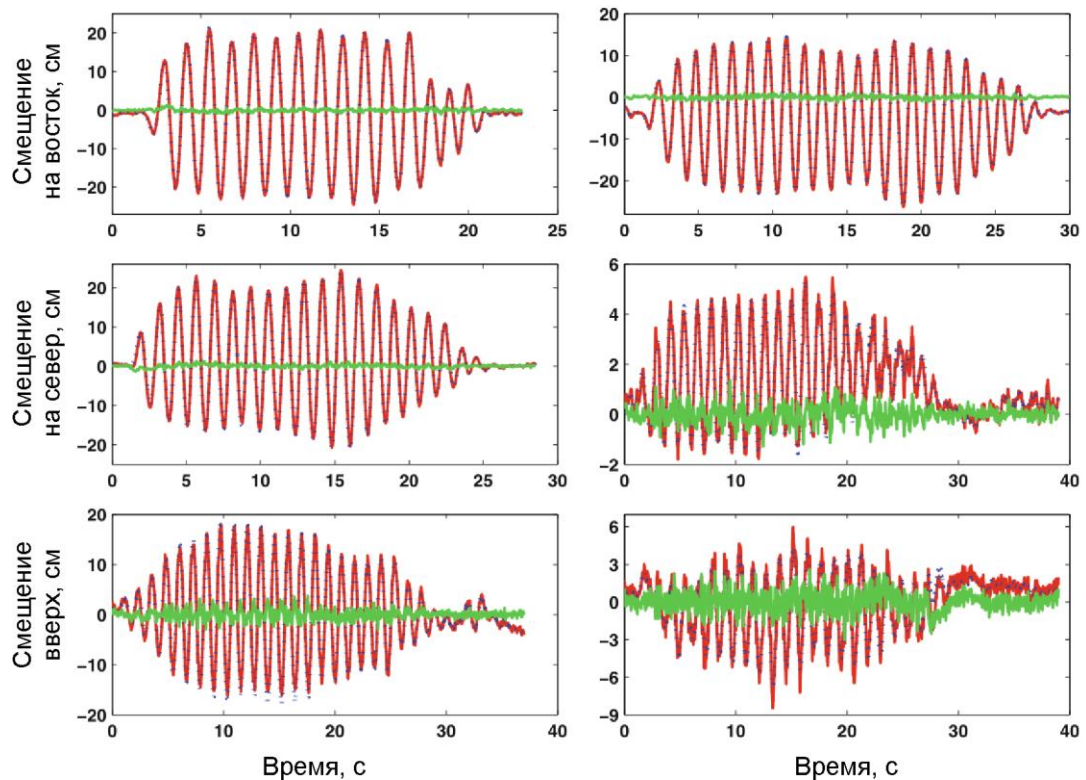


Рисунок 2.2 – Корреляция смещений и невязок в эксперименте по регистрации колебаний подвижной платформы. Красной линией показана GPS-запись, синими точками – запись акселерометра, зелёной линией – их разность

## 2.2 Постановка задачи

В результате проведённого анализа имеющихся сравнений ГНСС и сейсмических данных были сделаны следующие выводы:

1. Существующие сравнения записей сейсмических волн, получаемых по данным ГНСС-наблюдений, с эталонными записями проводились в основном визуально, без определения корреляции или других математических параметров, характеризующих степень идентичности. Также не были обоснованы границы диапазона периодов, в котором эти сравнения считались успешными.

2. Записи сейсмических колебаний, принимаемые за эталонные, зачастую не могут таковыми считаться. Использование записей акселерометров в качестве эталонных ограничивает максимальный период значением около 30 с. По меньшей мере в одной работе [188], в которой использовался «симулятор землетрясений», есть сомнения в корректности его априорных колебаний.

3. Землетрясения могут генерировать сейсмические колебания в очень широком диапазоне периодов – 0,01-500 с, из них колебания с периодами 0,05-500 с теоретически могут регистрироваться при помощи ГНСС. В короткопериодной (менее 1 с) части этого диапазона установлено [68] наличие искажений фазы и амплитуды регистрируемых колебаний, величины которых зависят от типа ГНСС-приёмника. В средней части этого диапазона (1-30 с) несколькими коллективами исследователей было установлено отсутствие существенных искажений фаз и амплитуд колебаний, зарегистрированных по GPS-данным. На более длинных периодах только в одной работе [63] проведено сравнение в диапазоне 12-110 с, но использованная в ней методика обработки не позволяет сделать однозначных выводов об идентичности регистрации сейсмических волн на каждой отдельно взятой станции. Нами не найдено ни одного сравнения в диапазоне периодов 110-500 с.

В связи с этим, основной решаемой задачей является установление возможности получения по ГНСС-данным неискажённых записей сейсмических волн в длиннопериодном диапазоне – от 30 до 500 с. Для этого в качестве эталонных наиболее целесообразно использовать записи широкополосных сейсмометров, а

источником сейсмических волн должно служить мегаземлетрясение с магнитудой  $M > 8.5$ . Широкополосные сейсмостанции должны располагаться на значительном удалении (сотни или даже тысячи километров) от эпицентра. Только в этом случае в сейсмических записях будут преобладать необходимые длиннопериодные колебания, но при этом будут исключены нелинейные искажения из-за перегруза, т.е. превышения максимально допустимой амплитуды колебаний.

Всем вышеприведённым условиям соответствует землетрясение Tohoku-Oki (11.03.2011, Япония,  $M_w = 9.1$ ). На расстояниях 1-3 тыс. км к северо-западу от эпицентра располагается ряд пунктов наблюдений с ГНСС-оборудованием и широкополосными сейсмостанциями, в том числе пункты, на которых оба типа приборов расположены в одном здании. Применение для обработки данных ГНСС-измерений метода PPP позволяет получить записи абсолютных колебаний каждой станции и сравнить регистрацию сейсмических колебаний на каждой станции по отдельности.

### 2.3 Землетрясение Tohoku-Oki и пункты наблюдений

Катастрофическое землетрясение Tohoku-Oki с моментной магнитудой  $M_w = 9.1$  произошло 11 марта 2011 г. в 05:46:24 у восточного побережья японского о-ва Хонсю (координаты эпицентра:  $38,297^\circ\text{N}$ ,  $142,373^\circ\text{E}$ ; глубина – 29 км) [127].

Вследствие землетрясения Tohoku-Oki обширная область к северу и западу от Японии подверглась косейсмическим смещениям в горизонтальной плоскости (рисунок 2.3). Интенсивные деформации были зафиксированы в южной континентальной части Дальнего Востока России, Кореи и северо-востоке Китая. Значимые косейсмические смещения были зафиксированы в континентальных регионах на расстояниях до 2300 км от эпицентра землетрясения [160].

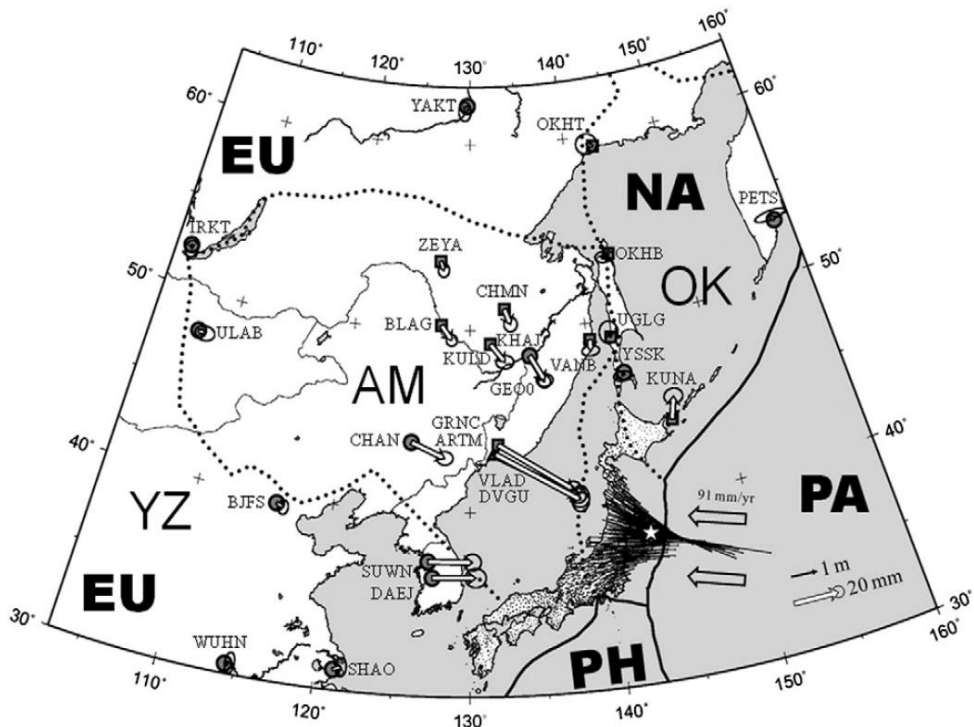


Рисунок 2.3 – Косейсмические смещения после землетрясения Тоhоку-Оки (эпицентр показан звёздочкой), зарегистрированные на ГНСС-пунктах

На Дальнем Востоке России в рамках выполнения целевой комплексной программы научных исследований ДВО РАН «Современная геодинамика, активные геоструктуры и природные опасности Дальнего Востока России (2009–2013 гг.)» организована и функционирует Единая сеть сейсмологических и деформационных наблюдений (ЕССДН) ДВО РАН [4, 26]. На рисунок 2.4 показано расположение использованных в настоящей работе пунктов наблюдений ЕССДН ДВО РАН и других сетей.

В пунктах ЕССДН ДВО РАН установлено геодезическое (ГНСС) и сейсмическое оборудование. Геодезическое оборудование включает в себя базовые станции GPS/ГЛОНАСС Trimble NetR5 (рисунок 2.5, А). ГНСС-антенны располагаются либо на крышах многоэтажных зданий (рисунок 2.6, А, Б), либо на специальных пилонах (рисунок 2.6, В). ГНСС-приёмники записывают спутниковые сигналы с дискретностью 1 с в часовые или суточные файлы на флеш-накопитель. На некоторых пунктах реализована более оперативная передача файлов измерений на

сервер каждые сутки или каждый час [26]. Регистрируются кодовые и фазовые наблюдения на частотах L1 и L2 GPS и на частотах L1 и L2 ГЛОНАСС.

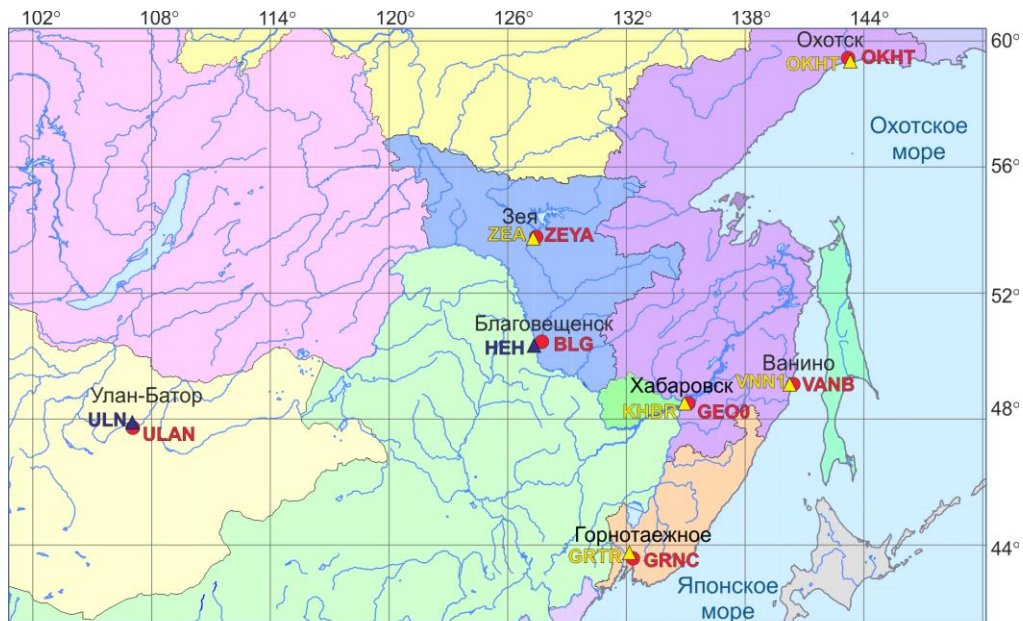


Рисунок 2.4 – Расположение использованных в работе и пунктов наблюдений. Красными кружками обозначены ГНСС-станции, жёлтыми треугольниками – сейсмометры REF ТЕК 151-120 и STS-2, синими – сейсмометры STS-1 и JCZ-1V

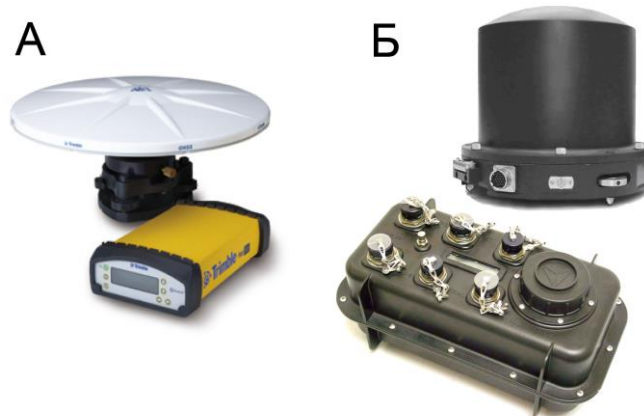


Рисунок 2.5 – Оборудование, установленное на пунктах ЕССДН ДВО РАН: А – базовая станция GPS/ГЛОНАСС Trimble NetR5, Б – широкополосный сейсмометр REF ТЕК 151-120 и регистратор REF ТЕК 130-01

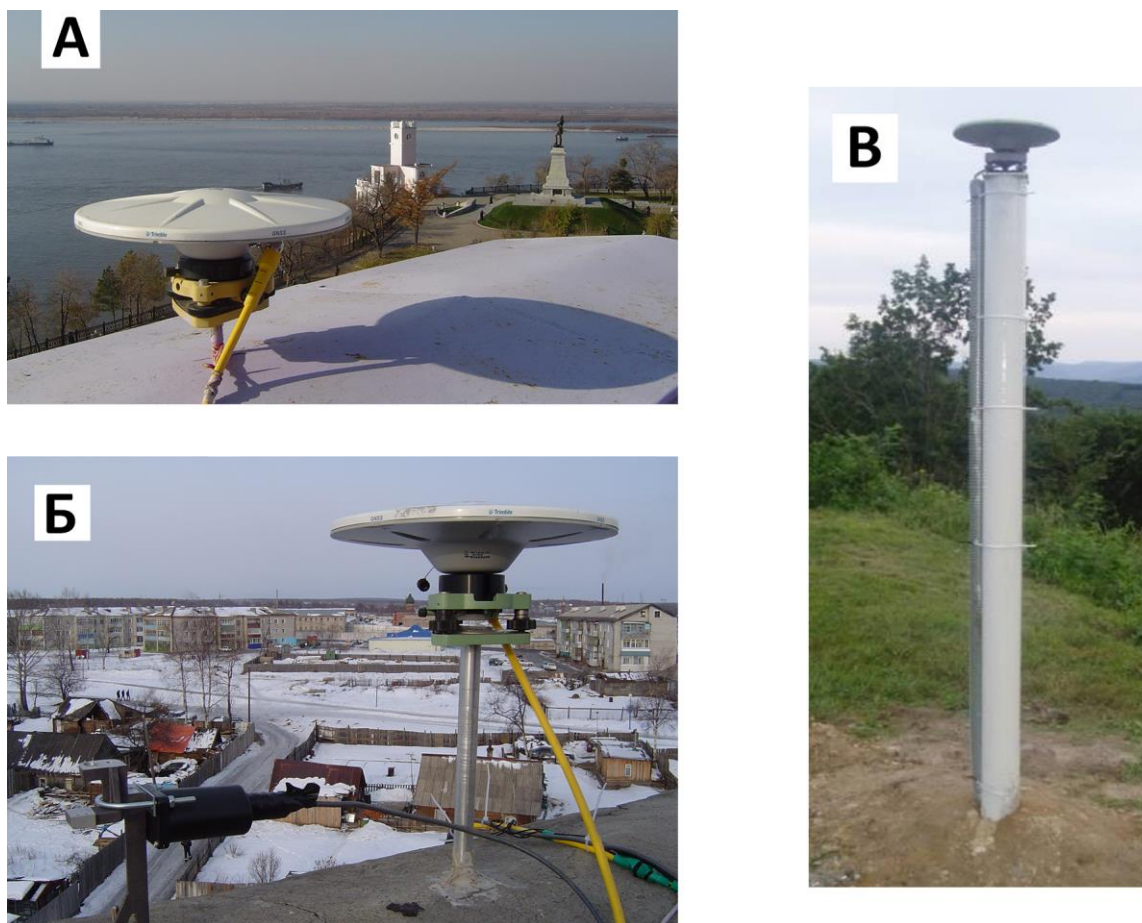


Рисунок 2.6 – Пример установки ГНСС-антенн на пунктах ЕССДН ДВО РАН: А, Б – на крышах многоэтажных зданий в г. Хабаровск и п. Ванино, В – на пилоне в п. Горнотаёжное

Сейсмическое оборудование в пунктах ЕССДН ДВО РАН включает в себя широкополосные сейсмометры REF ТЕК 151-120 с цифровыми регистраторами REF ТЕК 130-01 (рисунок 2.5, Б), либо сеймостанции на базе широкополосных сейсмометров STS-2 с цифровыми регистраторами Datamark LS-7000ХТ. Характеристики обоих комплектов приборов практически совпадают, за исключением чувствительности, которая у сеймостанций с датчиками STS-2 ниже в 2,7 раза. Запись колебаний земной поверхности с частотой дискретизации 100 Гц производится на флеш-карты. Регистраторы REF ТЕК 130-01, кроме того, передают файлы наблюдений в оперативном режиме (типичная задержка менее одной минуты).

На ряде пунктов наблюдений записи сейсмических волн землетрясения были получены как сеймостанциями, так и ГНСС-приёмниками. Однако, на всех



пунктах, оборудованных регистраторами REF ТЕК 130-01 (Ванино, Чегдомын, Благовещенск, Углегорск), произошёл перегруз и, как следствие, нелинейные искажения сигнала (рисунок 2.7), из-за чего использовать их данные для сравнения оказалось нецелесообразно, хотя и возможно [19, 20]. Единственная неискажённая запись была получена на вертикальном канале сейсмостанции «Ванино».

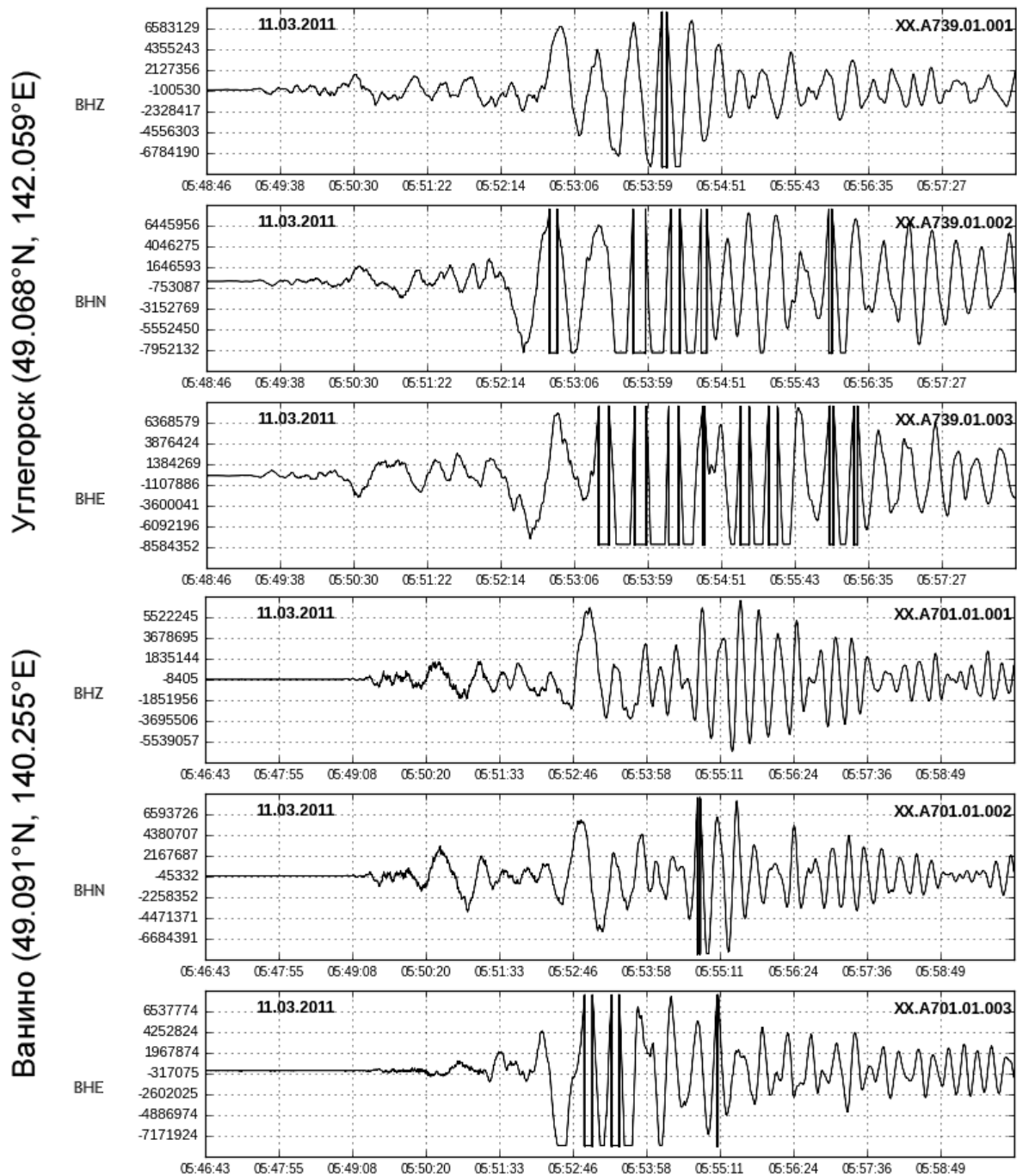


Рисунок 2.7 – Сейсмограммы с перегрузом сигнала на пунктах «Углегорск» и «Ванино». Сверху вниз показаны вертикальный, северный и восточный каналы

На других пунктах ЕССДН ДВО РАН, на которых установлены сейсмометры STS-2 с цифровыми регистраторами Datamark LS-7000XT, перегруза не произошло, как и на оборудованной сейсмометром STS-1 станции Международной сейсмологической сети в г. Улан-Баторе. На территории Китая в 9 км от ГНСС-станции, расположенной в г. Благовещенске, находится сеймостанция китайской сейсмологической сети с сейсмометром JCZ-1V, данные которой доступны (для землетрясения Tohoku-Oki) и также не содержат искажений.

Информация об использованных в настоящей работе пунктах наблюдений сведена в таблице 2.1. На пункте Ванино сравнение проводилось только для вертикальной составляющей колебаний земной поверхности.

Таблица 2.1 – Информация об использованных пунктах наблюдений

Пункт	Код сеймостанции	Код ГНСС-станции	Сейсмометр	Расстояние от сеймостанции до ГНСС-антенны	Координаты	Эпицентральное расстояние, км
Хабаровск	KNBR	GEO0	STS-2	В одном здании	48,47°N, 135,05°E	1275
Горнотаёжное	GRTR	GRNC	STS-2	300 м	43,70°N, 132,16°E	1050
Зея	ZEA	ZEYA	STS-2	700 м	53,76°N, 127,30°E	2070
Охотск	OKHT	OKHT	STS-2	10 км	59,4°N, 143,1°E	2350
Благовещенск	HEH	BLG	JCZ-1V	9 км	50,3°N, 127,4°E	1880
Улан-Батор	ULN	ULAB	STS-1	22 км	47,8°N, 107,05°E	3030
Ванино	VNN1	VANB	REFTEK 151-120	В одном здании	49,09°N, 140,26°E	1210

## 2.4 Методология сравнения

Разработанная для сравнения сейсмических и ГНСС-записей методология [19, 20, 21] включает следующие этапы:

1. Подготовка и предварительная обработка сейсмических и ГНСС-записей;

2. Обработка сейсмических и ГНСС-записей: выделение требуемого диапазона периодов и приведение обоих сигналов к унифицированному виду;
3. Расчёт числовых параметров, характеризующих степень идентичности полученных сигналов;
4. Визуальное отображение результатов сравнения.

#### **2.4.1. Обработка ГНСС-данных**

Обработка ГНСС-данных проводилась методом PPP в программе BERNESE версии 5.0. Из-за программных ограничений использовались только данные GPS. В результате обработки исходных данных ГНСС-измерений были получены ряды абсолютных смещений каждой станции в локальной системе координат с дискретностью 1 с и продолжительностью 7200 с (два часа).

Полученные записи фильтровались комплексным фильтром, включающим ФНЧ Баттерворта [28] четвёртого порядка и ФВЧ Чебышева I рода [28] четвёртого порядка с граничным периодом 500 с и неравномерностью в полосе пропускания менее 0,1 дБ.

Тем самым был выделен целевой диапазон периодов 10-500 с, а также исключены помехи, имеющие периоды вне указанного диапазона. Амплитудно-частотная и фазово-частотная характеристики (АЧХ и ФЧХ) спроектированного для обработки ГНСС-записей фильтра приведены на рисунок 2.8, А.

#### **2.4.2 Обработка сейсмических записей**

Широкополосные сейсмометры и ГНСС-приёмники по-разному регистрируют колебания земной поверхности. Первые регистрируют скорости смещения, вторые – непосредственно смещения. В настоящей работе, так же, как и во всех работах, рассмотренных в разделе 2.1, сравнение проводилось в смещениях, поэтому записи широкополосных сейсмометров были проинтегрированы.

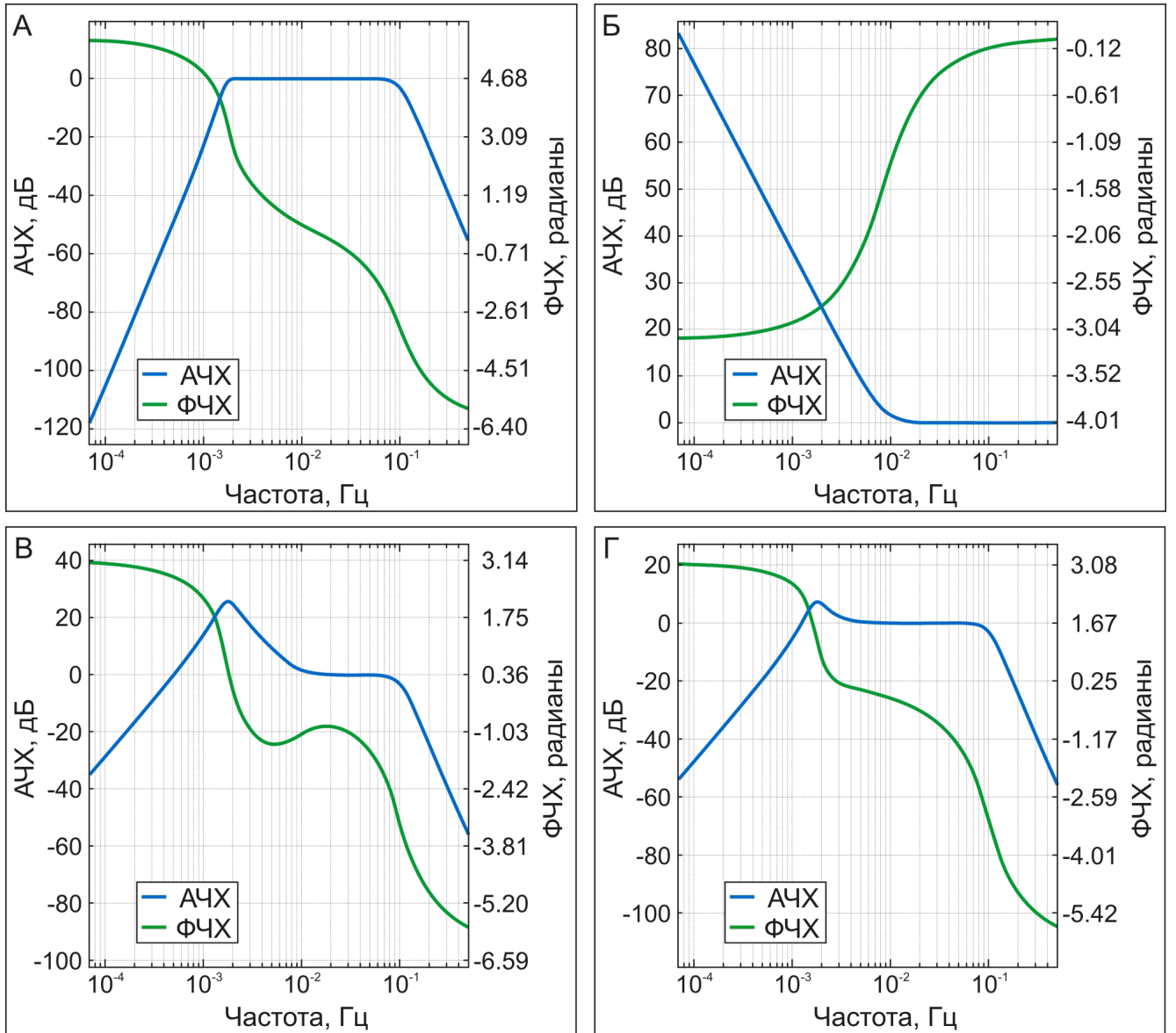


Рисунок 2.8 – АЧХ и ФЧХ фильтров, спроектированных, для: А – обработки ГНСС-записей; Б – коррекции АЧХ и ФЧХ сейсмометров REF ТЕК 151-120 и STS-2; В – обработки записей сейсмометров STS-2 и REF ТЕК 151-120; Г – обработки записей сейсмометров STS-1 и JCZ-1V

Кроме того, было необходимо скорректировать амплитудно-частотную и фазово-частотную характеристики (АЧХ и ФЧХ) сейсмометров. АЧХ и ФЧХ сейсмометров STS-2 и REF ТЕК 151-120 на интересующем нас диапазоне периодов аналогичны АЧХ и ФЧХ традиционного пассивного велосиметра с собственным периодом 120 с и коэффициентом затухания 0,707. Собственный период колеба-

ний сейсмометров STS-1 и JCZ-1V в 3 раза больше и составляет 360 с. Других существенных (в данном случае) отличий у четырёх типов сейсмометров нет.

АЧХ и ФЧХ сейсмометров STS-2 аналогична той, которую можно получить фильтрацией ФВЧ Баттерворта второго порядка с граничным периодом 120 с. Откорректировать их можно посредством фильтрации фильтром, имеющим противоположные характеристики (рисунок 2.8, Б). Однако такой фильтр не является устойчивым и его применение может привести к нелинейным искажениям сигнала. Поэтому для решения этой задачи был спроектирован комплексный фильтр (рисунок 2.8, В), объединяющий характеристики вышеуказанного, а также фильтров, использованных при обработке ГНСС-записей. Аналогичным образом был спроектирован фильтр для обработки записей сейсмометров STS-1 и JCZ-1V, его АЧХ и ФЧХ показаны на рисунке 2.8, Г. Применение спроектированных фильтров позволяет добиться идентичных АЧХ и ФЧХ на всех ГНСС и сейсмических записях (рисунок 2.8, А).

После применения фильтров была произведена децимация сейсмических записей для получения сигналов с дискретностью 1 с, т.е. той же, что и в ГНСС-записях.

### 2.4.3 Параметры, характеризующие степень идентичности

В качестве основного числового параметра, характеризующего степень идентичности волновых форм землетрясения, полученных двумя методами, определялся коэффициент корреляции [12]:

$$r_{xy} = \frac{\mu_{xy}}{\sigma_x \cdot \sigma_y}, \quad (2.1)$$

$$\mu_{xy} = M[(X - M(X)) \cdot (Y - M(Y))], \quad (2.2)$$

$$\sigma_x = \sqrt{M([X - M(X)]^2)}, \quad (2.3)$$

$$\sigma_y = \sqrt{M([Y - M(Y)]^2)},$$

где  $X$  и  $Y$  – случайные величины;  $r_{xy}$  – коэффициент корреляции;  $\mu_{xy}$  – корреляционный момент (ковариация);  $\sigma_x$  и  $\sigma_y$  – среднеквадратические отклонения случайных величин  $X$  и  $Y$ ;  $M(X)$  и  $M(Y)$  – математическое ожидание случайных величин  $X$  и  $Y$ .

Значения коэффициента корреляции интерпретировались следующим образом:  $0.6 \leq r_{xy} < 0.8$  – умеренная корреляция;  $0.8 \leq r_{xy} < 0.9$  – сильная корреляция;  $r_{xy} \geq 0.9$  – очень сильная корреляция.

Необходимо также ответить на вопрос, с чем вероятнее всего связаны отличия двух сигналов: с шумом в ГНСС-записи или с искажённой регистрацией сейсмических волн ГНСС-оборудованием. Для этого предлагается рассчитывать специальный коэффициент  $Q$ , равный отношению среднеквадратических отклонений разности сейсмической и ГНСС-записей во время и вне (т.е. до или после) прохождения сейсмических волн больших амплитуд:

$$Q = \frac{S_1}{\max(S_2, S_3)} \cdot 100\%, \quad (2.4)$$

$$S_1 = \sigma(X_{\text{ГНСС}}(t_1 < t < t_2) - X_{\text{СЕЙСМ}}(t_1 < t < t_2)),$$

$$S_2 = \sigma(X_{\text{ГНСС}}(t < t_1) - X_{\text{СЕЙСМ}}(t < t_1)),$$

$$S_3 = \sigma(X_{\text{ГНСС}}(t > t_2) - X_{\text{СЕЙСМ}}(t > t_2)),$$

где  $t$  – время;  $t_1$  и  $t_2$  – моменты начала и окончания сейсмических колебаний с большой амплитудой (т.е. чётко различимых на ГНСС-записи);  $X_{\text{GPS}}$  и  $X_{\text{СЕЙСМ}}$  – фильтрованные записи смещений, полученные по ГНСС и по сейсмическим данным, соответственно;  $\max(x_1, x_2)$  – наибольшее из значений  $x_1$  и  $x_2$ ;  $\sigma(x)$  – среднеквадратическое отклонение сигнала  $x$ , рассчитываемое по формуле:

$$\sigma(x) = \left[ \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \left( x_i - \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n x_j \right)^2 \right]^{0.5}, \quad (2.5)$$

где  $n$  – количество элементов в сигнале  $x$ .

За время  $t_1$  принимался момент прихода на станцию Р-волны. Момент  $t_2$  определялся индивидуально для каждого пункта в зависимости от эпицентрального расстояния и скорости затухания сейсмических колебаний.

Для разных пунктов величина  $(t_2 - t_1)$  составила от 10 до 14 минут.

В случае, если шум в ГНСС-записи слабо меняется во времени, а сейсмические колебания записываются без искажений, значения коэффициента  $Q$  не должны существенно отличаться от 100%.

Значительные отклонения коэффициента  $Q$  от 100% в большую сторону являются признаком того, что сейсмические колебания в ГНСС-записи искажены по сравнению с эталонными. Однако другой причиной этого может быть непостоянство интенсивности шума в ГНСС-записи. Аналогичным образом, значительные отклонения коэффициента  $Q$  от 100% в меньшую сторону также свидетельствуют о непостоянстве интенсивности уровня шума, но также и о пониженной вероятности искажения сейсмических колебаний в ГНСС-записи.

В качестве дополнительного критерия использован качественный анализ спектрально-временных диаграмм (спектрограмм) разностей сейсмической и ГНСС-записей.

#### 2.4.4 Спектрально-временной анализ

Суть метода спектрально-временного анализа заключается в последовательном расчёте спектральной плотности мощности (СПМ) сигнала на коротких участках записи (сегментах), сдвинутых друг относительно друга на одинаковое количество отсчётов. По отдельным значениям СПМ строится спектрограмма – двумерная функция, каждое значение которой является мгновенным значением СПМ сигнала на заданном периоде в заданное время [14].

Основным недостатком спектрограмм, рассчитанных на основе наиболее часто применяющегося при расчёте СПМ алгоритма Быстрого преобразования Фурье (БПФ), является то, что получаемое разрешение во временной области фиксировано для всех периодов и определяется шириной сегмента. Для преодо-

ления этого и некоторых других недостатков, спектрограммы можно рассчитывать методом вейвлет-анализа [14], который позволяет получить единое соотношение между разрешением во временной и спектральной области.

Непрерывным вейвлет-преобразованием сигнала  $x(s)$  называется функция параметров  $t$  и  $a$  ( $a > 0$ ) [14]:

$$Wx(t, a) = \frac{1}{\sqrt{a}} \cdot \int_{-\infty}^{+\infty} x(s) \cdot \psi\left(\frac{s-t}{a}\right) ds = \sqrt{a} \cdot \int_{-\infty}^{+\infty} x(t + a \cdot v) \cdot \psi(v) dv, \quad (2.6)$$

где  $t$  – параметр времени;  $a$  – параметр масштаба, который обычно называют термином «период»,  $\psi(t)$  – некоторая быстроубывающая функция, удовлетворяющая условиям допустимости и нормировки:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \psi(t) dt = 0, \quad (2.7)$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |\psi(t)|^2 dt = 1. \quad (2.8)$$

Наиболее популярными [14] функциями  $\psi(t)$  являются так называемый вейвлет Морле

$$\psi(t) = \frac{1}{\pi^{1/4}} \cdot e^{-t^2/2 - i \cdot \pi \cdot t} \quad (2.9)$$

и гауссовские вейвлеты – производные от гауссиана:

$$\psi(t) = c_m \cdot \frac{d^m}{dt^m} e^{-t^2} = (-1)^m \cdot c_m \cdot H_m(t) \cdot e^{-t^2}, \quad (2.10)$$

где  $m$  – заданный порядок;  $c_m$  – нормировочные константы, обеспечивающие выполнение условия (2.8);  $H_m(t)$  – полиномы Эрмита:

$$\begin{aligned} H_0(t) &= 1; \quad H_1(t) = 2 \cdot t; \\ H_{m+1}(t) &= 2 \cdot t \cdot H_m(t) - 2 \cdot m \cdot H_{m-1}(t). \end{aligned} \quad (2.11)$$



## 2.5 Программная реализация методологии сравнения сейсмических и ГНСС-записей

На основе разработанной методологии сравнения сейсмических и ГНСС-записей в среде MATLAB создан программный комплекс «Верификация ГНСС-сейсмостанции», зарегистрированный в Роспатенте [24] и состоящий из следующих компонент:

1. Функций, реализующих фильтрацию спроектированными фильтрами, характеристики которых показаны на рисунке 2.8.

2. Основного модуля, в котором реализованы алгоритмы обработки и унификации ГНСС и сейсмической записей, расчёт параметров, характеризующих степень идентичности, а также построение и сохранение в векторном и растровом формате графических результатов: графиков наложения волновых форм, их разностей и др.

3. Дополнительный модуль, в котором реализован расчёт зависимости коэффициента корреляции и коэффициента  $Q$  от периода.

4. Скрипт, позволяющий автоматизировать выполнение основного и/или дополнительного модуля для всех имеющихся пунктов.

Для расчётов спектрограмм использовалась авторская программа «Автоматизация расчета спектрограмм в среде Matlab», зарегистрированная в Роспатенте [25]. Она позволяет рассчитывать спектрограммы как алгоритмом БПФ, так и используя непрерывное вейвлет-преобразование, отображать их в удобном виде, сохранять в векторном и растровом формате.

Свидетельства о регистрации указанных программ приведены на рисунках А1 и А2 в Приложении А.

## 2.6 Результаты сравнения

Наложение волновых форм, полученных по ГНСС и сейсмическим данным на пунктах «Горнотаёжное» и «Улан-Батор», показано на рисунке 2.9, для остальных пунктов – на рисунках В1-В5 в Приложении Б. Графики разностей волновых форм приведены на рисунке 2.10 и на рисунках В1-В5 в Приложении В.

Результаты определения коэффициентов корреляции  $r_{xy}$ , а также коэффициента  $Q$  приведены в таблице 2.2, коэффициенты корреляции, превышающие 0,9, выделены полужирным шрифтом.

Таблица 2.2 – Результаты сравнения волновых форм (периоды 10-500 с)

Пункт	Коэффициент корреляции $r_{xy}$ , по компоненте:			$Q$ , %, по компоненте		
	Вертикальной	Восточной	Северной	Вертикальной	Восточной	Северной
Хабаровск	<b>0,960</b>	<b>0,963</b>	<b>0,939</b>	118	99	101
Горнотаёжное	<b>0,971</b>	<b>0,993</b>	<b>0,954</b>	137	116	106
Зея	0,819	<b>0,985</b>	<b>0,972</b>	75	91	74
Охотск	0,484	<b>0,974</b>	0,718	81	77	76
Благовещенск	0,838	<b>0,980</b>	<b>0,948</b>	106	92	97
Улан-Батор	<b>0,953</b>	<b>0,985</b>	0,885	93	106	171
Ванино	<b>0,943</b>	—	—	76	—	—

Очень сильная корреляция получена по восточной компоненте на всех пунктах, по северной и вертикальной компонентам – на четырёх пунктах. Это вызвано тем, что, во-первых, шум в ГНСС-записи на восточной компоненте наименьший, на северной компоненте несколько выше, а вертикальной компоненте выше ещё в 2-3 раза, а во-вторых, на северной компоненте амплитуды сейсмических колебаний на ряде станций значительно ниже, чем на восточной.

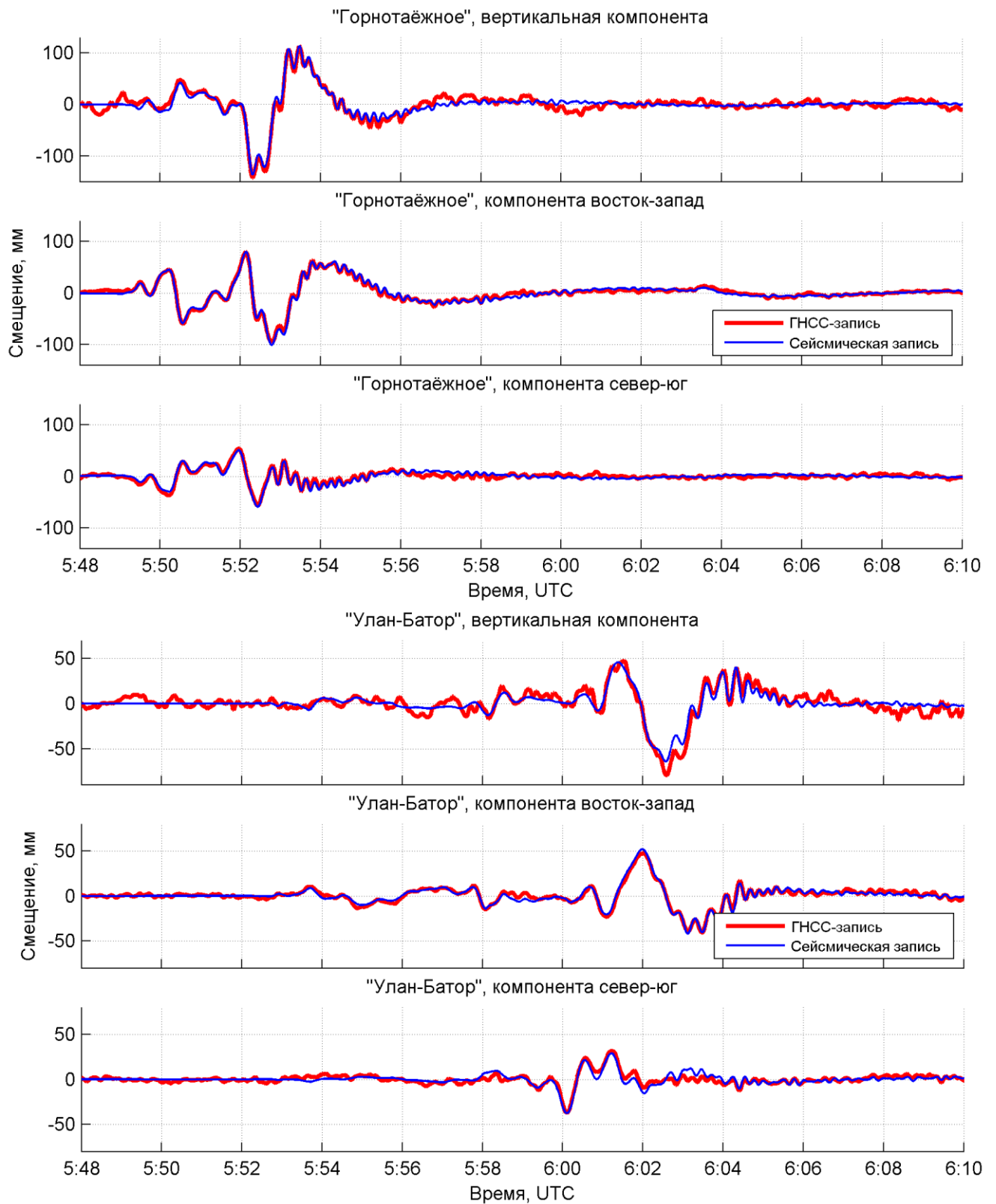


Рисунок 2.9 – Наложение волновых форм, полученных по ГНСС и сейсмическим данным, на пунктах «Горнотаёжное» и «Улан-Батор»

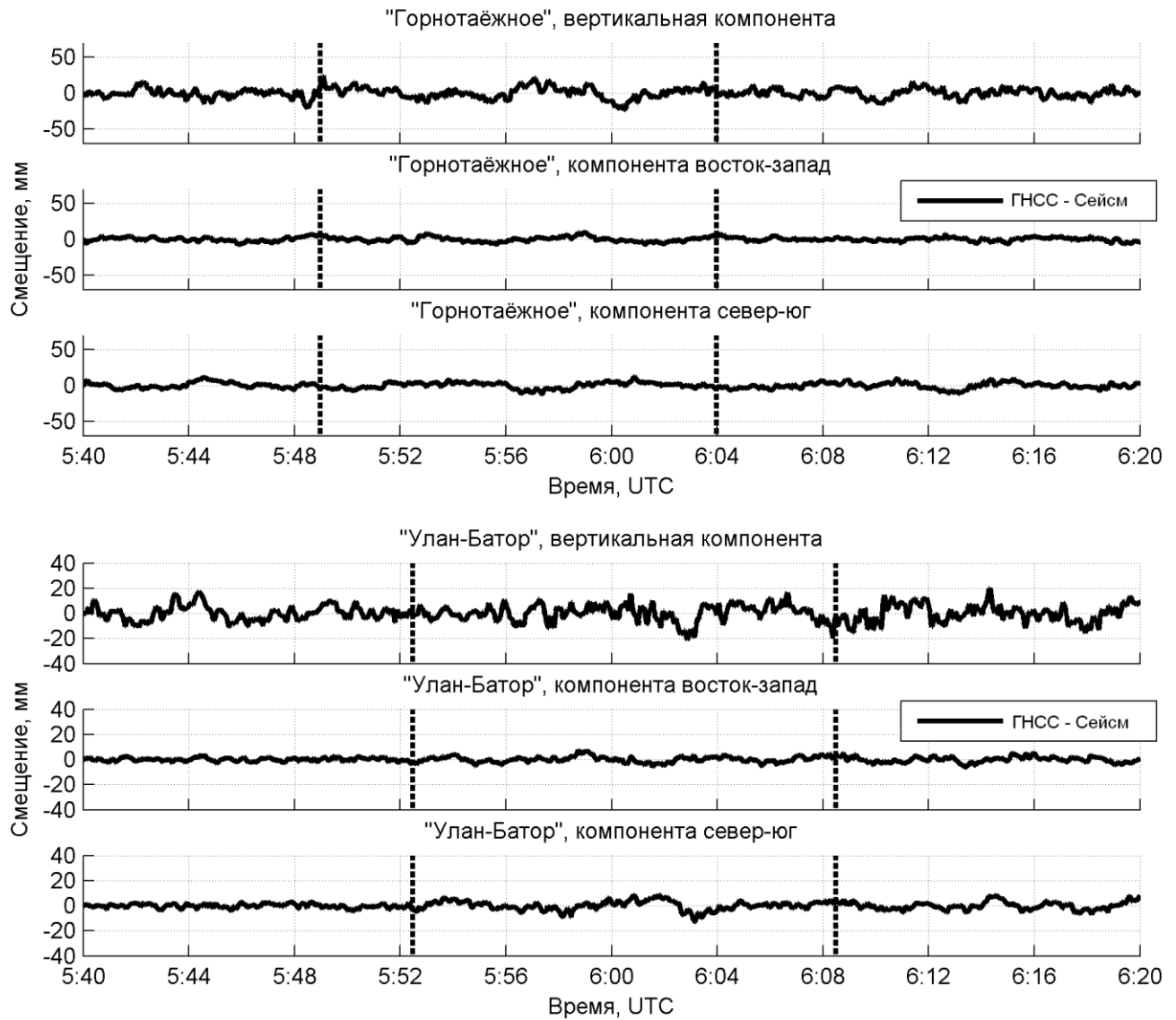


Рисунок 2.10 – Разности волновых форм, полученных по ГНСС и сейсмическим данным, на пунктах «Горнотаёжное» и «Улан-Батор». Вертикальными пунктирными линиями ограничен временной интервал, содержащий сейсмические колебания с большой амплитудой

Из 19 значений коэффициента  $Q$  девять попали в диапазон около 100% (91-106%), ещё шесть значительно меньше 100% (74-81%). Самое большое значение  $Q=171\%$  (северная компонента пункта «Улан-Батор») вызвано неодинаковой регистрацией сейсмических колебаний двумя методами (см. рисунки 2.9 и 2.10). Наиболее вероятная причина этого – большое расстояние (22 км) между сейсмической и ГНСС-станциями.

Для всех разностей сейсмической и ГНСС-записей были также рассчитаны вейвлет-спектрограммы, приведённые на рисунке 2.11 и на рисунках Г1-Г17 в Приложении Г.

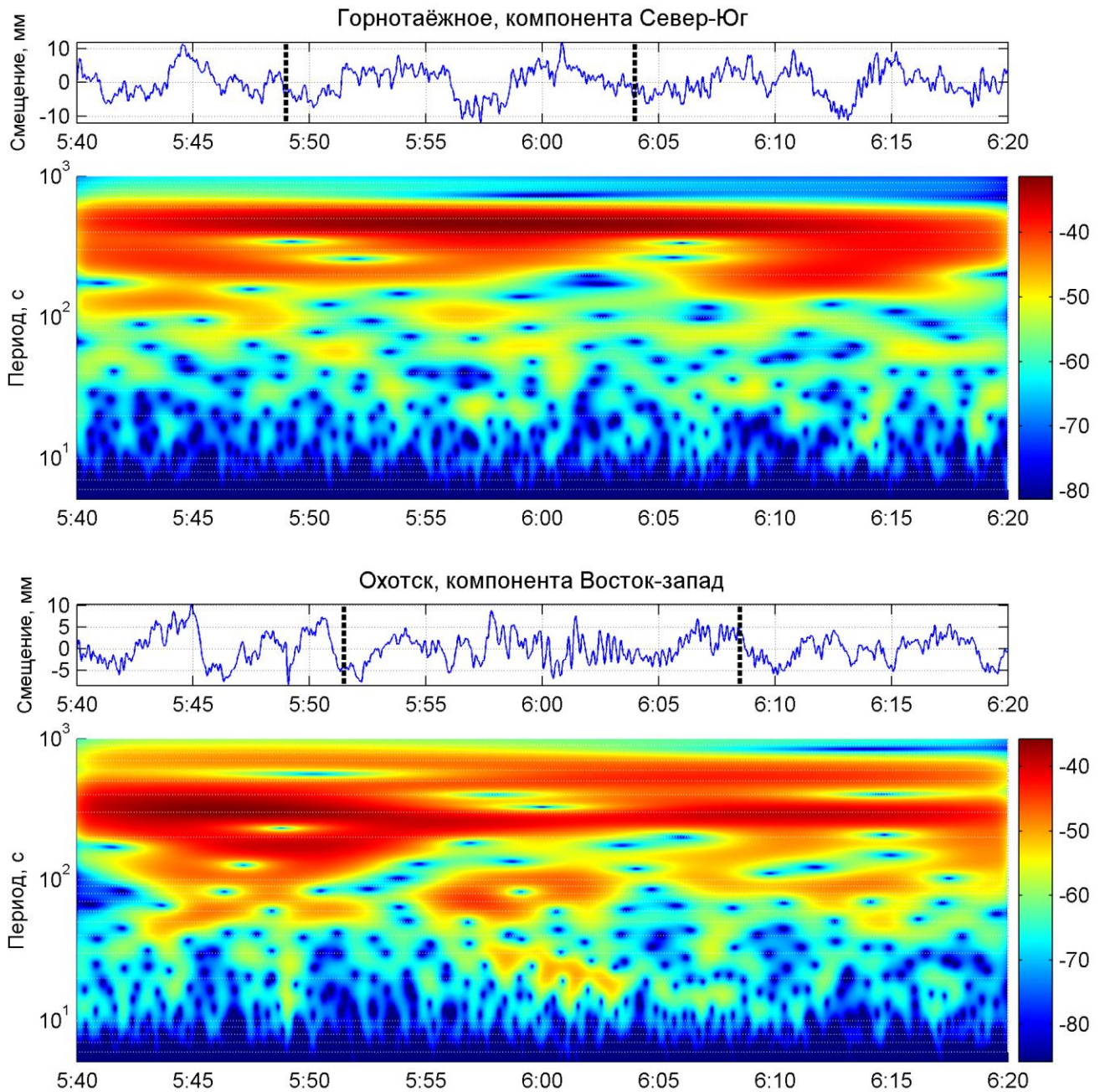


Рисунок 2.11 – Разность волновых форм, полученных по ГНСС и сейсмическим данным, (сверху) и её вейвлет-спектрограмма (в дБ, снизу) на пунктах «Горнотаёжное» (компонента север-юг) и «Охотск» (компонента восток-запад)

Рисунок 2.11 иллюстрирует то, как спектрально-временной анализ помогает установить источник различия между ГНСС и сейсмическими записями. В первом случае (Горнотаёжное, компонента север-юг) единственный период, на котором во время землетрясения происходит усиление сигнала – 400-500 с. Следовательно, причиной различий между ГНСС и сейсмическими записями является непостоянство интенсивности шума в ГНСС-записи. Во втором случае (Охотск, компонента восток-запад) чётко виден диапазон периодов 15-35 с, в котором после вычитания остались записи сейсмических волн значительной амплитуды, хотя коэффициент  $Q$  составил 77% из-за доминирования в ГНСС-записи до землетрясения низкочастотных помех. Это означает, что причиной различий между ГНСС и сейсмическими записями является неодинаковая регистрация колебаний двумя методами, в данном случае вызванная, по-видимому, большим расстоянием от сейсмостанции до ГНСС-антенны (10 км).

Обоснование диапазона периодов, в котором сравнение можно считать успешным, проводилось путём анализа зависимостей коэффициента корреляции от частоты. Для их расчёта сейсмическая и ГНСС-записи были последовательно отфильтрованы полосовыми фильтрами шириной в половину октавы, т.е. верхняя и нижняя границы диапазона периодов отличались в  $2^{0,5}$  раза. Для каждой компоненты каждой станции было получено 60 значений коэффициента корреляции, соответствующие значениям центрального периода от 3 до 500 с.

Графики зависимости коэффициента корреляции от периода приведены на рисунке 2.12 и на рисунках Д1-Д5 в Приложении Д. По этим графикам были определены диапазоны периодов ( $T_1 \dots T_2$ ) с высокой корреляцией ( $r_{xy} \geq 0,8$ ), сведённые в таблице 2.3.

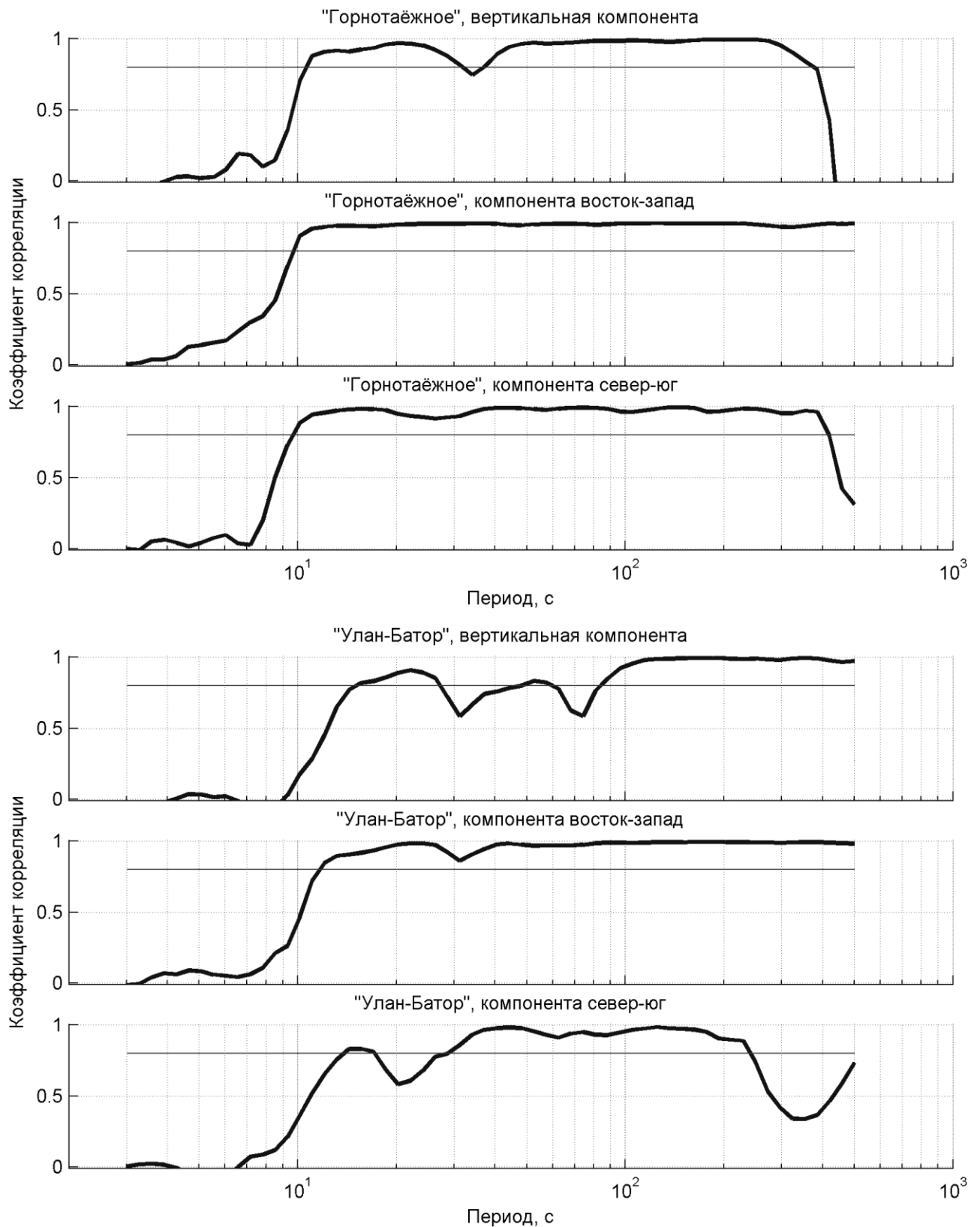


Рисунок 2.12 – Зависимость коэффициента корреляции между сейсмической и ГНСС записью от периода. Пункты «Горнотаёжное» и «Улан-Батор». (горизонтальной линией показано значение 0,8)

Таблица 2.3 – Диапазоны периодов ( $T_1 \dots T_2$ ) с высокой корреляцией

Пункт	Вертикальная компонента		Восточная компонента		Северная компонента	
	$T_1$ , с	$T_2$ , с	$T_1$ , с	$T_2$ , с	$T_1$ , с	$T_2$ , с
Хабаровск	14	500	11	440	11	160
Горнотаёжное	11	380	10	500	10	420
Зея	100	422	11	500	11	500
Охотск	—	—	13	500	—	—
Благовещенск	11	300	10	500	11	150
Улан-Батор	84	500	12	500	29	241
Ванино	14	440				

Примечания: 1 Прочерк – высоких значений коэффициента корреляции не получено;

2 Для северной компоненты пункта «Зея» – исключая диапазон 190-270 с.

Приведённые в таблице 2.3 результаты позволяют утверждать, что идентичность записей волновых форм, полученных по ГНСС-данным и по данным широкополосных сейсмометров, установлена в диапазоне периодов 11-500 с. В этом диапазоне периодов на большей части записей ГНСС-приёмник дополнительно не искажает фазы и частоты и амплитуды сейсмических колебаний. Во всех остальных случаях наблюдаемые расхождения объясняются либо малыми амплитудами колебаний (это характерно для большей части записей по северной компоненте), либо более высоким уровнем шума на вертикальной компоненте ГНСС-записей, либо большими расстояниями между сейсмостанцией и ГНСС-антенной.

## Выводы к Главе 2

1. В существующих работах, в которых рассматривается возможности использования ГНСС-приёмника как сейсмометра, затрагивают только колебания с периодами не выше 30 с, тогда как диапазон периодов сейсмических колебаний, генерируемых землетрясениями, значительно шире, по меньшей мере до 500 с. Сравнения сейсмических и ГНСС-записей проводились визуально, без определения математических параметров, характеризующих степень идентичности.



2. Уникальное взаимное расположение землетрясения Tohoku-Oki (11.03.2011 г., Япония) и пунктов наблюдений на юге Дальнего Востока России позволило провести полноценное сравнение регистрации длиннопериодных сейсмических колебаний ГНСС-приёмником с записями широкополосных сейсмометров.

3. Разработана и реализована в качестве программного комплекса методология сравнения волновых форм землетрясений, получаемых по сейсмическим и ГНСС-данным, включающая определение математических параметров, характеризующих степень идентичности, обоснование диапазона периодов, в котором сейсмические колебания регистрируются одинаково.

4. Установлена идентичность записей волновых форм, полученных по ГНСС-данным и по данным широкополосных сейсмометров, в диапазоне периодов 11-500 с. Более чем в половине случаев коэффициенты корреляции между двумя типами данных превысили 0,95.

5. Анализ литературы и полученные результаты вместе позволяют утверждать, что ГНСС-приёмник не вносит искажения в частоты и фазы регистрируемых им сейсмических колебаний в диапазоне периодов 1-500 с. Искажение амплитуд колебаний возможно только из-за высокого уровня шума в ГНСС-записи.

### Глава 3. Моделирование шума в рядах высокочастотных ГНСС-координат

Результаты, полученные в предыдущей главе, а также проведённый в ней анализ литературных источников, позволяют утверждать, что ГНСС-приёмник способен регистрировать сейсмические волны в широком диапазоне периодов (по меньшей мере, 1-500 с) без дополнительных искажений фазы, амплитуды и частоты. В настоящей главе рассмотрены характеристики ГНСС-приёмника с точки зрения сейсмологии и в сравнении с современными сейсмическими приборами, построены модели шума в рядах высокочастотных ГНСС-координат, проведено их сравнение с моделями сейсмического шума.

#### 3.1 Сравнение характеристик ГНСС-приёмника и сейсмометров

Основные современные сейсмические приборы и их характеристики были проанализированы в Главе 1 (см. раздел 1.5). Используя метод PPP (см. раздел 1.4.1), можно получать записи сейсмических колебаний конкретной точки на земной поверхности независимо по трём компонентам, в том числе, в режиме реального времени [74]. Это позволяет считать ГНСС-приёмник одним из видов сейсмометров [113].

Рассмотрим характеристики ГНСС-приёмника как сейсмометра [21, 22]:

**1. Частотный диапазон.** Как было показано в Главе 2, для ГНСС-приёмника передаточная функция в диапазоне периодов 1-500 с является постоянной (для смещений), фазовый сдвиг отсутствует. Передаточная функция для периодов меньше 1 с зависит от модели ГНСС-приёмника и может характеризоваться значительными искажениями фазы и амплитуды [68].

**2. Амплитудный диапазон.** Нижняя граница амплитудного диапазона ГНСС-приёмника определяется шумом измерений, верхняя же граница ничем не ограничена [80]. ГНСС-приёмник может регистрировать колебания любой вели-

чины, при условии, что математическая модель программы обработки не накладывает искусственное ограничение на величину смещения от начального положения. В программах обработки ГНСС-измерений, которые используются в настоящей работе, этот параметр составляет 100 м, что на порядок больше амплитуд сейсмических колебаний вблизи эпицентра самых сильных землетрясений [120, 131]. Таким образом, любые возможные при землетрясении колебания и смещения ГНСС-антенны не будут сглаживаться или исключаться как «выбросы».

**3. Уровень шума.** Для ГНСС-приёмника уровень шума измерений может определяться двумя способами: как точность (среднеквадратическая ошибка) каждого конкретного измерения [126] и как спектральная плотность мощности ряда координат, полученного при априори неподвижной антенне [136]. Второй вариант ничем принципиально не отличается от способа определения уровня шума сейсмических записей. Сантиметровая [48, 79, 126] точность определения мгновенных координат по ГНСС-данным методом PPP приводит к высоким значениям уровня шума. В диапазоне периодов 0,1-100 с, в котором регистрируются сейсмические колебания от большинства землетрясений [91], уровень шума сейсмических записей априори значительно ниже, чем ГНСС-записей. Микросейсмические колебания в этом диапазоне периодов на несколько порядков слабее источников шума ГНСС-измерений, поэтому не оказывают значимого влияния на уровень шума в ГНСС-записи.

Таким образом, ГНСС-приёмник имеет ряд преимуществ перед традиционными сейсмическими инструментами: непосредственное измерение смещений, отсутствие фазовых и амплитудных линейных искажений в диапазоне периодов более 1 с, отсутствие ограничений на максимальную амплитуду колебаний. Отдельно следует отметить невосприимчивость ГНСС-приёмника к наклону или повороту антенны [72, 80], в отличие от традиционных сейсмических приборов [82].

Однако не менее важным, чем все указанные преимущества, является основной недостаток ГНСС-приёмника – высокий уровень шума в рядах координат. Именно уровень шума лимитирует использование ГНСС-приёмника в качестве сейсмического инструмента.

### 3.2 Исследования шума в рядах ГНСС-координат

В координатных рядах, полученных обработкой ГНСС-измерений, можно выделить две составляющие. Одна из них – полезный сигнал – обусловлена перемещениями антенны вследствие, например, природных или техногенных подвижек земной поверхности, или же вследствие прохождения сейсмических волн. Другая составляющая – шум – совместное действие случайных, систематических и грубых ошибок на результаты определения координат. Основные источники этих ошибок были рассмотрены в Главе 1 (см. раздел 1.3). Наиболее просто и удобно определять характеристики шума, используя координатные ряды, которые не содержат полезного сигнала.

Исследование характеристик шума во временных рядах ГНСС-координат имеет большое практическое значение. Характеристики шума могут дать информацию о его причинах, помогают выделять и моделировать приводящие к перемещениям антенны процессы, переводя их из шума в полезный сигнал [106]. Также интенсивность (уровень) шума позволяет судить о надёжности и точности выделения полезного сигнала из исходного координатного ряда и на основе этого прогнозировать применимость рядов координат для решения конкретных задач и достижимую с их помощью точность [80, 111].

Вопрос об уровне и других характеристиках шума в рядах координат, получаемых обработкой данных ГНСС-измерений, исследуется, по меньшей мере, с 1997 г. Основные результаты по этой теме можно найти в работах [45, 70, 80, 93, 106, 111, 114, 128, 136, 142, 184, 195].

Принципиально разными являются задачи определения шума в среднесуточных рядах координат и в рядах мгновенных координат, полученных через короткие промежутки времени: 30 с, 1 с или меньше.

В работах [93, 106, 128, 184, 195] исследуется шум в среднесуточных рядах координат. Такой анализ позволяет выделять частотные диапазоны с различным типом шума, определять ошибки, характерные для пункта наблюдений или конструкции геодезического центра, на котором установлена антенна. Моделирова-

ние некоторых видов таких ошибок в работе [106] позволило значительно уменьшить уровень шума в рядах координат без использования частотной фильтрации. В этой работе использовались как среднесуточные координаты для моделирования сезонных и многолетних сигналов, так и 30-секундные ряды координат для моделирования нескольких сигналов с периодами около суток.

В работах [70, 80, 111, 114, 136, 142] исследуется шум в рядах высокочастотных ГНСС-координат. В них рассмотрены, в том числе, следующие вопросы:

- влияние длины базовой линии на спектр шума в рядах координат [80];
- влияние длины записи на спектр шума в рядах координат при очень коротких (около 80 м) базовых линиях [136];
- вклад многопутности в спектре шума в рядах координат [114, 142];
- определение теоретической чувствительности ГНСС-антенны к горизонтальным смещениям на основе анализа спектра шума [111];
- анализ рядов координат с малым периодом дискретизации 0,02-0,1 Гц [68, 80]. В работе [80] показано, что усреднение ГНСС-координат в таких рядах вместо децимации приводит к понижению стандартной ошибки, иногда весьма существенному.

Оценка уровня шума в высокочастотных рядах ГНСС-координат позволяет определить перспективы их применения для получения волновых форм землетрясений различной магнитуды на различном удалении от эпицентра [80].

### **3.3 Моделирование шума в рядах высокочастотных ГНСС-координат**

#### **3.3.1 Постановка задачи**

Обработка данных ГНСС-измерений во всех рассмотренных в предыдущем разделе работах велась методом относительного позиционирования, часто – при коротких базовых линиях (до 10 км).

Ни в одной из известных работ не проведён анализ уровня шума в рядах координат, полученных обработкой ГНСС-измерений методом PPP. Такие ряды, по всей видимости, должны иметь более высокий уровень шума. Важно также знать и учитывать спектральное, временное и пространственное распределение шума.

Метод PPP является в настоящее время основным способом обработки данных ГНСС-измерений в режиме реального времени [79]. Шум в рядах координат, полученных методом PPP в режиме реального времени, является основой прогноза применимости ГНСС для получения записей волновых форм землетрясений.

Основная решаемая в данном разделе задача – построение моделей шума в рядах ГНСС-координат, получаемых при обработке методом PPP в режиме реального времени, и их сравнение с моделями сейсмического шума [50, 150].

### 3.3.2 Исходные данные

Для изучения точности рядов координат, получаемых обработкой данных ГНСС-измерений методом PPP в режиме реального времени, необходимо обработать большой массив исходных данных. Полученные ряды координат должны содержать по возможности большее количество станций, быть представительными во времени и в пространстве.

Для обработки ГНСС-измерений использовалось общедоступное математическое и программное обеспечение, в том числе поправки орбит и часов спутников CLK91, предоставляемые сервисом BKG. В силу изложенных в разделе 1.4.3 результатов из работы [138], они не должны существенно отличаться по точности от поправок, рассчитываемых на основе всех данных ГНСС-измерений, потенциально доступных в каждую эпоху.

Для упрощения процедуры обработки и увеличения количества обрабатываемых станций использовался следующий приём. Поправки орбит и часов спутников принимались в режиме реального времени и записывались в файлы. В дальнейшем эти файлы использовались для постобработки, которая полностью имитирует обработку в режиме реального времени. Это позволило получить требуе-

мый вид обработки для всех необходимых станций, а не только тех, данные которых доступны в режиме реального времени.

В качестве исходных данных использовались записи постоянно действующих опорных станций службы IGS, ведущих запись с периодом 1 с, а также аналогичные данные американской сети CORS [59, 163]. Данные ГНСС-измерений станций, входящих в сеть IGS, доступны на официальных сайтах (например, [137]) в виде файлов в формате CompactRINEX [89] длиной 15 минут. Данные станций сети CORS суточной длины также доступны на официальном сайте [59], но только в течение одного месяца. Следует отметить, что использовать для моделирования шума в рядах ГНСС-координат данные ГНСС-измерений с более высокой частотой записи (чаще, чем раз в секунду) не представляется возможным, поскольку в открытом доступе таких данных практически нет.

Для предварительной обработки файлов спутниковых измерений использовались программа TEQC [73] и набор утилит RNXCMP для работы с форматом CompactRINEX [89]. Из сети IGS были исключены станции, имеющие пропуски данных более 15 минут. Также из каждой группы станций, расположенных на малом (до 10 км) расстоянии друг от друга, были исключены все кроме одной, случайно выбранной. В сети CORS было использовано только небольшое количество случайно выбранных станций. Всего для анализа было использовано 128 станций (рисунок 3.1). Продолжительность записей станций сети IGS составила 10 суток, станций сети CORS – от 10 до 13 суток.

Многие использованные станции не записывают данные ГЛОНАСС, поэтому для обеспечения единообразия использовались только данные GPS. Это позволило также при обработке данных ГНСС-измерений использовать сидерическую фильтрацию. Сравнение результатов обработки одних и тех же записей с использованием и без использования данных ГЛОНАСС показало отсутствие значимого влияния данных ГЛОНАСС на точность определяемых координат.

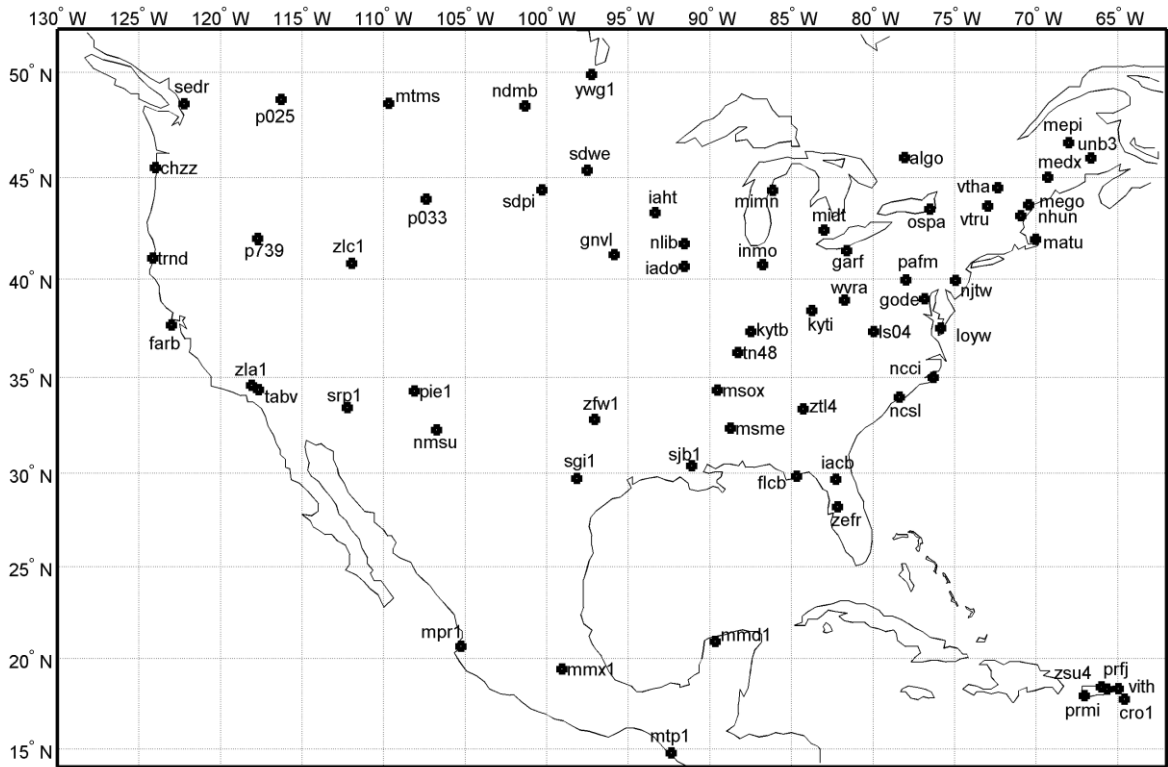
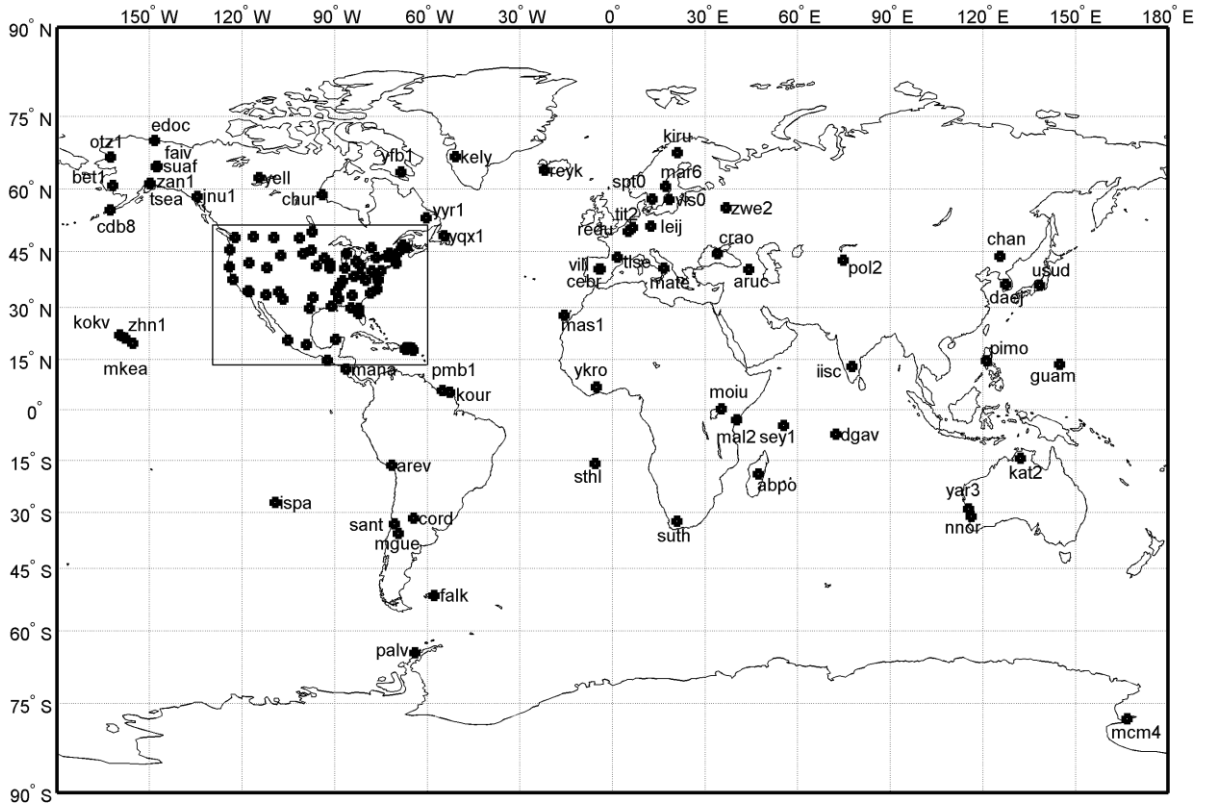


Рисунок 3.1 – Пространственное положение ГНСС-станций, использованных для построения моделей шума в рядах ГНСС-координат



### 3.3.3 Выбор программного обеспечения для обработки ГНСС-данных

Выбор программного обеспечения для обработки данных ГНСС-измерений осуществлялся следующим образом. Сначала сравнивались между собой результаты, получаемые в программах BNC и RTKLIB (см. раздел 1.4.4), для чего использовались двухчасовые записи пяти различных станций сети CORS. После этого полученные результаты сравнивались с обработкой в программе BERNESE [61], которая является одной из лучших научных программ, предназначенных для постобработки данных GPS-измерений, в том числе методом PPP.

На рисунке 3.2 показан пример полученных рядов координат, на рисунке 3.3 – разности между спектральными плотностями мощности (СПМ) рядов координат из программ BERNESE и BNC (синие линии) и из программ RTKLIB и BNC (зелёные линии). Отрицательные значения на рисунке 3.3 показывают, что на соответствующей частоте интенсивность шума в рядах координат из программы BNC выше.

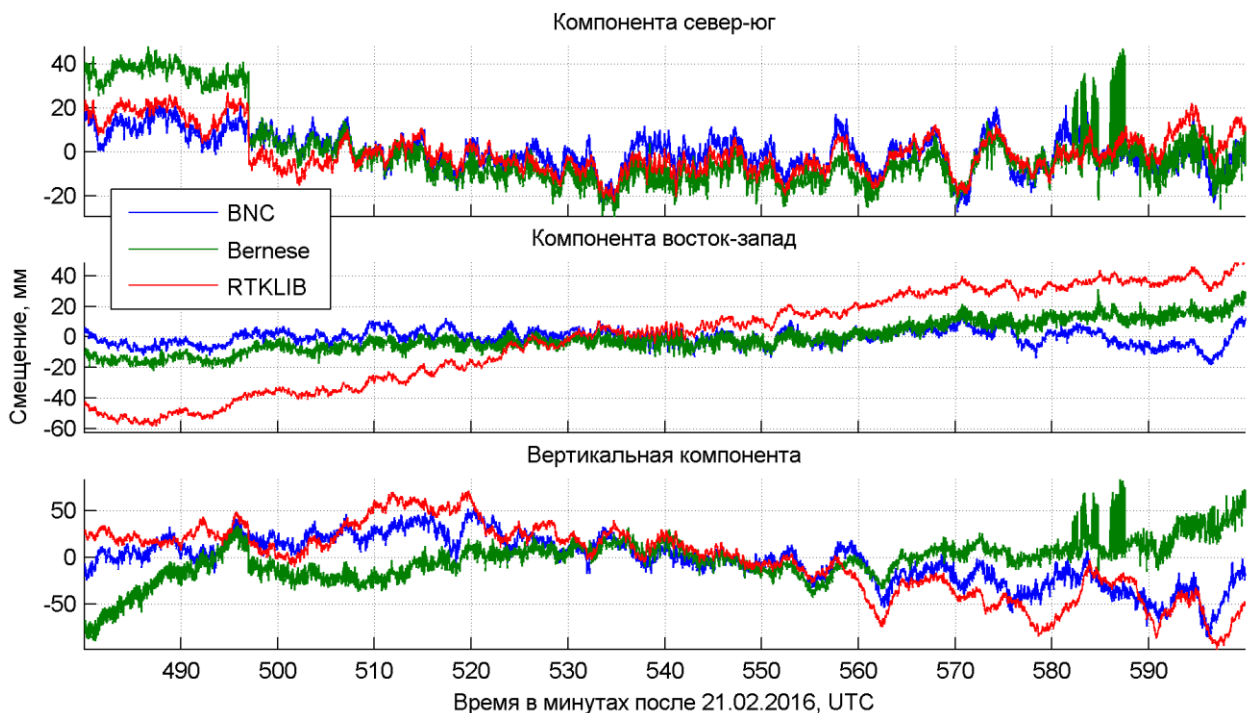


Рисунок 3.2 – Пример рядов координат, полученных обработкой в программах BNC, BERNESE и RTKLIB

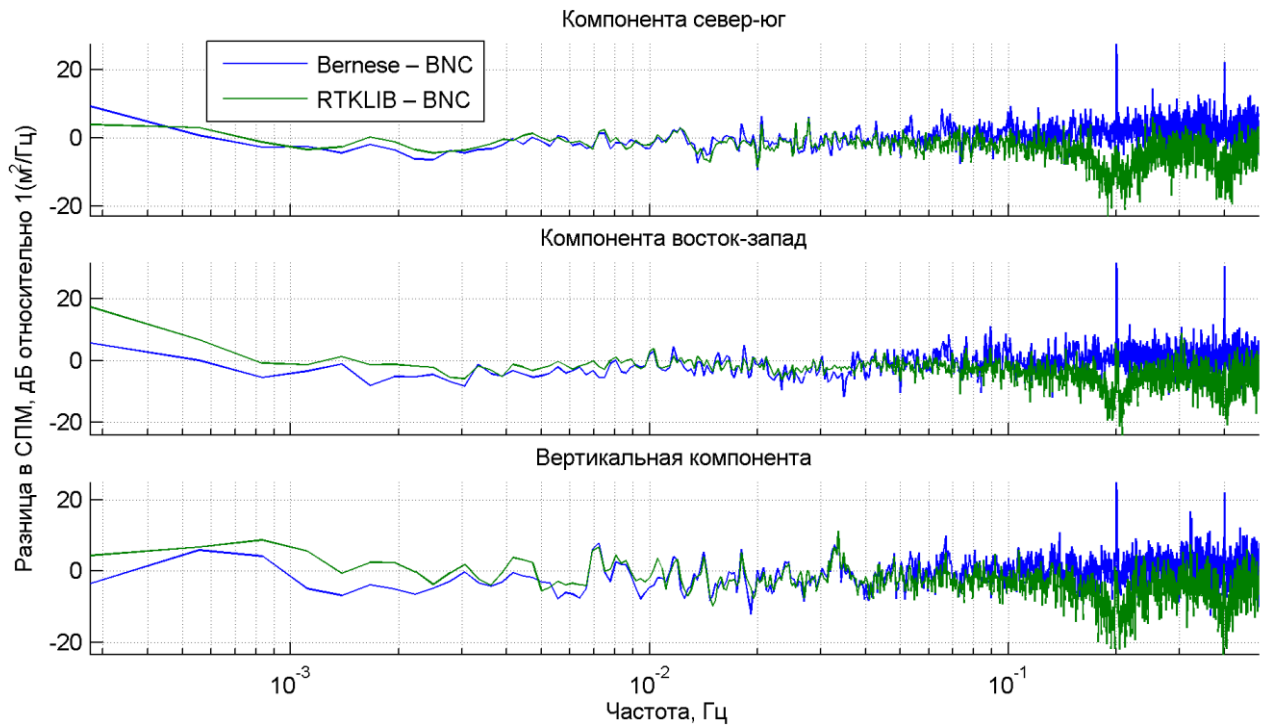


Рисунок. 3.3 – Разности между СПМ рядов координат, полученных обработкой в программах Bernese, RTKLIB и BNC

При использовании тех же орбит и поправок часов спутников, что и в программах BNC и RTKLIB, остаётся только одно отличие, которое может существенно повлиять на точность получаемых координат: BERNESE определяет фазовые неоднозначности по всей обрабатываемой записи сразу, полностью загружая все данные в память. Это приводит к лучшему и более быстрому разрешению фазовых неоднозначностей, более надёжному поиску и исправлению потерь счётчика циклов.

Как видно из рисунка 3.2, линейные тренды в рядах координат, полученных в программе BNC, несущественны. На компоненте север-юг также отсутствует «скачок» координат (на 497 минуте). По всем тестовым записям получены схожие результаты. Как видно из рисунка 3.3, результаты обработки программой RTKLIB лучше остальных в частотном диапазоне 0,1-0,5 Гц, но хуже на частотах ниже 0,002 Гц; в среднем диапазоне частот 0,002-0,1 Гц точность координатных рядов, получаемых во всех трёх программах обработки, отличается несущественно.

Таким образом, обе программы BNC и RTKLIV имеют свои преимущества, при этом принципиального отличия в точности по сравнению с программой BERNESE не наблюдается. Для обработки данных ГНСС-измерений была выбрана программа BNC.

### 3.3.4 Применение сидерической фильтрации

Для уменьшения влияния ошибок, связанных с переотражением спутникового сигнала от препятствий и подстилающей поверхности, к получаемым рядам координат применялась сидерическая фильтрация (см. раздел 1.3.1).

Поскольку записи на каждой станции были длинными (не менее десяти суток), оказалось невозможным использовать стандартный способ применения сидерической фильтрации [30], предполагающий отдельную обработку трёх сессий ГНСС-измерений. В настоящей работе был использован другой способ применения сидерической фильтрации, учитывающий большую продолжительность записи. Фильтрованный сигнал (по каждой компоненте) рассчитывался по следующей формуле:

$$Y(t) = X(t) - 0,5 \cdot \text{filt}[X(t - D) + X(t - 2 \cdot D)], \quad (3.1)$$

где  $X(t)$  – исходный сигнал;  $Y(t)$  – фильтрованный сигнал; оператор  $\text{filt}[ ]$  обозначает линейную полосовую фильтрацию сигнала;  $D$  – период повторения геометрии спутников, т.е. период повторения взаимного расположения навигационных спутников и приёмной антенны, установленной в определяемом пункте. Длительность сигнала после применения сидерической фильтрации уменьшается на  $2D$ , т.е. приблизительно на двое суток.

Период повторения геометрии спутников  $D$  был определён автокорреляцией рядов координат (рисунок 3.4) и составил для большинства станций 86155 с.

Частотная фильтрация необходима для того, чтобы исключить из обработки те периоды, в которых вклад многопутности в общий уровень шума настолько мал, что сидерическая фильтрация приводит к повышению уровня шума.

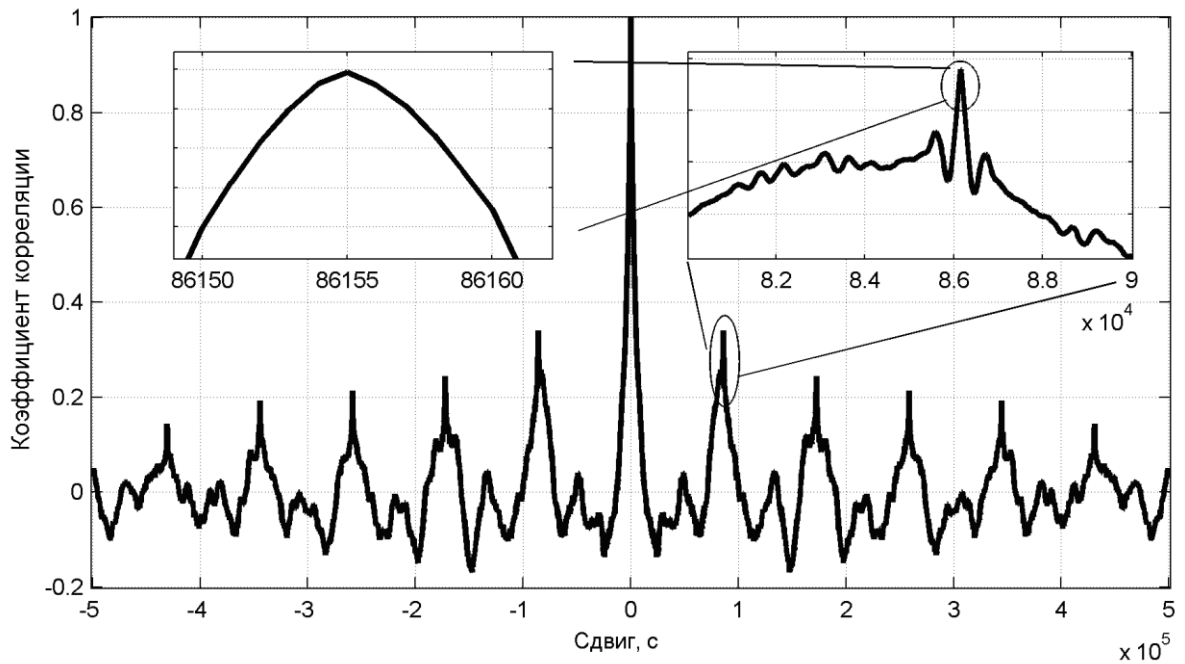


Рисунок 3.4 – Пример определения периода повторяемости геометрии спутников (станция *zhn1*, северная компонента). На врезках показаны увеличенные фрагменты графика

Границы диапазона периодов для фильтрации определялись вручную индивидуально для каждой станции следующим образом. Сначала сидерическая фильтрация применялась на всём диапазоне периодов, после чего сравнением спектров (рисунок 3.5) определялся диапазон периодов, в котором происходит уменьшение уровня шума. Положительные значения на рисунке 3.5 говорят о том, что СПМ после фильтрации увеличилась и применять её на этих частотах нецелесообразно. Если сидерическая фильтрация не приводила к существенному понижению уровня шума ни на каких частотах, то она не применялась.

### 3.3.5 Методология построения моделей шума

Расчёт СПМ основан на алгоритме Уэлча [183] и приближен к алгоритму, использованному в работе [50] при построении моделей шума высокоточных акселерометров.

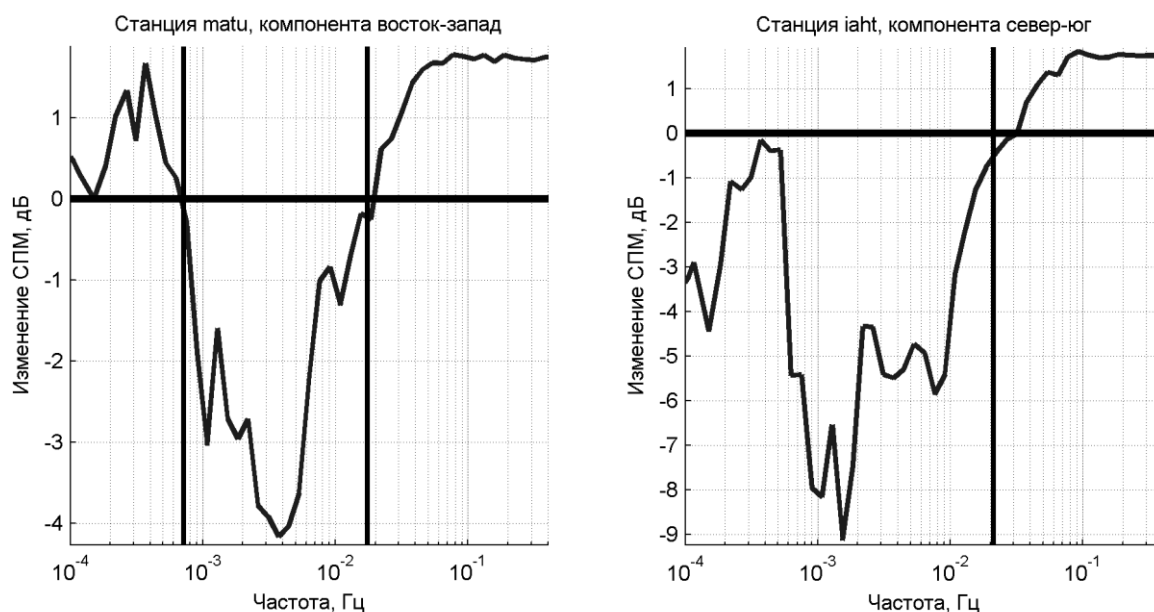


Рисунок 3.5 – Определение частотного диапазона для сидерической фильтрации. Показаны сглаженные разности СПМ после и до фильтрации. Вертикальными линиями ограничены полученные границы частотного диапазона (0,0007-0,018 Гц для станции *matu* и 0-0,02 Гц для станции *iaht*)

Весь ряд координат  $Y(t)$  по каждой компоненте каждой станции разбивался на сегменты длиной 43200 отсчётов (т.е. продолжительностью 12 ч.). Такой длины сегментов было достаточно для расчёта СПМ при периодах до 10 000 с (с учётом описанного далее усреднения). Перекрытие соседних сегментов составило 80%. Пропуски в рядах координат заполнялись линейной интерполяцией.

К каждому сегменту после исключения линейного тренда применялась оконная функция Ханна [140], после чего рассчитывалась СПМ. Полученные кривые СПМ усреднялись скользящим средним с шириной в одну октаву, т.е. шаг усреднения был постоянный в логарифмическом масштабе. Для некоторого периода  $T$  усреднялись все значения СПМ, попадающие в диапазон от  $T \cdot 2^{-0,5}$  до  $T \cdot 2^{0,5}$ . В качестве итоговых значений были взяты восемь точек на октаву, т.е. периоды двух соседних точек отличались в  $2^{1/8}$  раз.

Таким образом, для каждого сегмента были определены 95 значений СПМ, соответствующие средним значениям периодов от 2,83 с до 9742 с. Общее коли-

чество полученных сегментов со всех станций составило 9059, таким образом, для каждого периода была получена выборка из 9059 значений СПМ. В этих выборках определялись значения СПМ, соответствующие уровням вероятности 5%, 50% и 95%, аппроксимацией которых были получены следующие модели [16, 22]:

1. LRTGNM (Low Real-Time GNSS Noise Model) – модель низкого (5%-го) шума в рядах координат, полученных обработкой данных ГНСС-измерений в режиме реального времени методом PPP;

2. MRTGNM (Median Real-Time GNSS Noise Model) – модель медианного (50%-го) шума в рядах координат, полученных обработкой данных ГНСС-измерений в режиме реального времени методом PPP;

3. HRTGNM (High Real-Time GNSS Noise Model) – модель высокого (95%-го) шума в рядах координат, полученных обработкой данных ГНСС-измерений в режиме реального времени методом PPP.

Каждая из указанных моделей построена отдельно для горизонтальных компонент (к названию добавляется нижний индекс NE, например,  $MRTGNM_{NE}$ ) и отдельно для вертикальной компоненты (нижний индекс UD, например,  $MRTGNM_{UD}$ ).

Схематически расчёт модели  $LRTGNM_{NE}$ , соответствующий описанному процессу обработки, показан на рисунке 3.6.

### 3.3.6 Результаты построения моделей шума

Все построенные модели шума приведены в Приложении Е на рисунке Е1. Все модели (низкого, медианного и высокого шума) слабо отличаются по форме. Модели медианного шума в среднем на 5 дБ ниже моделей высокого шума и на 4 дБ выше моделей низкого шума. Модели шума одинакового типа для вертикальных и горизонтальных компонент отличаются в среднем на 8 дБ.

Построенные модели шума аналитически выражаются через набор опорных точек, для которых заданы значения периода и СПМ [16]. Указанные параметры всех построенных моделей приведены в Приложении Е (таблица Е1).

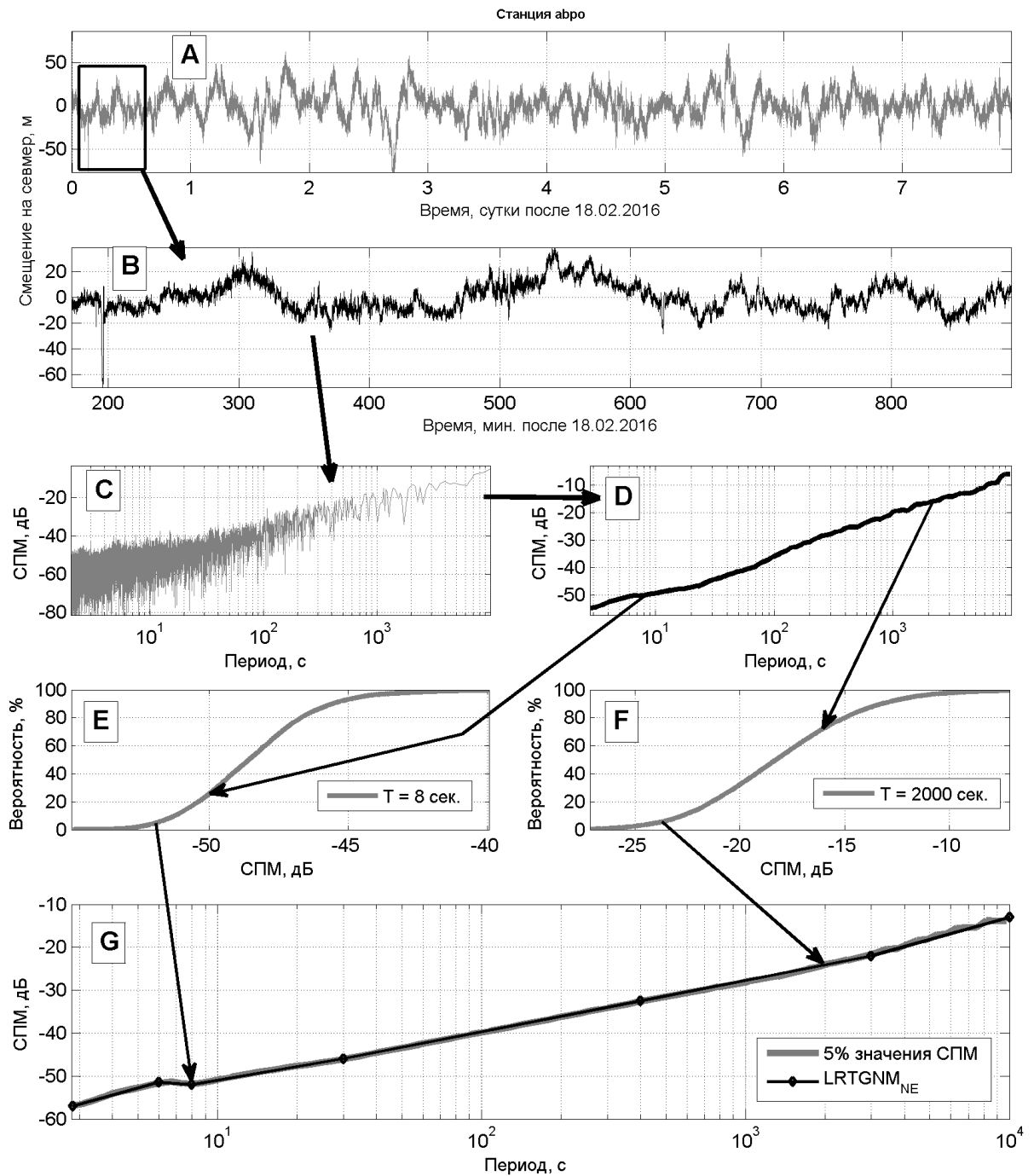


Рисунок 3.6 – Схема расчёта модели  $LRTGNNM_{NE}$ . А – ряд координат на станции *авро* (компонента север-юг), В – вырезанный сегмент ряда координат; С – его СПМ; D – сглаженная СПМ; E и F – статистические распределения значений СПМ по всем сегментам для горизонтальных компонент для разных периодов; G – 5% значения СПМ для всех периодов и построенная на их основе модель  $LRTGNNM_{NE}$ . Все значения СПМ приведены в дБ относительно  $1 \text{ м}^2/\text{Гц}$

Для произвольного периода  $T$  значение СПМ  $P$  может быть определено линейной интерполяцией при логарифмическом масштабе периодов:

$$P = P_i + \frac{1}{P_{i+1} - P_i} \cdot \frac{\lg \frac{T}{T_i}}{\lg \frac{T_{i+1}}{T_i}}, \quad (3.2)$$

где  $T_i$  и  $T_{i+1}$  – периоды соседних опорных точек ( $T_i \leq T \leq T_{i+1}$ );  $P_i$  и  $P_{i+1}$  – соответствующие им значения СПМ.

При необходимости модели шума могут также задаваться в скоростях:

$$P_{vel} = P - 20 \cdot \lg \frac{T}{2\pi}, \quad (3.3)$$

или в ускорениях:

$$P_{acc} = P - 40 \cdot \lg \frac{T}{2\pi}. \quad (3.4)$$

### 3.3.7 Изменение шума ГНСС-координат во времени

Исходные данные, использованные для расчёта моделей шума в рядах ГНСС-координат, достаточно сильно ограничены во времени: у большей части станций продолжительность записей (после применения сидерической фильтрации) составила восемь суток. Кроме того, все данные входят в один промежуток времени длительностью 13 суток. Поэтому для внутренней верификации построенных моделей шума необходимо определить, насколько сильно уровень шума меняется со временем, или другими словами, насколько представительными являются модели, построенные по столь ограниченному временному интервалу.

С целью решения этой задачи для двух ГНСС-станций (*sdwe* и *mtp1*, см. рисунок 3.1) получены ряды координат общей продолжительностью 68 суток (включая несколько пропусков продолжительностью до трёх суток). По этим данным было рассчитано изменение СПМ во времени.



На рисунке 3.7 показано отклонение мгновенного значения СПМ от медианного для компоненты север-юг станции *sdwe*.

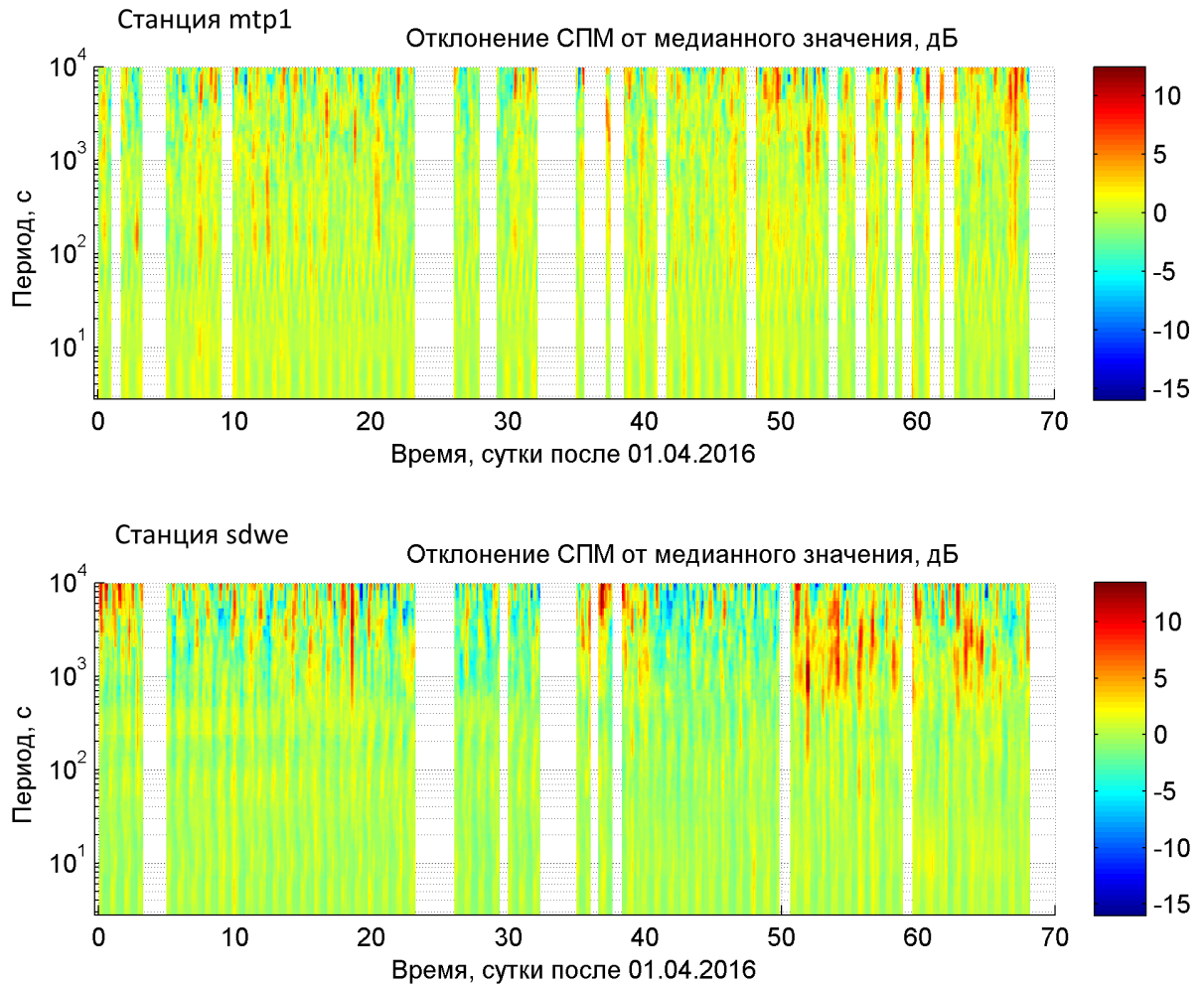


Рисунок 3.7 – Спектрально-временной анализ 68-суточных рядов координат: отклонение СПМ от медианного значения (компонента север-юг)

Как видно из рисунка 3.7, на периодах до 200-500 с вариации СПМ имеют небольшую амплитуду (преимущественно 2-3 дБ) и ярко выраженную суточную периодичность. При увеличении периода стабильные суточные вариации постепенно перестают выделяться, уступая место нерегулярным флуктуациям, имеющим в ряде случаев более высокие амплитуды.

Вариации уровня шума на двух станциях сильно различаются. Время и величина максимальных отклонений СПМ, в основном, не совпадают. Если на стан-

ции *sdwe* отклонения мгновенных значений от медианного на периодах более 500 с достигают 16 дБ, то на станции *mtp1* – менее 10 дБ.

Если взять медианное отклонение СПМ за восемь суток, то на станции *sdwe* на периодах более 500 с его значение не превысит 3 дБ, а на станции *mtp1* – 2 дБ. На более низких периодах медианное восьмисуточное значение интенсивности шума является практически постоянным. Схожие результаты получаются и на других компонентах (западной и вертикальной).

В целом проведённый анализ показывает, что изменение уровня шума в рядах ГНСС-координат во времени является существенным только для длинных периодов (более 500 с) и в некоторой мере случайным. Следовательно, построенные на основе данных 128 станций модели являются представительными во времени.

### 3.3.8 Пространственное распределение шума в рядах ГНСС-координат

Использованная для расчёта выборка из 128 станций по всему миру позволяет изучить закономерности в пространственном распределении уровня шума в рядах ГНСС-координат.

Одновременно с расчётом медианных значений СПМ шума для всех ГНСС-станций, аналогичным образом были определены медианные значения СПМ для каждой станции. Далее вся земная поверхность была поделена на сектора размером  $10 \times 10$  градусов. Если в сектор попадали две станции, определялось (для каждого периода) среднее значение СПМ, если три или более – медианное значение.

На рисунке 3.8 показан пример полученных результатов для периода 128 с. Цветом на карте показаны медианные (или усреднённые) значения СПМ станций, попавших в соответствующий сегмент. Слева и снизу от карты приведены распределения уровня шума отдельных станций по широте и долготе.

Несмотря на большой разброс в медианных значениях уровня шума на разных станциях (до  $\sim 14$  дБ, что соответствует разнице амплитуд в 5 раз), существенных закономерностей в пространственном распределении станций с низким и высоким уровнем шума нет, в том числе и для других периодов.

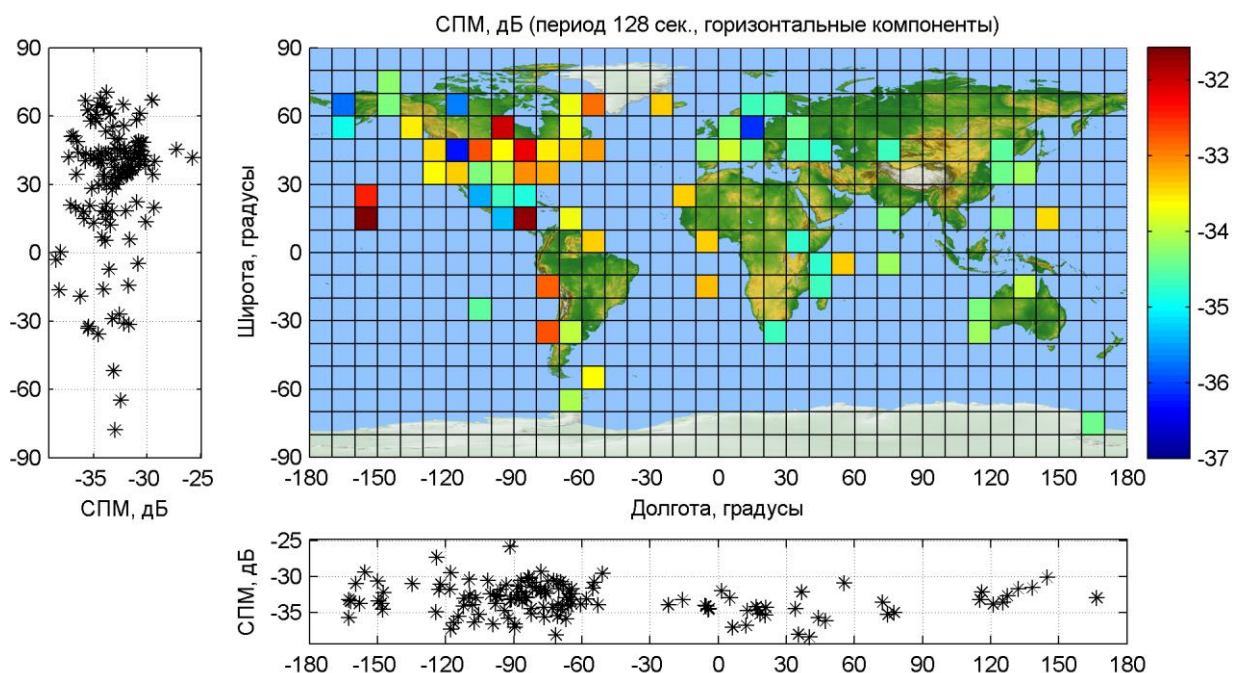


Рисунок 3.8 – Пространственное распределение уровня шума на периоде 128 с. На левом и нижнем рисунках показано распределение медианного уровня шума всех станций по широте и долготе, соответственно

Имеющиеся данные позволяют проанализировать также экспериментально полученные отношения между уровнем шума по северной и западной компонентам. На рисунке 3.9 для периодов 8 с и 128 с показаны зависимости этих отношений от широты. На всех частотах выделяются минимумы этого соотношения для станций, удалённых от экватора менее чем на  $30^\circ$ , и максимумы, соответствующие  $40\text{-}60^\circ\text{С.Ш.}$  Зависимость может быть с достаточно высокой точностью аппроксимирована, например, косинусоидой (рисунок 3.9). Результаты аппроксимации для всех периодов приблизительно совпадают. На рисунке 3.9 также показана аналогичная зависимость из работы [177], полученная теоретически. Эта зависимость близка по форме к экспериментальной, однако на удалении до  $30^\circ$  от экватора её значения сильно занижены.

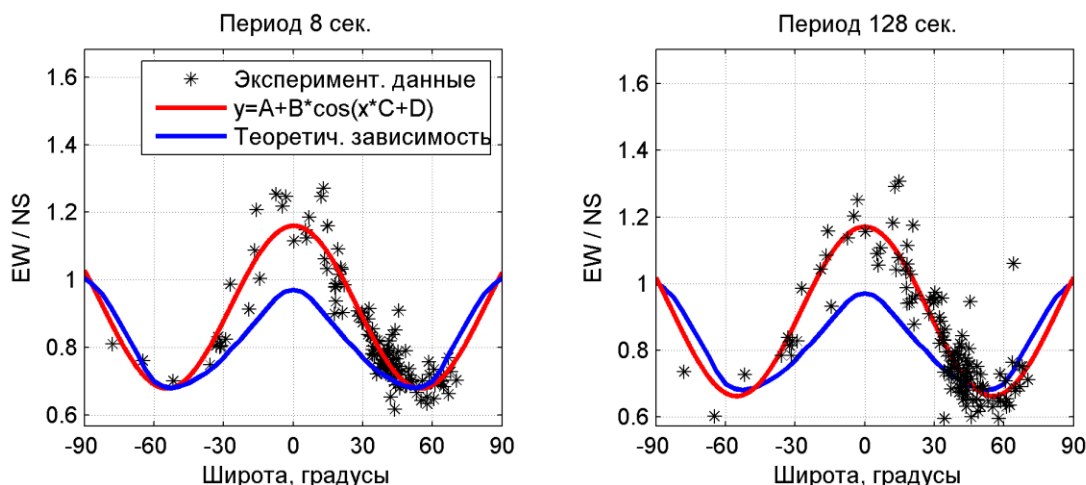


Рисунок 3.9 – Полученные экспериментально отношения между уровнем шума по западной и северной компонентам как функция широты, их аппроксимация косинусоидой и теоретическая зависимость

### 3.4 Прогноз применимости ГНСС-приёмника в качестве сейсмического инструмента

Полученные модели шума в рядах ГНСС-координат могут использоваться для сравнения точности регистрации колебаний сейсмическими приборами (широкополосными сейсмометрами и акселерометрами) и с помощью ГНСС. Также модели шума позволяют прогнозировать применимость ГНСС-приёмника для регистрации сейсмических колебаний в заданном районе от определённого типа землетрясений.

На рисунке 3.10 показаны построенные модели шума и их сравнение с моделями сейсмического шума NHNM и NLNM для широкополосных сейсмометров [150] и с моделями шума высокоточных акселерометров ANNM и ALNM [50]. Значения СПМ на рисунке 3.10 приведены для ускорений (в дБ относительно  $1 \text{ (м/с}^2\text{)}^2/\text{Гц}$ ). Принципиальной разницы между тремя способами представления СПМ (относительно ускорений, скоростей или смещений) нет, отличается только наклон графиков; использование ускорений в данном случае даёт более наглядную картину.

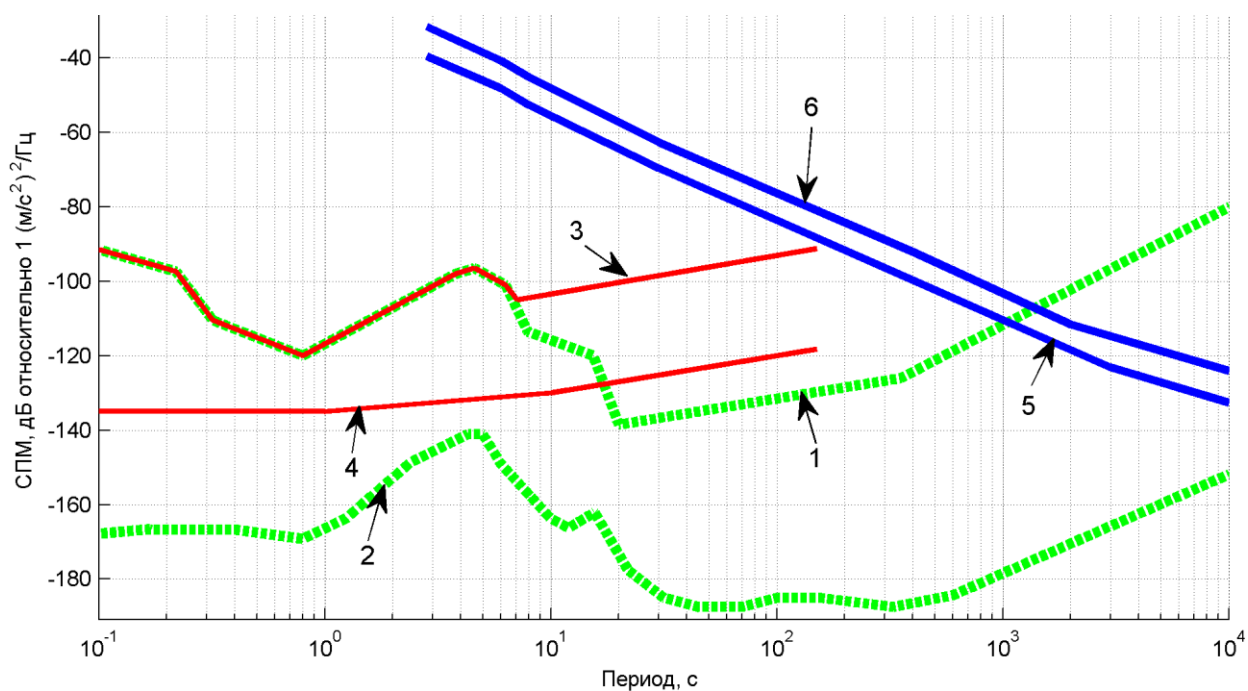


Рисунок 3.10 – Построенные модели шума в рядах ГНСС координат  $MRTGNM_{NE}$  (5) и  $MRTGNM_{UD}$  (6); модели сейсмического шума  $NHNM$  (1) и  $NLNM$  (2); модели шума высокоточных акселерометров  $АНNM$  (3) и  $ALNM$  (4)

Сравнение показанных на рисунке 3.10 моделей шума позволяет сделать следующие выводы. На всём диапазоне периодов от 3 до 1000 с модели  $MRTGNM$  значительно выше моделей сейсмического шума  $NLNM$  и  $NHNM$ . При дальнейшем увеличении периода разница между ними уменьшается, чувствительность ГНСС-приёмника и широкополосных сейсмометров становится сопоставимой. Модели шума для акселерометров  $ALNM$  и  $АНNM$ , построенные только для периодов до 150 с, также значительно ниже моделей  $MRTGNM$ . Если провести экстраполяцию моделей  $ALNM$  и  $АНNM$  на более длинные периоды, то на периодах 300-2000 с эти модели были бы сопоставимы с моделями  $RTGNM$ , а на периодах более 2000 с, по-видимому, чувствительность ГНСС-приёмника значительно превосходит чувствительность высокоточных акселерометров.

Таким образом, полученные результаты доказывают нецелесообразность замены «стандартных» сейсмических приборов (широкополосных сейсмических станций и высокоточных акселерометров) ГНСС-приёмниками, вопреки ожиданиям некоторых исследователей [87]. Однако для получения более полного спек-

тра сейсмических колебаний объединение записей сейсмического и ГНСС-оборудования [79] вполне оправдано, т.к. только спутниковые приёмники в состоянии зарегистрировать сейсмические волны с периодами выше тысячи секунд и статические смещения.

На рисунке 3.11 показан пример определения соотношения сигнал/шум записей сейсмических волн землетрясений посредством сравнения их с моделями шума MRTGNM. Кривыми (2), (3) и (4) показаны упрощённые спектры землетрясения Tohoku-oki, полученные по методике, описанной в работе [57], на пунктах MAJO, PET и ULAV с эпицентрными расстояниями 425, 2060 и 3030 км, соответственно. Также показана линия (1), соединяющая максимальные ускорения, зафиксированные от землетрясений с  $M \sim 7.5$  на эпицентрных расстояниях около 10 км, по данным из той же работы.

Разность между СПМ сейсмических колебаний и какой-либо моделью шума определяет то, насколько шум будет влиять на получаемую сейсмическую запись (соотношение сигнал/шум). Так, например, кривая (1) на рисунке 3.11 при периодах 10-20 с выше модели шума MRTGNM<sub>NE</sub> (5) на 55 дБ, а кривые (3) и (4) при периодах 20-80 с – на 20 дБ. Это означает, что в первом случае максимальная интенсивность колебаний будет в 560 раз превышать интенсивность шума, а во втором случае – только в десять раз. Аналогичным образом можно прогнозировать возможность использования сейсмограмм, полученных обработкой данных ГНСС-измерений, в любом конкретном регионе, для чего необходимо лишь иметь упрощённые спектры землетрясений: реальные или полученные теоретически.

Таким образом, соотношение сигнал/шум записей сильных землетрясений на расстояниях в десятки километров, а также мегаземлетрясений на расстояниях в сотни километров может быть достаточно высоким, достигая 30-50 дБ. Такие высокие значения позволяют использовать записи сейсмических волн, полученные по ГНСС, так же, как и обычные сейсмические записи. Вместе с тем, оптимально установленные высокоточные акселерометры будут давать более качественные записи сейсмических колебаний в диапазоне периодов до 150 с.

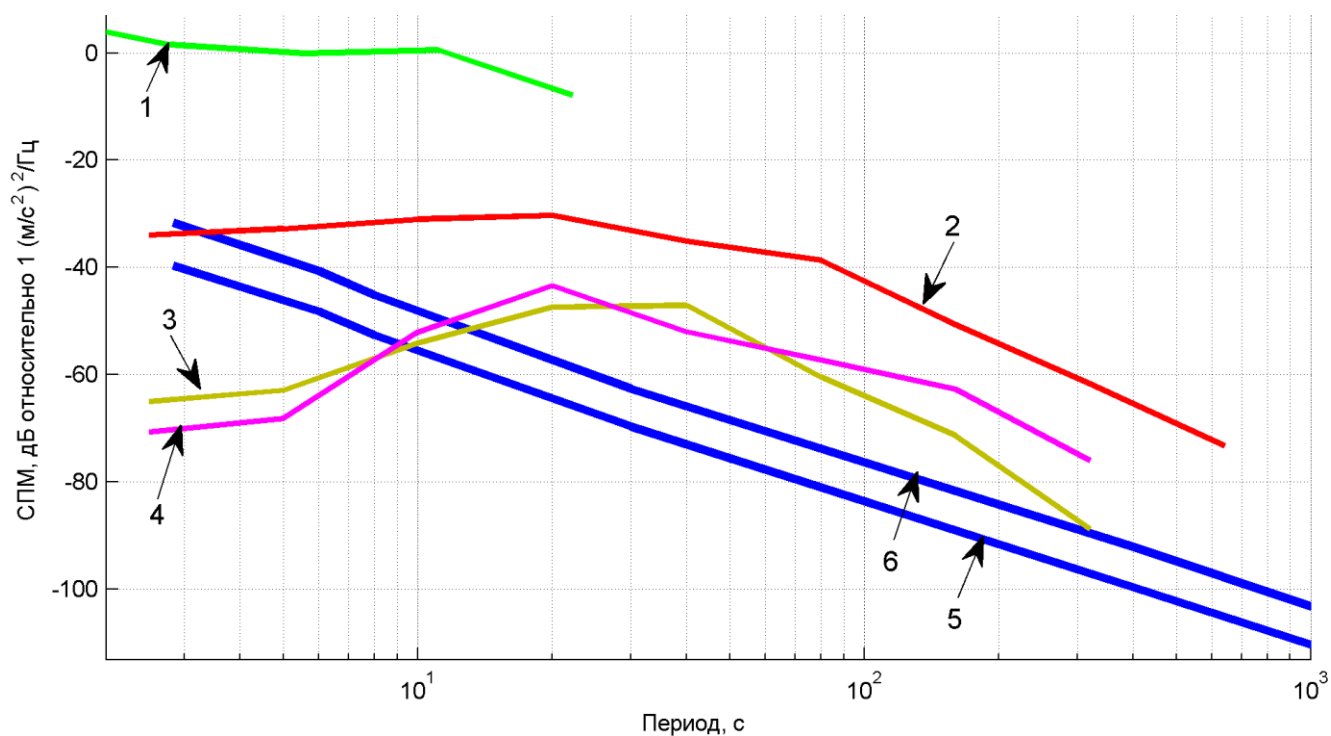


Рисунок 3.11 – Построенные модели шума в рядах ГНСС координат  $MRTGNM_{NE}$  (5) и  $MRTGNM_{UD}$  (6), а также упрощённые спектры землетрясений (1-4)

### Выводы к Главе 3

1. Показано, что ГНСС-приёмник можно рассматривать как особый вид сейсмометра, а его характеристики можно определять так, как это принято в сейсмологии. ГНСС-приёмник имеет ряд преимуществ перед традиционными сейсмическими инструментами: непосредственное измерение смещений, отсутствие фазовых и амплитудных искажений в частотном диапазоне от 0 до 1 Гц, отсутствие ограничений на максимальную амплитуду колебаний, невосприимчивость к наклону или повороту антенны. Основной недостаток ГНСС-приёмника – высокий уровень шума.

2. Построены модели шума в рядах координат, полученных обработкой данных ГНСС-измерений в режиме реального времени методом PPP. Показано, что построенные модели представительны во времени, а пространственное распределение уровня шума не содержит существенных закономерностей.

3. Экспериментально получены отношения между уровнем шума по западной и северной компонентам как функция широты. Аппроксимация полученной экспериментальной зависимости сопоставлена с теоретической. Значения теоретической зависимости оказались занижены на удалении до  $30^\circ$  от экватора.

4. Показано, что чувствительность ГНСС-приёмника значительно ниже, чем чувствительность широкополосных сейсмостанций в диапазоне периодов до 1000 с и акселерометров в диапазоне периодов до 150 с. На периодах 300-2000 с чувствительность ГНСС-приёмника и высокоточных акселерометров сопоставима.

5. Построенные модели шума позволяют прогнозировать применимость ГНСС-оборудования для регистрации сейсмических колебаний от землетрясений заданной магнитуды на различных расстояниях, а также оценить ожидаемое соотношение сигнал/шум на ГНСС-сейсмограммах.



## **Глава 4. Оперативное определение величин смещений: статистическая модель распределения ошибок и новый метод повышения точности определения смещений**

В третьей главе были определены динамические характеристики рядов координат, получаемых кинематической обработкой ГНСС-измерений. В четвёртой главе проведено моделирование статических характеристик рядов координат, т.е. установлено, с какой точностью и с какой задержкой можно определить статические смещения по рядам ГНСС-координат. Разработан и реализован в виде алгоритма и программы-прототипа новый метод повышения точности определения смещений.

### **4.1 Существующие оценки точности определения статических смещений по ГНСС-данным**

Как было отмечено в Главе 3, точность координат, определяемых по ГНСС, оценивают либо значением среднеквадратической ошибки (СКО) каждого отдельного измерения, либо характеристикой ряда координат – спектральной плотностью мощности (СПМ). Очевидно, что эта информация не позволяет напрямую перейти к универсальной оценке точности определения статического смещения, потому что эта точность зависит от методики расчёта смещения и многих других факторов: влияния внешней среды, программно-аппаратных погрешностей и т.д.

В общем случае величина смещения (по какой-либо компоненте в прямоугольной системе координат) – это изменение положения ГНСС-антенны [144]:

$$\Delta = X_{\Pi} - X_{\text{д}}, \quad (4.1)$$

где  $X_{\text{д}}$  и  $X_{\Pi}$  – оценки положения ГНСС-антенны до и после смещения, соответственно.

Положение ГНСС-антенны после смещения должно определяться по измерениям, а положение ГНСС-антенны до смещения может также рассчитываться теоретически, например, через вековую скорость смещения ГНСС-антенны:

$$X_{\text{д}} = X_0 + V \cdot (t_s - t_0), \quad (4.2)$$

где  $X_0$  – положение ГНСС-антенны в некоторую эпоху  $t_0$ ;  $V$  – вековая скорость ГНСС-антенны;  $t_s$  – эпоха, в которую произошло смещение.

Оценку положения ГНСС-антенны по измерениям (до или после смещения) можно представить в общем случае как значение функции, аппроксимирующей соответствующий ряд координат, во время смещения:

$$\begin{aligned} X_{\text{д}} &= f_{\text{д}}(t_s), \\ X_{\text{п}} &= f_{\text{п}}(t_s), \end{aligned} \quad (4.3)$$

где  $f_{\text{д}}(t)$  и  $f_{\text{п}}(t)$  – функции, аппроксимирующие ряд координат до и после смещения, соответственно;

При анализе многолетних рядов среднесуточных координат функции  $f_{\text{д}}(t)$  и  $f_{\text{п}}(t)$  могут содержать различные элементы, например, линейный тренд, гармонические колебания с несколькими периодами [51]:

$$f(t) = a + b \cdot t + \sum_{k=1}^K \left[ A_k \cdot \cos\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot t}{P_k}\right) + B_k \cdot \sin\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot t}{P_k}\right) \right], \quad (4.4)$$

где  $a$ ,  $b$ ,  $A_k$  и  $B_k$  – коэффициенты;  $P_k$  – периоды гармонических колебаний;  $K$  – их количество. В работе [51], например, использованы пять значений периодов от 13 суток до одного года.

В некоторых случаях ряд координат содержит только одно значение, которое и является оценкой положения ГНСС-антенны. Такой способ определения координат сейсмических смещений по одному среднесуточному значению координат до и после землетрясения использован, например, в работах [79, 145]. Также в качестве окончательного может использоваться одно мгновенное (полученное в результате кинематической обработки) положение ГНСС-антенны [185].

Сложные функции для аппроксимации ряда координат используются редко. Наиболее частой практикой является определение положения станции усреднением нескольких среднесуточных координат [67, 76, 93, 189] или усреднением ряда мгновенных значений высокочастотных координат [58, 79, 84, 144]. Функции  $f_D(t)$  и  $f_{II}(t)$  в этих случаях равны константе. Одна из возможных схем определения смещения усреднением мгновенных значений высокочастотных координат показана на рисунке 4.1.

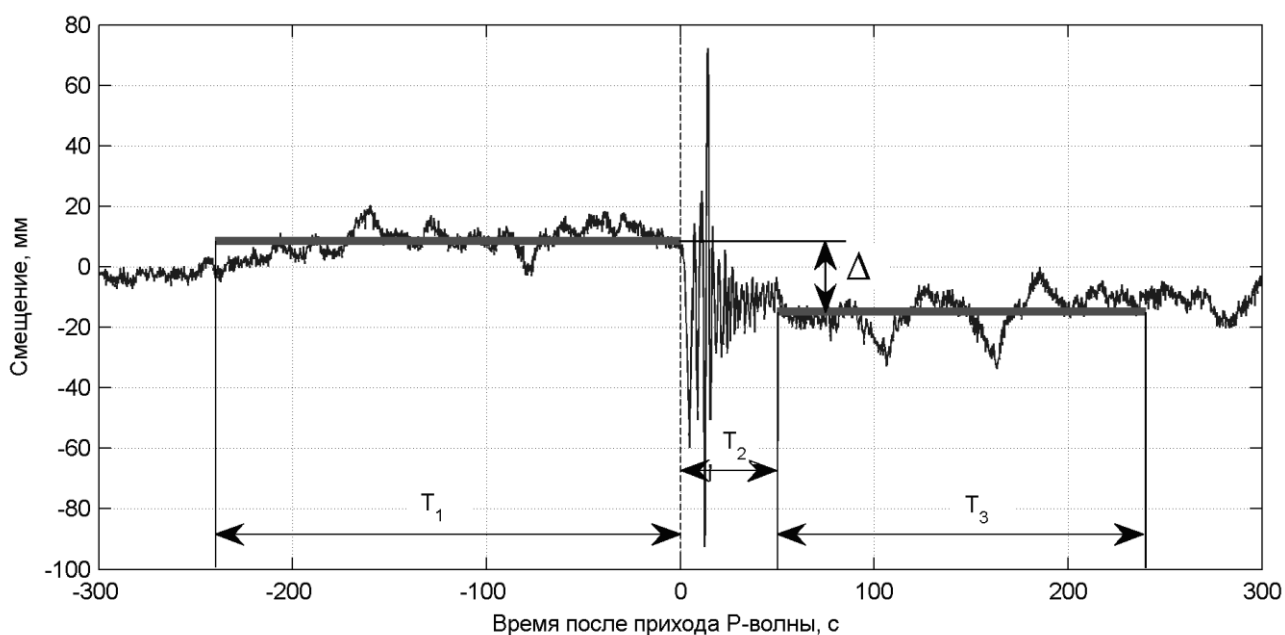


Рисунок 4.1 – Схема определения величины смещения усреднением мгновенных значений высокочастотных координат:  $T_1$ ,  $T_3$  – длины участков записи до и после смещения;  $T_2$  – длина исключаемого участка записи;  $\Delta$  – смещение

Оценки точности определения смещений по рядам среднесуточных координат можно найти во многих работах из тех, в которых анализировались поля ко-сейсмических смещений землетрясений [29, 152, 178]. СКО определения смещений варьируется в широких пределах – от десятых долей миллиметра до 2-3 мм. В некоторых случаях применение региональной фильтрации (см. раздел 4.3.1) позволяет снизить СКО [29].

Оценки точности определения статических смещений по рядам высокочастотных ГНСС-координат можно найти лишь в нескольких работах. Теоретические значения точности определения смещений, вычисленные на основе СПМ рядов координат, приведены в работе [111]. В этой работе GPS-данные обрабатывались в режиме реального времени методом относительного позиционирования при длине базовых линий от 2 до 28 км. Полученная СКО горизонтальных смещений – 2 мм при использовании 60 с данных и 4,5 мм при использовании только двух последовательных координат. Тем не менее, приведённые оценки нельзя применить к случаю с реальными землетрясениями, когда смещение происходит не мгновенно.

В работе [185], в которой каждое мгновенное положение ГНСС-антенны после смещения считалось окончательным, СКО определения вертикальных смещений оценена равной 12,2 см, СКО смещений на восток – 2,7 см, на север – 4,2 см. Хотя эта точность на 1-2 порядка ниже, чем точность определения смещений по среднесуточным координатам, она приемлема в случае рассматриваемого в этой работе землетрясения Tohoku-Oki, при котором горизонтальные смещения на десятках станций превышали 1 м.

В другой работе [194] приводятся следующие оценки точности определения косейсмических смещений в близком к реальному времени режиме: 1 см для горизонтальных направлений и 2,5 см в вертикальном направлении. Указанные значения, однако, никак не обосновываются, также не приводится конкретная методика определения косейсмических смещений.

#### **4.2 Статистическая модель ошибок определения смещений в режиме, близком к реальному времени**

Для моделирования ошибок определения смещений можно использовать аналитический [111] и статистический подход.

В настоящей работе используется статистический подход, заключающийся в получении большой и представительной выборки ошибок определения смеще-

ний и её статистическом анализе. К преимуществам этого подхода можно отнести то, что он позволяет использовать любой необходимый алгоритм определения смещений, легко и надёжно осуществлять контроль полученных результатов.

Статистическое распределение ошибок определения смещений позволяет рассчитать параметры, характеризующие точность определения смещений. В настоящей работе в качестве таких параметров используются СКО определения смещений и величина надёжно определяемых смещений. Под надёжно определяемыми смещениями здесь и далее понимаются смещения, величина которых в два раза больше ошибки их определения с 95% вероятностью.

#### 4.2.1 Исходные данные

В качестве исходных данных для формирования выборки ошибок определения смещений теоретически можно использовать следующие:

1. Имитацию обработки в режиме реального времени записей землетрясений, содержащих косейсмические смещения. Несмотря на очевидное преимущество этого источника данных (определяется фактическое смещение в реальных условиях его реализации), его использование невозможно по ряду причин. Во-первых, существующее количество записей сейсмических событий невелико и не позволяет собрать достаточную статистику. Во-вторых, истинная величина смещений остаётся неизвестной, следовательно, точно рассчитать ошибки определения косейсмических смещений невозможно.

2. Обработку в режиме реального времени данных ГНСС-измерений, содержащих смещение, вызванное физическим перемещением ГНСС-антенны в известное время на известное расстояние и в известном направлении. Этот подход подразумевает проведение определённого вида экспериментов с подвижной антенной, перемещение которой можно точно определять [118]. К отрицательным чертам данного подхода следует отнести его трудоёмкость и низкую производительность: для получения достаточной по объёму выборки потребуются тысячи

таких экспериментов. Не представляется возможным обеспечить пространственную представительность полученных результатов.

3. Обработку в режиме реального времени данных ГНСС-измерений, не содержащих реальных смещений. Этот метод можно рассматривать как экстремальный случай предыдущего подхода, но без проведения экспериментов с подвижной антенной. Смещение ГНСС-антенны известно и равно нулю, следовательно, ошибка определения смещения будет численно равна величине смещения, определяемого с использованием некоторого алгоритма. Этот подход был использован, например, в работе [44] для оценки магнитуды, которую может дать ложное срабатывание системы раннего предупреждения о цунами на основе ГНСС-данных (см. раздел 1.7.2). Он не требует дополнительных трудозатрат на подготовку и проведение экспериментов, позволяет получить практически неограниченную по объёму выборку ошибок определения смещений для статистического анализа, однако требует обоснования того, почему в случае реального землетрясения будут получены те же результаты.

В настоящей работе использовались только данные третьего типа, т.е. ряды координат, не содержащие реальных смещений. Необходимые исходные данные – ряды координат с достаточной пространственной и временной представительностью – уже были получены в Главе 3.

Для обоснования корректности использования в качестве исходных данных рядов ГНСС-координат, не содержащих смещений, следует рассмотреть влияние величины реального смещения на точность его определения.

Математическая модель программ обработки ГНСС-измерений накладывает лишь «слабые» искусственные ограничения на величину смещения от начального положения. В используемых в настоящей работе программах (см. разделы 2.3 и 3.4.2) изменение координат моделируется как белый шум со стандартным отклонением 100 м, что многократно превышает величины возможных смещений. Это означает, что точность определения координат не зависит от наличия и величины реального смещения.

Следует заметить, что в случае обработки данных ГНСС-измерений методом относительного позиционирования из-за возможного смещения базовой станции от заданного априорного положения возникнет дополнительная ошибка в координатах ровера («подвижной» антенны, координаты которой определяются) [2]:

$$M_D = \frac{D \cdot M_A}{21000}, \quad (4.5)$$

где  $D$  – длина базовой линии, км;  $M_A$  – ошибка в положении базовой станции;  $M_D$  – ошибка в длине базовой линии.

Из формулы (4.5) следует, что величина дополнительной ошибки в длине базовой линии на несколько порядков меньше величины смещения базовой станции, например, в 200 и в 1000 раз при длине базовой линии 105 и 21 км, соответственно, и поэтому не является существенной.

Таким образом, проведённый анализ показал, что точность определения координат не зависит от наличия и величины реального смещения (при обработке измерений методом относительного позиционирования зависит несущественно). В случае реального землетрясения следует ожидать те же ошибки определения косейсмических смещений, при условии использования одинаковых алгоритмов обработки ГНСС-измерений и одинаковых методов определения смещений.

#### 4.2.2 Методы определения статических смещений

Смещения в настоящей работе определялись отдельно по вертикальному направлению и по двум горизонтальным направлениям (север-юг и восток-запад), из которых рассчитывалось полное смещение в горизонтальной плоскости:

$$\Delta_{NE} = \sqrt{\Delta_N^2 + \Delta_E^2}, \quad (4.6)$$

где  $\Delta_N$ ,  $\Delta_E$  и  $\Delta_{NE}$  – смещения, соответственно, по северной и восточной компонентам и полные горизонтальные.

Поскольку истинное смещение равно нулю, рассчитанное смещение было равно абсолютной ошибке определения смещения:

$$m_{UD} = \Delta_{UD}, m_{NE} = \Delta_{NE}, \quad (4.7)$$

где  $\Delta_{UD}$  – определённое смещение по вертикальной компоненте;  $m_{UD}$  – ошибка определения смещения по вертикальной компоненте;  $m_{NE}$  – ошибка определения полного горизонтального смещения.

Используемая схема (см. рисунок 4.1) включает три параметра, влияющих на точность и определяющих величину задержки получения результата.

Параметр  $T_1$  определяет длину участка записи до начала смещения. Он не влияет на задержку получения результата и может быть сколь угодно большим. Использование большего числа отсчётов, т.е. большего числа исходных данных, должно повышать точность определения смещения.

Параметр  $T_2$  определяет длительность исключаемой записи, не используемой для определения смещения. Исключаемая запись содержит физическую реализацию смещения и сейсмические волны больших амплитуд. Её продолжительность может быть определена исходя из предварительно полученных оценок магнитуды и эпицентрального расстояния.

Параметр  $T_3$  определяет длину участка записи после смещения. Его выбор влияет не только на точность определения смещения, но и на величину задержки получения решения:

$$T_{delay} = T_2 + T_3. \quad (4.8)$$

В настоящей работе были использованы следующие методы определения статических смещений (рисунок 4.2):

1. Усреднение рядов координат до и после смещения (рисунок 4.2 Б).
2. Аппроксимация рядов координат до и после смещения полиномами первой и второй степени (рисунок 4.2 В, Г):

$$\begin{aligned} f(t) &= a_0 + a_1 \cdot t, \\ f(t) &= a_2 + a_3 \cdot t + a_4 \cdot t^2, \end{aligned} \quad (4.9)$$

где  $a_0, a_1, a_2, a_3, a_4$  – определяемые коэффициенты.



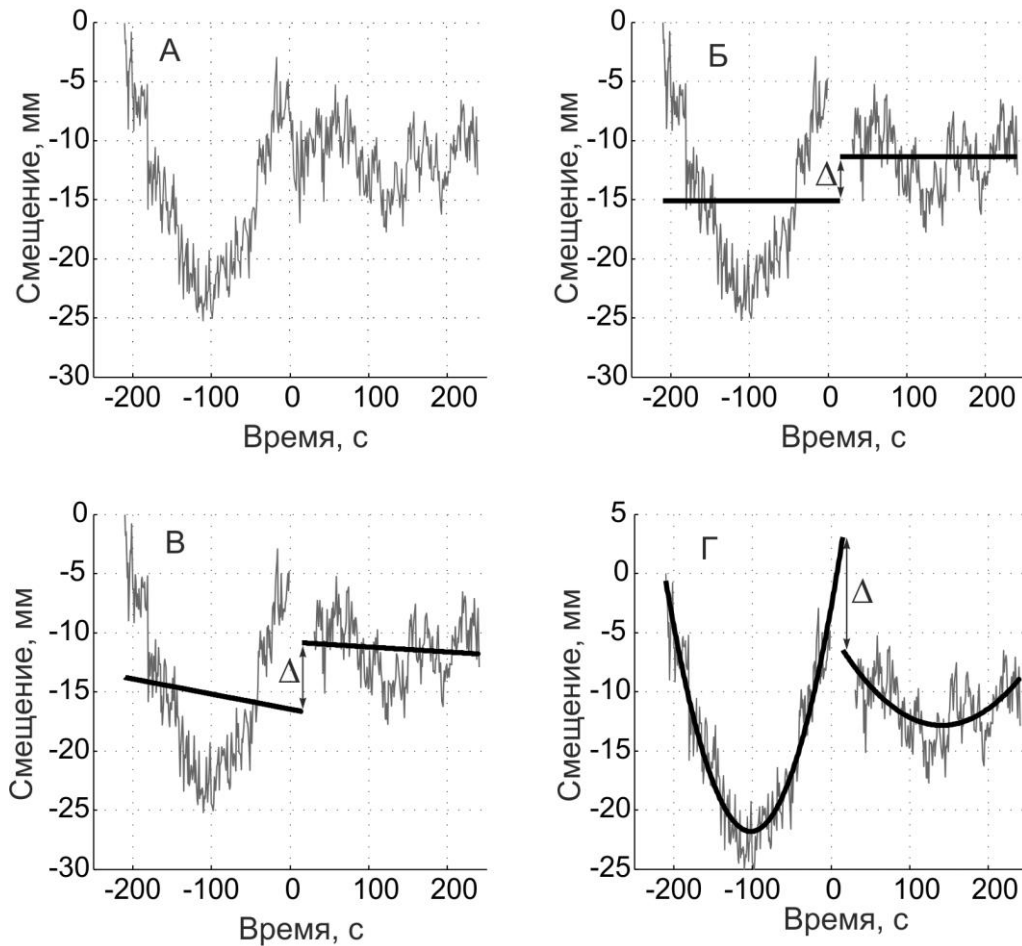


Рисунок 4.2 – Методы определения смещений: А – исходный ряд координат; Б – усреднение; В, Г – аппроксимация полиномами первой и второй степени

3. Усреднение рядов координат до и после смещения с использованием весовых коэффициентов. Вес отсчёта в момент времени  $t$  принимался равным

$$P(t) = |t - t_0|^W, \quad (4.10)$$

где  $t_0$  – время в середине вырезаемого фрагмента;  $W$  – коэффициент ( $-3 \leq W < 0$ ).

Соответственно, положение до или после смещения определялось по формуле весового среднего, например, до смещения:

$$X_{\text{д}} = \frac{\sum X(t) \cdot P(t)}{\sum P(t)}, \quad (4.11)$$

где  $X(t)$  – используемый ряд координат.

Следует заметить, что дополнительные весовые коэффициенты для определения статических смещений в известных работах не используются.

### 4.2.3 Результаты

Каждая полученная выборка ошибок определения смещений содержала более 180 тыс. значений. В первую очередь, было проведено сравнение точности определения смещений вышеперечисленными методами, которое заключалось в следующем. Для шести пар значений параметров  $T_2$  и  $T_3$  каждым методом были определены СКО горизонтальных смещений. Использовались два значения параметра  $T_2$  (30 и 60 с), а значения параметра  $T_3$  подбирались так, чтобы задержка получения результата составила 90, 180 и 300 с. Во всех случаях здесь и далее использовалось значение параметра  $T_1 = 300$  с. Результаты сравнения приведены в Таблице 4.1.

Таблица 4.1 – Сравнение методов определения смещений

Метод		СКО определения горизонтальных смещений, мм					
		$T_2=30$ с			$T_2=60$ с		
		$T_3=60$ с	$T_3=150$ с	$T_3=270$ с	$T_3=30$ с	$T_3=120$ с	$T_3=240$ с
Усреднение		7,8	8	8,2	8,4	8,4	8,6
Аппроксимация полиномами	1-й степени	8,9	8,4	8,5	13,3	10,2	9,7
	2-й степени	13,7	10,1	9,8	46	15,3	12,7
Усреднение с весовыми коэффициентами	$W = -1$	6,4	6,4	6,4	7,5	7,4	7,3
	$W = -1,5$	6	5,9	5,9	7,2	7	7
	$W = -2$	5,9	5,8	5,8	7,1	6,9	6,8

Из Таблицы 4.1 следует, что аппроксимация полиномами является значительно менее точным способом определения смещения. При использовании метода усреднения увеличение параметра  $T_3$ , т.е. добавление дополнительных данных, приводит к уменьшению точности. Предложенный метод с использованием весо-

вых коэффициентов не только компенсирует этот эффект, но и повышает точность определения смещений по сравнению с усреднением на 15-30% (при  $W = -2$ ).

Таким образом, для дальнейших расчётов был принят метод усреднения рядов координат до и после смещения с весовыми коэффициентами (4.10). Следовательно определить оптимальное значение коэффициента  $W$ . Для этого при фиксированных значениях параметров ( $T_1 = 300$  с,  $T_2 = 60$  с,  $T_3 = 120$  с) для значений коэффициента  $W$  от -3 до -0,2 с шагом 0,1 были определены СКО определения смещений (рисунок 4.3). Из рисунка 4.3 следует, что при  $-2,5 \leq W \leq -2$  достигается самая высокая точность определения смещений, причём для всего этого диапазона она отличается незначительно. Для дальнейших расчётов взято значение  $W = -2$ .

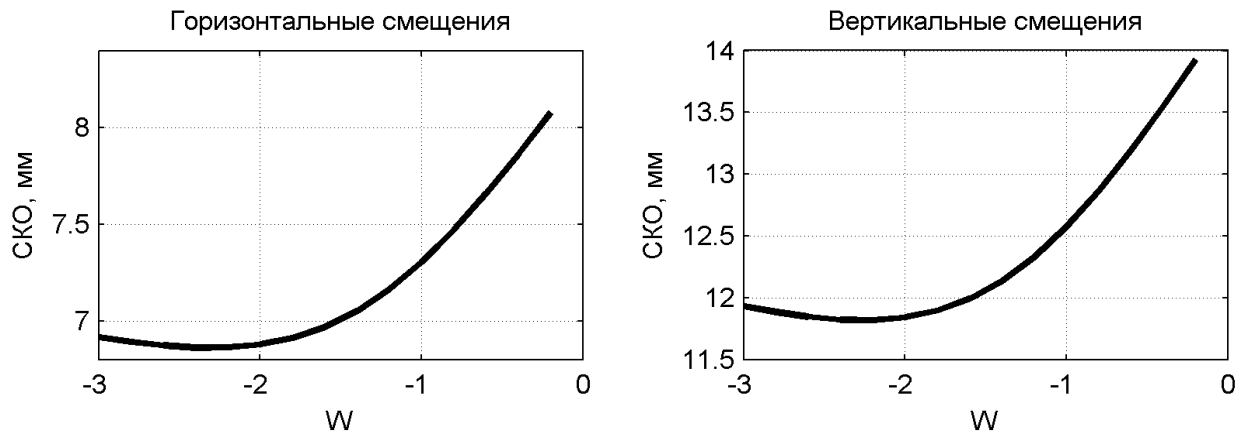


Рисунок 4.3: Определение оптимального значения коэффициента  $W$

Пример статистического распределения ошибок определения смещений в одной из выборок (при значениях  $T_2 = 30$  с и  $T_3 = 20$  с) показан на рисунке 4.4.

Следующим шагом было определение зависимости точности определения смещений от значений параметров  $T_2$  и  $T_3$ . Анализ рассчитанных для полученной каждой выборки значений СКО определения смещений и величин надёжно определяемых смещений показал, что наибольшее влияние на точность определения смещений оказывает параметр  $T_2$ , а влияние параметра  $T_3$  очень мало, в пределах 2-5%. Это хорошо видно из рисунка 4.5, на котором показаны зависимости точности определения смещений от параметра  $T_2$  в двух случаях: при значениях пара-

метра  $T_3$ , обеспечивающих задержку получения результата в 3 мин., и при значениях параметра  $T_3$ , обеспечивающих минимальную ( $T_2 + 20$  с) задержку.

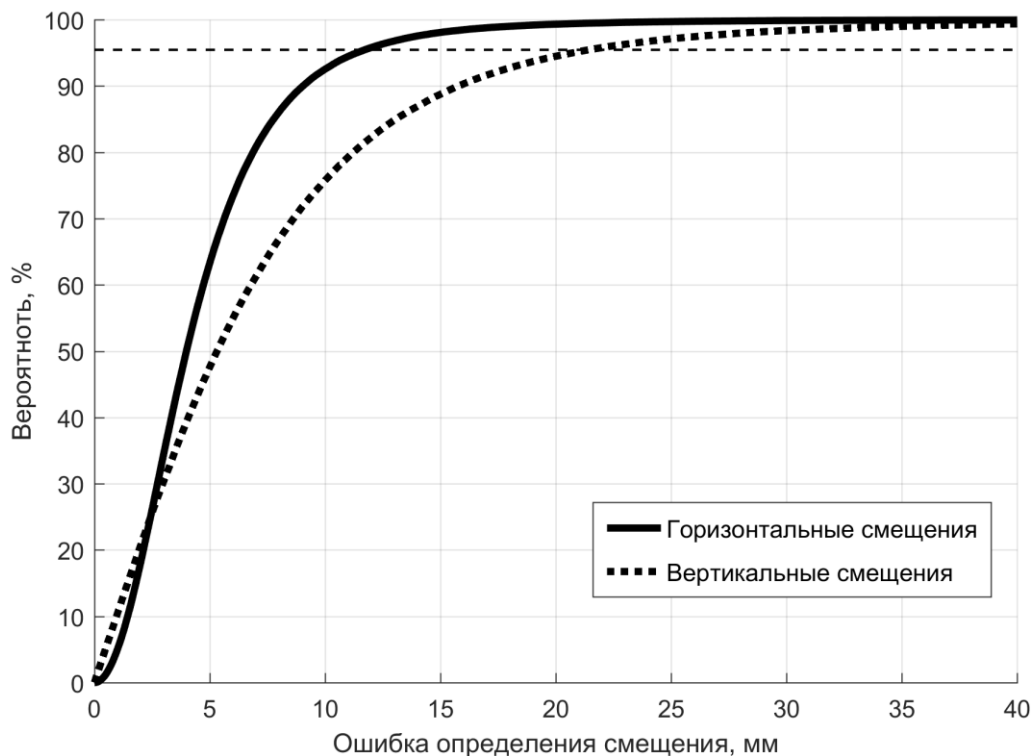


Рисунок 4.4 – Пример статистического распределения ошибок определения смещений (горизонтальной линией отмечена вероятность 95,45%)

Таким образом, рациональным представляется использовать короткие, порядка 20-30 с отрезки записи после смещения. Это позволяет значительно ускорить оценку смещения, потеряв в точности несколько десятых миллиметра.

Необходимо также не допускать завышения параметра  $T_2$ , поскольку это приводит к существенному понижению точности определения смещений. Например, СКО определения смещений в горизонтальной плоскости при  $T_2 = 60$  с и при  $T_2 = 90$  с различаются на 12%.

Таким образом, проведённый анализ позволяет утверждать, что величина надёжно определяемых косейсмических смещений сильно зависит от времени, которое занимает реализация смещения и прохождение сейсмических волн, и варьируется в пределах 20-30 мм (для горизонтальных смещений) и 40-55 мм (для вертикальных смещений).

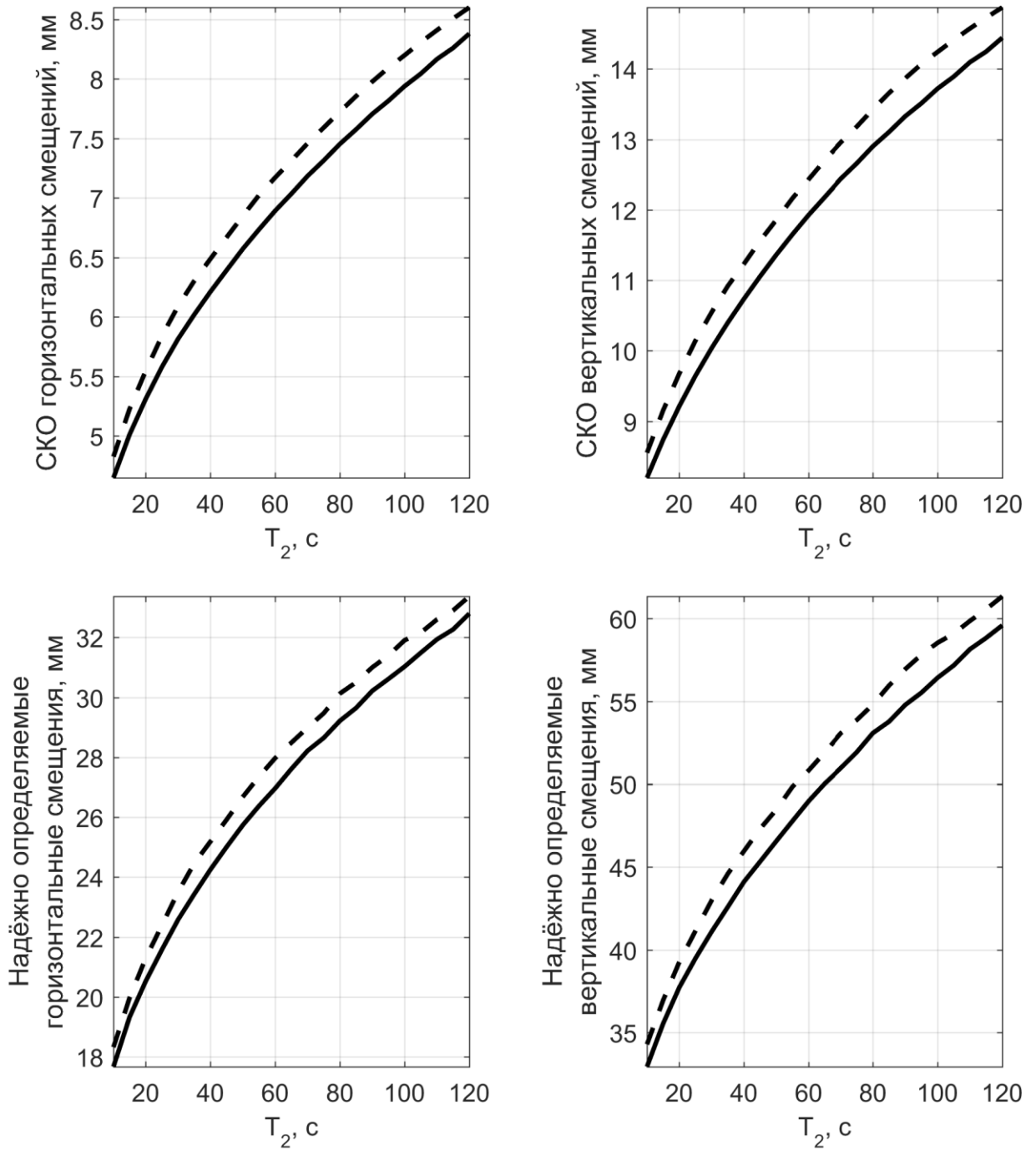


Рисунок 4.5 – СКО определения смещений и величины надёжно определяемых смещений в зависимости от параметра  $T_2$ . Сплошные линии – при задержке 3 мин., пунктир – при минимальной задержке, равной  $T_2 + 20$  с

## 4.3 Методы уменьшения ошибок определения смещений

### 4.3.1 Сидерическая и региональная фильтрация

Сидерическая фильтрация и региональная фильтрация остаются самыми эффективным и практически единственными применяемыми способами уменьшения шума в рядах ГНСС-координат, получаемых неподвижной ГНСС-антенной.

Сидерическая фильтрация была подробно рассмотрена в разделе 1.3.1. Приведённые выше оценки величин надёжно определяемых смещений были получены по рядам координат, к которым сидерическая фильтрация уже была применена (если это применение было рационально).

Концепция региональной фильтрации [162, 181] была разработана и применена для выделения ко- и постсейсмических смещений землетрясения в Калифорнии 28.06.1992 г ( $M_w=7.3$ ) [181] и заключается в следующем. Остаточные погрешности в рядах координат различных станций после моделирования ко- и постсейсмических смещений усредняются и образуют общую, пространственно-коррелированную ошибку измерений. Эта ошибка в дальнейшем вычитается из исходных рядов координат каждой станции. Таким образом, региональная фильтрация позволяет исключить пространственно-коррелированную ошибку группы станций и тем самым увеличить точность определения косейсмических смещений.

Этот подход, не учитывает пространственного распределения общей ошибки и, следовательно, накладывает ограничения на размер сети ГНСС-станций. В работе [129] указывается, что высокая корреляция между рядами среднесуточных координат двух станций сохраняется при расстояниях между ними до 1000 км. С дальнейшим увеличением расстояния корреляция уменьшается, практически исчезая при дистанции 6000 км (по компоненте север-юг) и 4000 км (по вертикальной компоненте и компоненте восток-запад).

В работе [66] рассмотрены другие способы применения региональной фильтрации: метод главных компонент (principal component analysis, PCA) и разложение Карунена-Лоева (Karhunen-Loeve expansion, KLE). Эти методы являются

обобщением традиционной региональной фильтрации, позволяют учитывать пространственное распределение общей ошибки группы станций. Однако, в той же работе [66] показано, что при протяжённости ГНСС сети порядка 500 км традиционная региональная фильтрация в среднем даёт практически такой же результат, что и KLE и лишь незначительно менее точный, чем PCA.

Метод PCA в настоящее время широко используется для уменьшения уровня шума при анализе данных сетей ГНСС-станций, в том числе для выделения косейсмических смещений [38, 51, 53, 104, 124].

В рассмотренных выше работах региональная фильтрация применяется только к среднесуточным рядам координат, не затронут ни вопрос её применения для анализа высокочастотных рядов координат, ни характеристики пространственной корреляции ошибки в таких рядах.

Оригинальную интерпретацию региональной фильтрации для высокочастотных рядов ГНСС-координат можно найти в работе [191], где с её помощью исключается влияние смещений базовой станции на результаты псевдокинематической обработки ГНСС-измерений методом относительного позиционирования. При землетрясении это влияние оказывается общей ошибкой всех станций с момента прихода сейсмических волн на базовую станцию. Предложенный авторами подход позволяет выбирать не слишком удалённую базовую станцию, что положительно сказывается на точности получаемых рядов координат, при этом, по утверждению авторов, не искажаются косейсмические смещения, даже если сама базовая станция также изменила своё положение. Однако большие вопросы вызывает как возможность автоматизации и применения данной методики в оперативном режиме, так и её универсальность в принципе.

#### **4.3.2 Новый метод повышения точности определения косейсмических смещений**

В настоящей работе предлагается новый метод повышения точности оперативного определения косейсмических смещений на основе одновременного ис-

пользования результатов обработки ГНСС-наблюдений методом PPP и методом относительного позиционирования.

Пусть имеется сеть из  $N$  ГНСС станций, данные которых доступны в режиме реального времени. После произошедшего землетрясения одновременно определяются косейсмические смещения станций методом PPP ( $x_1, x_2, \dots, x_N$ ) и разности косейсмических смещений станций  $i$  и  $j$  методом относительного позиционирования  $x_{i,j}$ . Здесь и далее под косейсмическими смещениями понимаются смещения по какой-либо одной компоненте, и подразумевается, что смещения по другим компонентам определяются независимо и аналогично.

Комбинируя указанные абсолютные и относительные определения косейсмических смещений, можно получить  $N$  различных способов вычисления смещения каждой  $i$ -й станции:

$$x_i, x_1 - x_{1,i}, x_2 - x_{2,i}, \dots, x_N - x_{N,i}, \quad (4.12)$$

где  $x_i$  – косейсмическое смещение  $i$ -й станции, определённое методом PPP;  $x_{i,j}$  – разности косейсмических смещений  $j$ -й и  $i$ -й станций, определённое методом относительного позиционирования.

Обозначим измерения (4.12) как  $y_k$ . Среди этих измерений одно прямое ( $x_i$ ), остальные выполнены относительно прочих ГНСС-станций, но «привязаны» к соответствующим измерениям, выполненным методом PPP.

Если рассматривать  $y_k$  как независимые квазиизмерения, можно определить их весовое среднее, которое будет точнее, чем каждое из измерений по отдельности, включая и прямое измерение, выполненное по результатам обработки в PPP:

$$Y = \frac{\sum_{k=1}^N y_k \cdot P_k}{\sum_{k=1}^N P_k}, \quad (4.13)$$

$$P_k = 1/dy_k^2, \quad (4.14)$$

$$dY^2 = \frac{1}{\sum_{k=1}^N P_k}, \quad (4.15)$$



где  $Y$  – весовое среднее измерений вида (4.12);  $N$  – количество станций;  $y_k$  – измерения вида (4.12);  $P_k$  – веса измерений  $y_k$ ;  $dy_k$  – СКО измерений  $y_k$ ;  $dY$  – СКО весового среднего  $Y$ .

Величины (4.12) вычисляются с использованием одних и тех же измерений, и, таким образом, не могут быть полностью независимыми, однако могут считаться таковыми в первом приближении по следующим причинам:

1. Ошибки определения смещений методом PPP в режиме реального времени характеризуются низкой пространственной корреляцией и обычно не содержат существенной общей компоненты.

2. Основные источники ошибок (кроме шума измерений, который представляет собой случайную величину с нормальным распределением) при обработке в режимах PPP и относительного позиционирования различны. Для PPP это ошибки часов спутников, для режима относительного позиционирования – ошибки эфемерид спутников. Ошибки, возникающие из-за неточного моделирования тропосферной задержки, также являются случайными.

Рассмотрим теоретический эффект увеличения точности определения смещений с использованием предложенного метода. Его можно получить, разделив СКО весового среднего на СКО измерения, выполненного по результатам обработки в PPP:

$$\frac{dY}{dy_1} = \sqrt{\frac{1}{dy_1^2 \cdot \sum_{k=1}^N P_k}} = \sqrt{\frac{P_1}{\sum_{k=1}^N P_k}} \quad (4.16)$$

Формула (4.16) показывает, во сколько раз теоретически должна уменьшиться ошибка определения смещения предложенным методом по сравнению с определением по результатам обработки методом PPP. Задавая значения среднеквадратических ошибок для каждого измерения вида (4.12), можно получить конкретные значения теоретической эффективности предложенной методики.

Далее рассмотрим только один простой случай, при котором:

1) СКО всех косейсмических смещений, определённых методом PPP, одинаковы и равны  $d_1$ ;

2) СКО всех косейсмических смещений, определённых методом относительного позиционирования, одинаковы и равны  $d_2$ .

Оба предположения вполне возможны, если все ГНСС-станции находятся в одинаковых условиях на сопоставимом и не слишком большом расстоянии друг от друга, а также оснащены оборудованием со схожими характеристиками.

Тогда получим следующую зависимость для теоретической эффективности:

$$dy_1^2 = d_1^2,$$

$$dy_2^2 = dy_3^2 = \dots = dy_N^2 = d_1^2 + d_2^2,$$

$$\sum_{k=1}^N P_k = \frac{1}{d_1^2} + (N-1) \cdot \frac{1}{d_1^2 + d_2^2} = \frac{N \cdot d_1^2 + d_2^2}{d_1^2 \cdot (d_1^2 + d_2^2)},$$

$$\frac{dY}{dy_1} = \sqrt{\frac{P_1}{\sum_{k=1}^N P_k}} = \sqrt{\frac{d_1^2 \cdot (d_1^2 + d_2^2)}{d_1^2 \cdot (N \cdot d_1^2 + d_2^2)}} = \sqrt{\frac{d_1^2 + d_2^2}{N \cdot d_1^2 + d_2^2}} = \sqrt{\frac{1 + (d_2/d_1)^2}{N + (d_2/d_1)^2}}, \quad (4.17)$$

где  $d_1$  – среднеквадратическая ошибка измерений косейсмических смещений, определённых методом PPP;  $d_2$  – среднеквадратическая ошибка измерений косейсмических смещений, определённых методом относительного позиционирования;

Зависимость теоретической эффективности метода (уменьшения ошибки определения смещений) от параметров  $N$  и  $d_2/d_1$  показана на рисунке 4.6.

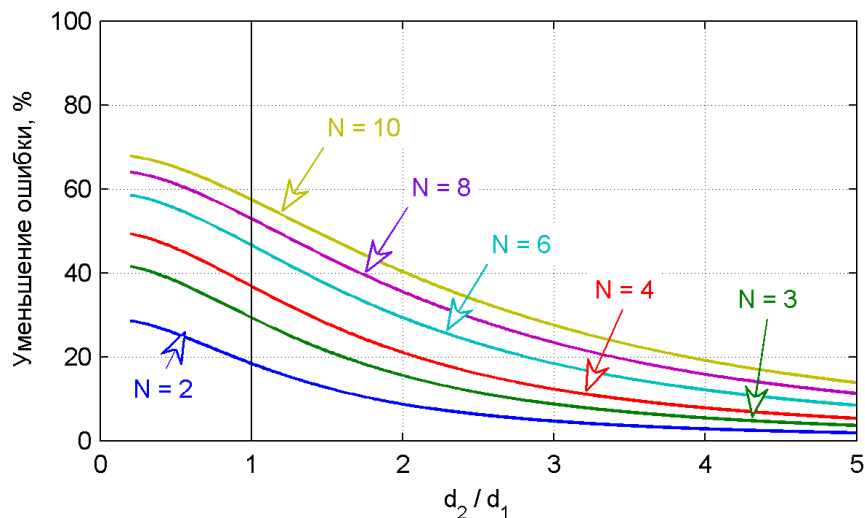


Рисунок 4.6 – Уменьшение ошибки определения смещений при использовании предлагаемого метода в зависимости от параметров  $N$  и  $d_2/d_1$

Из рисунка 4.6 видно, что теоретическая эффективность метода варьируется в очень широких пределах и сильно зависит от распределения точностей определения смещений двумя методами. При этом она тем выше, чем выше точность определения смещений методом относительного позиционирования. Необходимо также заметить, что коррелированность измерений на практике должна привести к получению несколько меньшей эффективности предложенного метода.

### **4.3.3 Обработка данных ГНСС-измерений методом относительного позиционирования**

Обработка данных ГНСС-измерений методом относительного позиционирования производилась с помощью программного комплекса GAMIT/GLOBK [77]. В состав программного комплекса GAMIT/GLOBK входят два модуля, позволяющих проводить кинематическую обработку ГНСС-измерений методом относительного позиционирования: модуль TRACK, предназначенный для постобработки данных, и модуль TRACKRT, предназначенный для обработки данных в режиме реального времени. В отличие от модуля TRACKRT, модуль TRACK обрабатывает данные ГНСС-измерений не последовательно, а полностью загружая их в память. Это даёт значительно больше возможностей для разрешения фазовых неоднозначностей.

Было проведено тестирование модуля TRACKRT, которое показало, что при расстояниях между станциями от нескольких десятков километров и более точность определяемых с его помощью координат ниже, чем точность, получаемая с помощью модуля TRACK, которая, в свою очередь, сравнима с точностью, получаемой в программе BNC. В обоих модулях использовалась прогнозная часть ультрабыстрых орбит IGU, предоставляемых сервисом IGS.

Несмотря на то, что модуль TRACK не предназначен для обработки данных в режиме реального времени, его можно использовать для оперативного определения косейсмических смещений. Для этого необходимо в режиме реального времени записывать потоки данных с ГНСС-приёмников в RINEX-файлы. Это легко

реализуется с помощью, например, программы BNC. После получения информации о произошедшем землетрясении и накопления достаточного количества данных спутниковых измерений, формируются исходные файлы для обработки. Продолжительность обработки в модуле TRACK будет входить в общую величину задержки получения результата.

Вычисления в настоящей работе производились на персональном компьютере с процессором Intel® Core™ i5-4570 и операционной системой Kubuntu 14.04. Серия экспериментов, проведённых для определения времени, затрачиваемого на обработку модулем TRACK, показала, что:

1. Продолжительность обработки данных прямо пропорциональна количеству эпох в исходных данных, при одинаковом количестве эпох она не зависит от интервала записи измерений.

2. Продолжительность обработки данных прямо пропорциональна количеству базовых линий между станциями, поэтому можно производить расчёт каждой базовой линии по отдельности.

3. Отклонения продолжительности обработки данных от среднего значения не превышают 50%, носят случайный характер и связаны, в первую очередь, с тем, что расчёт производится в несколько итераций и заканчивается только когда после очередной итерации не определены новые фазовые неоднозначности.

С учётом этого, среднее время расчёта можно записать как

$$T = \frac{K \cdot R}{U \cdot C}, \quad (4.18)$$

$$K = \frac{L}{f}, \quad (4.19)$$

где  $T$  – среднее время расчёта, с;  $K$  – количество эпох в обрабатываемых файлах;  $R$  – количество базовых линий;  $U$  – коэффициент, равный времени расчёта одной базовой линии в одну эпоху процессором определённого типа;  $C$  – количество потоков, в которые выполняются вычисления (не должно быть больше, чем количество ядер процессора);  $L$  – длина обрабатываемых файлов;  $f$  – интервал записи измерений.

Количество базовых линий связано с количеством станций следующим образом:

$$R = \frac{N^2 - N}{2}, \quad (4.20)$$

Окончательно среднее время расчёта:

$$T = \frac{L \cdot (N^2 - N)}{2 \cdot U \cdot C \cdot f} = \frac{K \cdot (N^2 - N)}{2 \cdot U \cdot C}, \quad (4.21)$$

Для вышеуказанной конфигурации персонального компьютера  $U = 36$ ;  $C = 4$ . Это позволяет использовать, например, для шести станций порядка 300 эпох, получая среднее время расчёта  $T = 31$  с. Увеличение количества эпох пропорционально увеличит среднее время расчёта.

#### 4.3.4 Программная реализация нового метода

Предлагаемая нами концепция автоматизированной системы определения смещений по ГНСС-данным как составной части системы раннего предупреждения о цунами основана на таковой из работ [58, 144], однако имеет одно существенное отличие. Поскольку предполагается регистрация малых величин смещений, использование ГНСС-данных как триггера всей системы не представляется возможным. Единственным возможным путём является использование для этой цели сейсмических данных. Использующие их современные системы и службы раннего предупреждения о землетрясении способны определить параметры сильного землетрясения в течение нескольких минут [33].

Чтобы применять разработанный новый метод для оперативного определения косейсмических смещений, необходимо в непрерывном режиме реализовать следующее:

1. Получение и обработку методом PPP (например, в программе BNC) данных ГНСС-измерений со всех используемых станций.
2. Сохранение данных ГНСС-измерений в RINEX-файлы.

3. Получение и сохранение каждые шесть часов актуальных ультрабыстрых орбит IGU.

После сильного землетрясения необходимо реализовать следующую последовательность действий:

1. Получение исходных данных о произошедшем землетрясении, включая оценки магнитуды, координат эпицентра, глубины гипоцентра, времени его возникновения. Принятие решения о необходимости проводить расчёт. Выбор ГНСС-станций.

2. Вычисление времени прихода Р и S волн, оценка продолжительности сейсмических колебаний значительных амплитуд для каждой выбранной ГНСС-станции.

3. Формирование (после накопления достаточного количества данных) файлов настроек для проведения расчётов в модуле TRACK, а также RINEX-файлов с данными ГНСС-измерений.

4. Расчёт в модуле TRACK.

5. Вычисление косейсмических смещений методами PPP и относительного позиционирования, оценка их СКО, вычисление весовых средних и их СКО по формулам (4.13-4.15).

В настоящей работе предложенный новый метод был реализован в виде программы-прототипа, предназначенной только для тестирования, и включающей в себя из вышеперечисленных пункты 3, 4 и 5. Разработанная программа «Прототип системы точного определения смещений по ГНСС-данным» была зарегистрирована в Роспатенте [23]. Она позволяет автоматизировано проводить ретроспективную обработку для целей тестирования разработанного метода, при этом её расчётный модуль можно будет без существенных изменений использовать в реальной системе определения смещений по ГНСС-данным. Копия свидетельства о государственной регистрации программы приведена в Приложении А на рисунке А3.

### 4.3.5 Тестирование нового метода

Разработанный метод повышения точности определения смещений был протестирован на двух наборах данных.

Первый набор данных включал шесть ГНСС-станций сети государства Бенин, входящих в американскую сеть CORS [59] (рисунок 4.7, А). Расстояние между станциями составляет от 82 до 444 км, в среднем 242 км. Второй набор данных включал шесть ГНСС-станций испанской сети Red GNSS de Castilla y León [155] (рисунок 4.7, Б). Расстояние между станциями составляет от 35 до 106 км, в среднем 62 км. В обоих наборах данных есть по одной станции, точность определения смещений на которой значительно ниже, чем на остальных пяти.

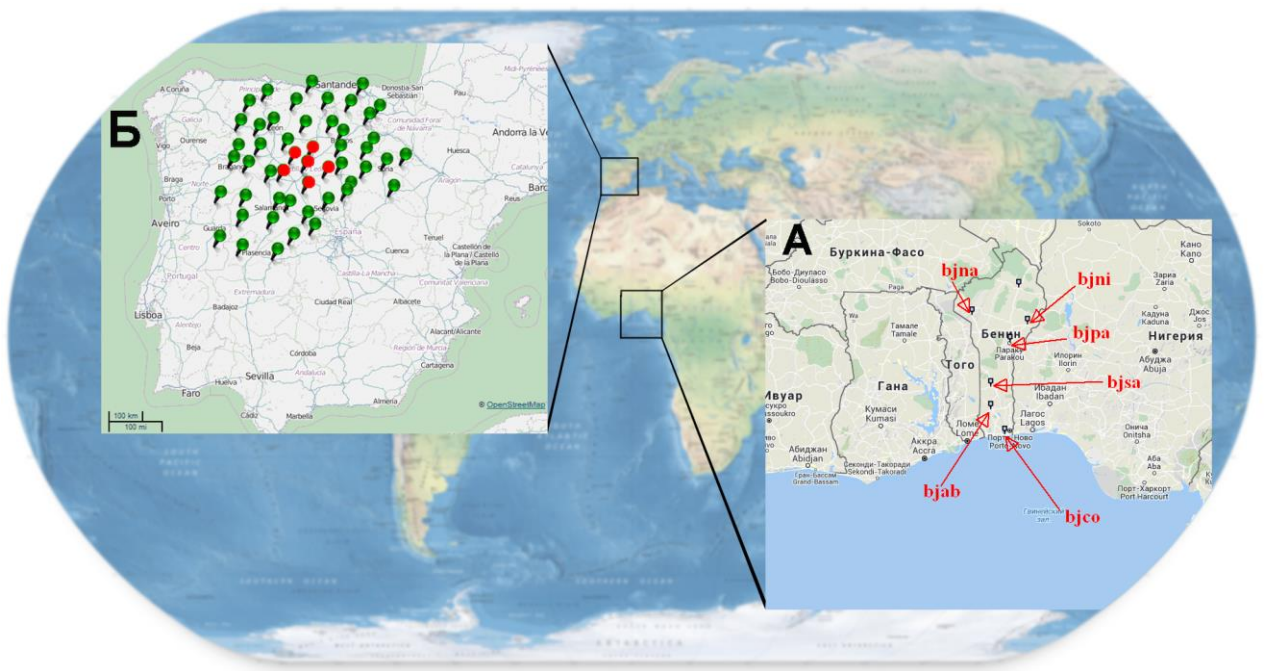


Рисунок 4.7 – Используемые для тестирования метода данные: А – шесть станций сети государства Бенин; Б) – шесть станций сети *Red GNSS de Castilla y León* (отмечены красными кружками)

В расчёте использовались значения  $L = 3600$  с,  $f = 15$  с. Использование больших значений интервала записи и длины измерений позволило сохранить приемлемую продолжительность расчёта и добиться максимальной эффективно-

сти метода, как показали предварительные результаты. По всей видимости, при меньшей продолжительности расчёта существенно возрастает риск неверного определения фазовых неоднозначностей и, как следствие, больших ошибок при определении смещений методом относительного позиционирования.

Для каждой станции сети Бенин были определено 1025 смещений, в сети Red GNSS de Castilla y León – 2143 смещения.

Полученные статистические распределения ошибок определения полных горизонтальных смещений приведены на рисунке 4.8 и в таблице 4.2.

Таблица 4.2 – Эффективность применения разработанного метода

Сеть	Станция	Ошибка определения смещения в плане с 95%-вероятностью, мм		Уменьшение ошибки, %
		Только по PPP	С применением разработанной методики	
Бенин	bjab	23,2	16,4	29
	bjco	14,1	13,6	4
	bjna	33,2	18,8	43
	bjni	23,5	18,9	20
	bjpa	20,2	16,0	21
	bjsa	21,4	16,8	21
	Все шесть станций	22,5	16,7	26
Red GNSS de Castilla y León	olme	9,5	8,9	6
	pale	9,9	8,9	10
	pena	9,2	8,4	9
	rios	22,8	16,4	28
	toro	10,8	10,5	3
	vala	9,3	8,9	4
	Все шесть станций	14,6	12	18

Уменьшение ошибок определения смещений наблюдается на всех станциях, составляя для сети Бенин в среднем величину 26%, для сети *Red GNSS de Castilla y León* – 18%. Эффективность разработанного метода сильно отличается для различных станций. В обеих сетях наибольшее относительное уменьшение ошибки



произошло на тех станциях, на которой наблюдаются наибольшие ошибки определения смещений методом PPP.

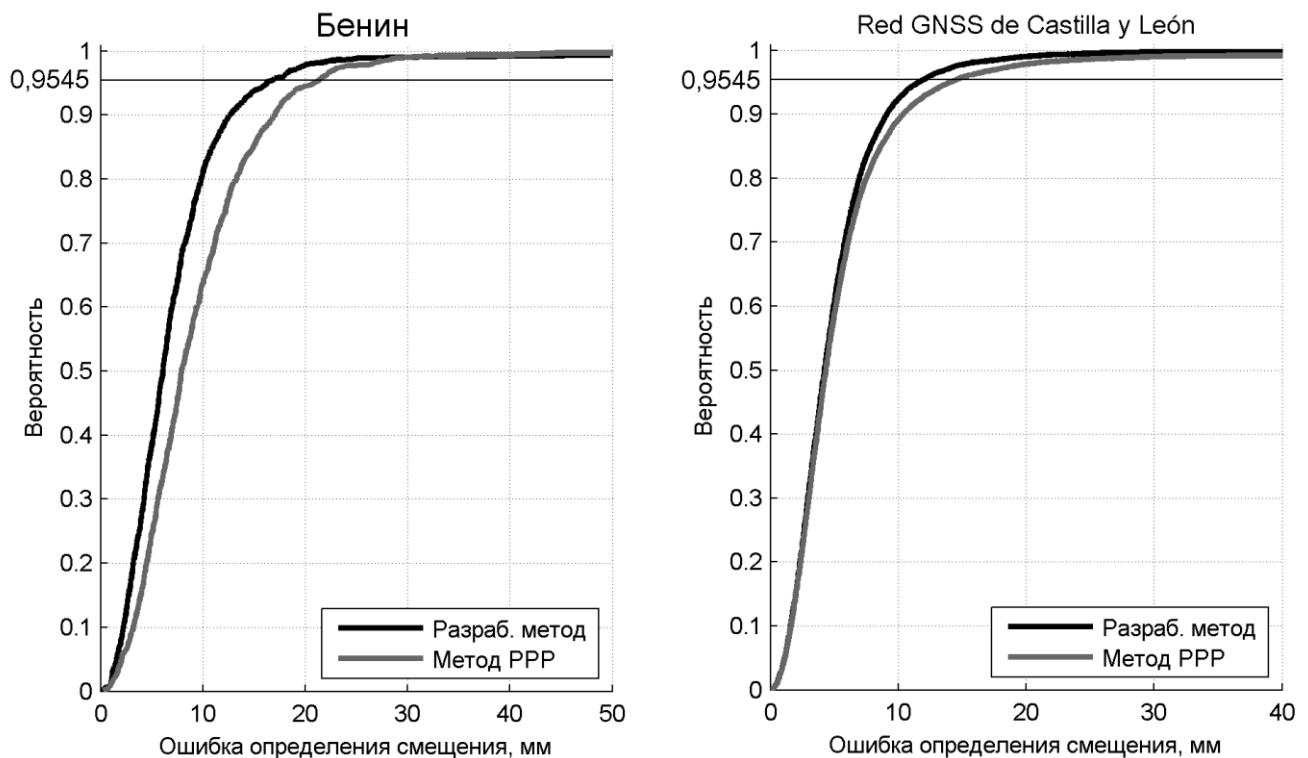


Рисунок 4.8: Статистические распределения ошибок определения смещений в плане по результатам обработки методом PPP и разработанным методом.

Уменьшение ошибок определения смещений на станциях сети Бенин происходит для всех уровней вероятности, в то время как на станциях сети *Red GNSS de Castilla y León* – в основном только для вероятности большей, чем 0,8, в то время как, например, медианная ошибка остаётся практически неизменной.

В обеих сетях уменьшился разброс точности определения смещений. Так, в сети Бенин стандартное отклонение величины 95%-й ошибки уменьшилось более чем в три раза (с 6,2 до 2 мм), для сети *Red GNSS de Castilla y León* – на 40% (с 5,4 до 3 мм). Это также свидетельствует о том, что сильнее уменьшаются в первую очередь самые большие ошибки.

В целом предложенный метод показал свою эффективность, хотя она, как и ожидалось, оказалась ниже теоретической.

## Выводы к Главе 4

1. Для расчёта косейсмических смещений предложен метод усреднения рядов координат до и после смещения с весовыми коэффициентами, который оказался на 15-30% точнее наиболее часто используемого простого усреднения.

2. По результатам статистического анализа получены оценки точности оперативного определения статических смещений по ГНСС-данным. СКО горизонтальных смещений составила 5-8 мм, вертикальных – 9-14 мм, в зависимости от продолжительности смещения. Это позволяет надёжно определять горизонтальные смещения, превышающие 20-30 мм, и вертикальные, превышающие 40-55 мм.

3. Разработан новый метод повышения точности оперативного определения косейсмических смещений на основе одновременной обработки методами PPP и относительного позиционирования. Новый метод реализован в виде программы-прототипа, которая нацелена на ретроспективную обработку для целей тестирования и включает полнофункциональный расчётный модуль.

4. Проведённое тестирование разработанного метода показало, что он позволяет уменьшить ошибки определения смещений, особенно значительные по величине, сильно уменьшить разброс точности определения смещений различными станциями сети. Средняя эффективность, т.е. уменьшение 95%-й ошибки определения смещений, составила для двух разных сетей из шести станций 26% и 18%.

## Заключение

В настоящей работе были изучены ряды координат, получаемые кинематической обработкой ГНСС-измерений, и их характеристики применительно к сейсмологии.

Поставлена и решена задача установления возможности использования ГНСС-приёмника как сейсмического инструмента, способного без искажений регистрировать сейсмические волны. Для этого использованы уникальные записи землетрясения Tohoku-Oki, сделанные близкорасположенными ГНСС и широкополосными сейсмическими станциями. Разработана, реализована в виде алгоритмов и программы и применена методика сравнения сейсмических и ГНСС-записей. Установлена идентичность записей волновых форм, полученных по ГНСС-данным и по данным широкополосных сейсмометров, в диапазоне периодов 11-500 с. Вместе с уже имеющимися результатами, это позволяет утверждать, что ГНСС-приёмник является полноценным сейсмическим инструментом и может без дополнительных искажений регистрировать сейсмические волны с периодами, по меньшей мере, 1-500 с.

Определены характеристики ГНСС-приёмника как сейсмического инструмента с точки зрения сейсмологии и в сравнении с современными сейсмическими приборами. Показано, что шум рядов координат является основным лимитирующим фактором использования ГНСС-приёмника в качестве сейсмического инструмента. Построены модели шума в рядах высокочастотных ГНСС-координат, проведено их сравнение с моделями сейсмического шума. Показано, что построенные модели представительны во времени и в пространстве. Дополнительно получены экспериментальные соотношения между уровнем шума по западной и северной компонентам как функция широты.

Для расчёта косейсмических смещений предложен метод усреднения рядов координат до и после смещения с весовыми коэффициентами. По результатам статистического анализа получена оценка точности оперативного определения

статических смещений по ГНСС-измерениям. Разработан, реализован в виде программы-прототипа и протестирован новый метод повышения точности оперативного определения косейсмических смещений на основе одновременного использования обработки ГНСС-измерений методами PPP и относительного позиционирования.

Проведённое сравнение полученных ГНСС-приёмником записей сейсмических колебаний с эталонными является обоснованием для широкого использования ГНСС-технологий в сейсмологии. ГНСС-приёмники могут использоваться как дополнительные сейсмометры при сейсмической томографии по поверхностным [63] и объёмным [86] волнам сильнейших землетрясений, это повысит разрешающую способность указанных методов. Один их примеров – определение дисперсии поверхностных волн на сверхдлинных периодах [63]. Вариации скорости распространения поверхностных волн являются важной исходной информацией для изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии.

Построенные модели шума в рядах высокочастотных ГНСС-координат позволяют прогнозировать применимость ГНСС-оборудования для регистрации сейсмических колебаний от землетрясений заданной магнитуды на различных расстояниях, а также оценить ожидаемое соотношение сигнал/шум на ГНСС-сейсмограммах, тем самым обоснованно планировать использование ГНСС-оборудования для получения сейсмических записей землетрясений.

Оценки точности оперативного определения статических смещений по данным ГНСС-измерений могут быть использованы, в первую очередь, при проектировании систем раннего предупреждения о землетрясениях, цунами, извержениях вулканов. Они позволят оценить возможности таких систем, например, при различных конфигурациях взаимного положения эпицентра землетрясения и ГНСС-станций и при различных значениях магнитуды, позволят спроектировать и обосновать оптимальное количество и расположение ГНСС-станций. В указанных системах может быть применён разработанный метод повышения точности определения смещений.

Наиболее перспективным продолжением данного исследования видится дальнейшее изучение вопросов, связанных с использованием данных ГНСС-измерений в системах раннего предупреждения о цунами. Одним из таких вопросов является выявление и формализация влияния на точность и надёжность определения параметров модели очага землетрясения различных факторов: магнитуды землетрясения, размера и конфигурации сети ГНСС-станций, а также количества предварительно задаваемых параметров модели очага землетрясения. Направленные на это исследования позволят оценить возможности использования систем раннего предупреждения о цунами, для обработки не только сильнейших землетрясений, но и землетрясений с магнитудой 6.5-7.5.

## Литература

1. Антонович, К. М. Использование спутниковых радионавигационных систем в геодезии. В 2 т. Т. 1 / К. М. Антонович. – М.: ФГУП "Картгеоцентр", 2005. – 334 с.
2. Антонович, К. М. Использование спутниковых радионавигационных систем в геодезии. В 2 т. Т. 2 / К. М. Антонович. – М.: ФГУП "Картгеоцентр", 2005. – 360 с.
3. Богнер, Р. Введение в цифровую фильтрацию / Р. Богнер, А. Константи́нидис. – М.: «Мир», 1976. – 216 с.
4. Быков, В.Г. Начало формирования единой сети геодинамических наблюдений ДВО РАН / В.Г. Быков, В.А. Бормотов, А.А. Коковкин и др. // Вестник ДВО РАН. – 2009. – № 4. – С. 83–93
5. Василенко, Н.Ф. Моделирование взаимодействия литосферных плит на о. Сахалин по данным GPS наблюдений / Н.Ф. Василенко, А.С. Прытков // Тихоокеанская геология. – 2012. – Т. 31. – № 1. – С. 42–48.
6. Глинченко, А.С. Цифровая обработка сигналов: В 2 ч. Ч. 1 / А.С. Глинченко. – Красноярск: Изд-во КГТУ, 2001. – 199 с.
7. Глобальная навигационная спутниковая система ГЛОНАСС. Интерфейсный контрольный документ. Навигационный радиосигнал в диапазонах L1 и L2 (редакция 5.1 2008 г.) [Электронный ресурс]: режим доступа: [http://russianspacesystems.ru/wp-content/uploads/2016/08/ICD\\_GLONASS\\_rus\\_v5.1.pdf](http://russianspacesystems.ru/wp-content/uploads/2016/08/ICD_GLONASS_rus_v5.1.pdf).
8. Глобальная навигационная спутниковая система ГЛОНАСС. Интерфейсный контрольный документ. Навигационный радиосигнал открытого доступа с кодовым разделением в диапазоне L1 (редакция 1.0 2016 г.) [Электронный

- ресурс]: режим доступа: <http://russianspacesystems.ru/wp-content/uploads/2016/08/IKD-L1-s-kod.-razd.-Red-1.0-2016.pdf>.
9. Глобальная навигационная спутниковая система ГЛОНАСС. Интерфейсный контрольный документ. Навигационный радиосигнал открытого доступа с кодовым разделением в диапазоне L2 (редакция 1.0 2016 г.) [Электронный ресурс]: режим доступа: <http://russianspacesystems.ru/wp-content/uploads/2016/08/IKD-L2-s-kod.-razd.-Red-1.0-2016.pdf>.
  10. Глобальная навигационная спутниковая система ГЛОНАСС. Интерфейсный контрольный документ. Навигационный радиосигнал открытого доступа с кодовым разделением в диапазоне L3 (редакция 1.0 2016 г.) [Электронный ресурс]: режим доступа: <http://russianspacesystems.ru/wp-content/uploads/2016/08/IKD-L3-s-kod.-razd.-Red-1.0-2016.pdf>.
  11. ГЛОНАСС. Принципы построения и функционирования / Под ред. А.И. Перова, В.Н. Харисова. – Изд. 4-е, перераб. и доп. – М.: Радиотехника, 2010. – 800 с.
  12. Гмурман, В.Е. Теория вероятностей и математическая статистика: Учеб. пособие для вузов / В.Е. Гмурман. – 9-е изд., стер. – М.: Высш. шк., 2003. – 479 с.
  13. Гольденберг, Л.М. Цифровая обработка сигналов: Справочник / Л.М. Гольденберг, Б.Д. Матюшкин, М.Н. Поляк. – М.: Радио и связь, 1985. – 312 с.
  14. Любушин, А.А. Анализ данных систем геофизического и экологического мониторинга / А.А. Любушин. – М.: Наука, 2007. – 228 с.
  15. Прытков, А.С. Дислокационная модель очага Углегорского землетрясения 2000 г. (о. Сахалин) / А.С. Прытков, Н.Ф. Василенко // Тихоокеанская геология. – 2006. – Т. 25. – № 6. – С. 115–122.
  16. **Пупатенко, В.В.** Моделирование шума в рядах высокочастотных ГНСС-координат, получаемых в режиме реального времени / **В.В. Пупатенко**, Н.В. Шестаков // Успехи современного естествознания. – 2017. – № 2. – С. 140-144.

17. **Пупатенко, В.В.** Оперативное определение косейсмических смещений по GPS-данным как основа систем предупреждения о цунами / **В.В. Пупатенко** // Стрoение литосферы и геодинамика: Материалы XXVII Всероссийской молодежной конференции с участием исследователей из других стран, Иркутск, 22–28 мая 2017 г. / отв. ред. Е.В. Складьев. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. – С. 188-189.
18. **Пупатенко, В.В.** Определение сейсмологических параметров и величин малых косейсмических смещений по результатам кинематической обработки GNSS-измерений / **В.В. Пупатенко, Н.В. Шестаков** // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска: Всероссийская научная конференция с международным участием, Южно-Сахалинск, 26-30 мая 2015 г. / под ред. Б.В. Левина, О.Н. Лихачевой. – Владивосток: Дальнаука, 2015. – Том 2. – С. 438-442.
19. **Пупатенко, В. В.** Сопоставление волновых форм землетрясения Тохoku, полученных сейсмологическим и геодезическими методами / **В.В. Пупатенко** // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Четвертой научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский, 29 сентября – 5 октября 2013 г. / Отв. ред. В.Н. Чебров. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С.94-97.
20. **Пупатенко, В.В.** Сопоставление волновых форм землетрясения Тохoku, полученных сейсмологическим и геодезическим методами / **В.В. Пупатенко** // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: VIII Косыгинские чтения: материалы Всероссийской конференции, 17-20 сентября 2013. Хабаровск / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Манилов. – Владивосток: Дальнаука, 2013. – С.440-443.
21. **Пупатенко, В.В.** Сравнительный анализ волновых форм землетрясения Тохoku 11 марта 2011 г., полученных сейсмологическим и геодезическим методами / **В.В. Пупатенко** // Вестник ДВО РАН. – 2014. – № 5. – С. 132-138.



22. **Пупатенко, В.В.** Характеристики GNSS-приёмника как сейсмического инструмента / **В.В. Пупатенко, Н.В. Шестаков** // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: IX Косыгинские чтения: материалы Всероссийской конференции, 13-15 сентября 2016, г. Хабаровск / отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Манилов. – Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2016. – С.282-285.
23. Свидетельство № 2017611456 о государственной регистрации программы для ЭВМ. Прототип системы точного определения смещений по ГНСС-данным / **В.В. Пупатенко** – Заявл. 21.12.2016. Зарегистрир. 03.02.2017.
24. Свидетельство № 2017612032 о государственной регистрации программы для ЭВМ. Верификация ГНСС-сейсмостанции / **В.В. Пупатенко** – Заявл. 23.12.2016. Зарегистрир. 14.02.2017.
25. Свидетельство № 2017617015 о государственной регистрации программы для ЭВМ. Автоматизация расчета спектрограмм в среде Matlab / К.С. Рябинкин, **В.В. Пупатенко** – Заявл. 27.02.2017. Зарегистрир. 21.06.2017. Правообладатель ИТиГ ДВО РАН.
26. Сорокин, А.А. Организация работы с данными глобальных навигационных спутниковых систем для комплексного исследования современных геодинамических процессов на юге Дальнего Востока России / А.А. Сорокин, С.П. Королев, Н.В. Шестаков, С.И. Мальковский, Г.И. Цой, **В.В. Пупатенко** // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2017. – Т. 14. – № 3. – С. 158–172.
27. Стеблов, Г.М. Динамика Курило-Камчатской зоны субдукции по данным GPS / Г.М. Стеблов, Н.Ф. Василенко, А.С. Прытков и др. // Физика Земли. – 2010. – № 5. – С. 77–82.
28. Хэмминг, Р.В. Цифровые фильтры / Р.В. Хэмминг; под ред. А.М. Трахтмана. – М: «Сов. радио», 1980. – 224 с.
29. Шестаков, Н.В. Моделирование косейсмических движений земной коры, инициированных глубокофокусным Охотоморским землетрясением

- 24.05.2013г.,  $M_w = 8.3$  / Н.В. Шестаков, М. Ohzono, Н. Takahashi, М.Д. Герасименко, В.Г. Быков, Е.И. Гордеев, В.Н. Чебров, Н.Н. Титков, С.С. Сероветников, Н.Ф. Василенко, А.С. Прытков, А.А. Сорокин, М.А. Серов, М.Н. Кондратьев, **В.В. Пупатенко** // ДАН. – 2014. – Т. 457. – № 4. – С. 471-476.
30. Agnew D. C., Larson K. M. Finding the repeat times of the GPS constellation // GPS solutions. – 2007. – Vol. 11. – No. 1. – P. 71-76.
31. Ahmed F. et al. Comparative analysis of real-time precise point positioning zenith total delay estimates // GPS Solutions. – 2014. – Vol. 20. – No. 2. – P. 187-199.
32. Allen R. M. et al. Real-time earthquake detection and hazard assessment by ElarmS across California // Geophysical Research Letters. – 2009. – Vol. 36. – L00B08.
33. Allen R. M. et al. The status of earthquake early warning around the world: an introductory overview // Seismological Research Letters. – 2009. – Vol. 80. – No. 5. – P. 682-693.
34. Aranda J. M. E. et al. Mexico City seismic alert system // Seismological Research Letters. – 1995. – Vol. 66. – No. 6. – P. 42-53.
35. Avallone A. et al. High-rate (1 Hz to 20 Hz) GPS coseismic dynamic displacements carried out during the Emilia 2012 seismic sequence // Annals of Geophysics. – 2012. – Vol. 55. – No. 4. – P. 773-779.
36. Avallone A. et al. Very high rate (10 Hz) GPS seismology for moderate-magnitude earthquakes: The case of the  $M_w$  6.3 L'Aquila (central Italy) event // Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012). – 2011. – Vol. 116. – B02305.
37. Banerjee P. et al. Coseismic slip distributions of the 26 December 2004 Sumatra–Andaman and 28 March 2005 Nias earthquakes from GPS static offsets // Bulletin of the Seismological Society of America. – 2007. – Vol. 97. – No. 1A. – P. S86-S102.
38. Barbot S., Fialko Y., Bock Y. Postseismic deformation due to the  $M_w$  6.0 2004 Parkfield earthquake: Stress-driven creep on a fault with spatially variable rate-

- and-state friction parameters // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012). – 2009. – Vol. 114. – B07405.
39. Berger J., Davis P., Ekström G. Ambient earth noise: a survey of the global seismographic network // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2004. – Vol. 109. – B11307.
  40. Bilich A., Cassidy J. F., Larson K. M. GPS seismology: Application to the 2002 Mw 7.9 Denali fault earthquake // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2008. – Vol. 98. – No. 2. – P. 593-606.
  41. BKG Ntrip Client (BNC) [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://igs.bkg.bund.de/ntrip/bnc> (дата обращения: 02.03.2017).
  42. Blewitt G. et al. Absolute far-field displacements from the 28 June 1992 Landers earthquake sequence // *Nature*. – 1993. – Vol. 361. – P. 340-342.
  43. Blewitt G. et al. GPS for real-time earthquake source determination and tsunami warning systems // *Journal of Geodesy*. – 2009. – Vol. 83. – No. 3-4. – P. 335-343.
  44. Blewitt G. et al. Rapid determination of earthquake magnitude using GPS for tsunami warning systems // *Geophysical Research Letters*. – 2006. – Vol. 33. – L11309.
  45. Bock Y. et al. Instantaneous geodetic positioning at medium distances with the Global Positioning System // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012). – 2000. – Vol. 105. – No. B12. – P. 28223-28253.
  46. Bock Y., Prawirodirdjo L., Melbourne T. I. Detection of arbitrarily large dynamic ground motions with a dense high-rate GPS network // *Geophysical Research Letters*. – 2004. – Vol. 31. – L06604.
  47. Bowman J. R., Baker G. E., Bahavar M. Ambient infrasound noise // *Geophysical research letters*. – 2005. – Vol. 32. – L09803.

48. Cai C. et al. Precise point positioning with quad-constellations: GPS, BeiDou, GLONASS and Galileo // *Advances in Space Research*. – 2015. – Vol. 56. – No. 1. – P. 133-143.
49. Cai C., Gao Y. Modeling and assessment of combined GPS/GLONASS precise point positioning // *GPS solutions*. – 2013. – Vol. 17. – No. 2. – P. 223-236.
50. Cauzzi C., Clinton J. A high-and low-noise model for high-quality strong-motion accelerometer stations // *Earthquake Spectra*. – 2013. – Vol. 29. – No. 1. – P. 85-102.
51. Chang E. T. Y., Chao B. F. Analysis of coseismic deformation using EOF method on dense, continuous GPS data in Taiwan // *Tectonophysics*. – 2014. – Vol. 637. – P. 106-115.
52. Cheloni D. et al. Coseismic and initial post-seismic slip of the 2009 Mw 6.3 L'Aquila earthquake, Italy, from GPS measurements // *Geophysical Journal International*. – 2010. – Vol. 181. – No. 3. – P. 1539-1546.
53. Chen J. et al. Latest GNSS results of the CMONOC network and its application in earthquake monitoring // *China Satellite Navigation Conference (CSNC) 2014 Proceedings: Volume II*. – Springer Berlin Heidelberg, 2014. – P. 415-424.
54. Chen J. et al. Performance of real-time precise point positioning // *Marine Geodesy*. – 2013. – Vol. 36. – No. 1. – P. 98-108.
55. Cheng L. W. et al. Coseismic and postseismic slip distribution of the 2003 Mw=6.5 Chengkung earthquake in eastern Taiwan: Elastic modeling from inversion of GPS data // *Tectonophysics*. – 2009. – Vol. 466. – No. 3. – P. 335-343.
56. Choi K. et al. Modified sidereal filtering: Implications for high-rate GPS positioning // *Geophysical research letters*. – 2004. – Vol. 31. – L22608.
57. Clinton J. F., Heaton T. H. Potential advantages of a strong-motion velocity meter over a strong-motion accelerometer // *Seismological Research Letters*. – 2002. – Vol. 73. – No. 3. – P. 332-342.

58. Colombelli S., Allen R. M., Zollo A. Application of real-time GPS to earthquake early warning in subduction and strike-slip environments // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2013. – Vol. 118. – No. 7. – P. 3448-3461.
59. Continuously Operating Reference Station (CORS) [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://www.ngs.noaa.gov/CORS/> (дата обращения: 26.02.17).
60. Cua G. et al. Real-time performance of the Virtual Seismologist earthquake early warning algorithm in southern California // *Seismological Research Letters*. – 2009. – Vol. 80. – No. 5. – P. 740-747.
61. Dach R. et al. Bernese GPS software version 5.0 – Bern: Astronomical Institute, University of Bern, 2007. – 640 p.
62. Daud M. E. et al. Long-baseline quasi-real time kinematic GPS data analysis for early tsunami warning // *Earth, planets and space*. – 2008. – Vol. 60. – No. 12. – P. 1191-1195.
63. Davis J. P., Smalley R. Love wave dispersion in central North America determined using absolute displacement seismograms from high-rate GPS // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*. – 2009. – Vol. 114. – B11303.
64. Delouis B., Nocquet J. M., Vallée M. Slip distribution of the February 27, 2010 Mw= 8.8 Maule earthquake, central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data // *Geophysical Research Letters*. – 2010. – Vol. 37. – L17305.
65. Diao F. Q., Xiong X., Zheng Y. Static slip model of the M w 9.0 Tohoku (Japan) earthquake: Results from joint inversion of terrestrial GPS data and seafloor GPS/acoustic data // *Chinese Science Bulletin*. – 2012. – Vol. 57. – No. 16. – P. 1990-1997.
66. Dong D. et al. Spatiotemporal filtering using principal component analysis and Karhunen-Loeve expansion approaches for regional GPS network analysis // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*. – 2006. – Vol. 111. – B03405.

67. Du Y. et al. Co-seismic deformation derived from GPS observations during April 20th, 2013 Lushan Earthquake, Sichuan, China // *Earthquake Science*. – 2013. – Vol. 26. – No. 3-4. – P. 153-160.
68. Ebinuma T., Kato T. Dynamic characteristics of very-high-rate GPS observations for seismology // *Earth, planets and space*. – 2012. – Vol. 64. – No. 5. – P. 369-377.
69. Ekström G., Nettles M., Dziewoński A. M. The global CMT project 2004–2010: centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 2012. – Vol. 200. – P. 1-9.
70. Elósegui P. et al. Accuracy of high-rate GPS for seismology // *Geophysical research letters*. – 2006. – Vol. 33. – L11308.
71. Emore G. L. et al. Recovering seismic displacements through combined use of 1-Hz GPS and strong-motion accelerometers // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2007. – Vol. 97. – No. 2. – P. 357-378.
72. Emore G. L. et al. Recovering seismic displacements through combined use of 1-Hz GPS and strong-motion accelerometers // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2007. – Vol. 97. – No. 2. – P. 357-378.
73. Estey L. H., Meertens C. M. TEQC: the multi-purpose toolkit for GPS/GLONASS data // *GPS solutions*. – 1999. – Vol. 3. – No. 1. – P. 42-49.
74. Fang R. X. et al. Determination of earthquake magnitude using GPS displacement waveforms from real-time precise point positioning // *Geophysical Journal International*. – 2014. – Vol. 196. – No. 1. – P. 461-472.
75. Fang R. X. et al. Epicenter and magnitude of large earthquake determined from high-rate GPS observations: A case study of the 2008 M8.0 Wenchuan earthquake // *Science China: Earth Sciences*. – 2014. – Vol. 57. – No. 7. – P. 1645-1652.
76. Feng G. et al. Geodetic model of the 2015 April 25 Mw 7.8 Gorkha Nepal Earthquake and Mw 7.3 aftershock estimated from InSAR and GPS data // *Geophysical Journal International*. – 2015. – Vol. 203. – No. 2. – P. 896-900.

77. GAMIT-GLOBK homepage [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/> (дата обращения: 05.03.17).
78. Ge L. et al. GPS seismometers with up to 20 Hz sampling rate // *Earth, planets and space*. – 2000. – Vol. 52. – No. 10. – P. 881-884.
79. Geng J. et al. A new seismogeodetic approach applied to GPS and accelerometer observations of the 2012 Brawley seismic swarm: Implications for earthquake early warning // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2013. – Vol. 14. – No. 7. – P. 2124-2142.
80. Genrich J. F., Bock Y. Instantaneous geodetic positioning with 10–50 Hz GPS measurements: Noise characteristics and implications for monitoring networks // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*. – 2006. – Vol. 111. – B03403.
81. Genrich J. F., Bock Y. Rapid resolution of crustal motion at short ranges with the Global Positioning System // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*. – 1992. – Vol. 97. – No. B3. – P. 3261-3269.
82. Graizer V. Strong motion recordings and residual displacements: What are we actually recording in strong motion seismology? // *Seismological Research Letters*. – 2010. – Vol. 81. – No. 4. – P. 635-639.
83. Graizer V. Tilts in strong ground motion // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2006. – Vol. 96. – No. 6. – P. 2090-2102.
84. Grapenthin R., Johanson I. A., Allen R. M. Operational real-time GPS-enhanced earthquake early warning // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2014. – Vol. 119. – No. 10. – P. 7944-7965.
85. Grapenthin R., Johanson I. A., Allen R. M. The 2014 Mw 6.0 Napa earthquake, California: Observations from real-time GPS-enhanced earthquake early warning // *Geophysical Research Letters*. – 2014. – Vol. 41. – No. 23. – P. 8269-8276.

86. Guo A. et al. Observation of core phase scs from the Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake with high-rate GPS // *Seismological Research Letters*. – 2013. – Vol. 84. – No. 4. – P. 594-599.
87. Guo A. Z. et al. Rapid earthquake focal mechanism inversion using high-rate GPS velocimeters in sparse network // *Science China: Earth Sciences*. – 2015. – Vol. 58. – No. 11. – P. 1970-1981.
88. Hadas T., Bosy J. IGS RTS precise orbits and clocks verification and quality degradation over time // *GPS Solutions*. – 2015. – Vol. 19. – No. 1. – P. 93-105.
89. Hatanaka Y. A Compression Format and Tools for GNSS Observation Data // *Bulletin of the Geographical Survey Institute*. – 2008. – Vol. 55. – P. 21-30.
90. Havskov J., Alguacil G. *Instrumentation in earthquake seismology*. – Dordrecht, the Netherlands: Springer Science & Business Media, 2010. – 365 p.
91. Havskov J., Ottemoller L. *Routine data processing in earthquake seismology* – Dordrecht, the Netherlands: Springer Science & Business Media, 2010. – 350 p.
92. Herring T. A., King R. W., McClusky S. C. *Introduction to Gamit/Globk* – Cambridge, Massachusetts: Massachusetts Institute of Technology, 2010. – 37 p.
93. Hill E. M. et al. The 2010 Mw 7.8 Mentawai earthquake: Very shallow source of a rare tsunami earthquake determined from tsunami field survey and near-field GPS data // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2012. – Vol. 117. – B06402.
94. Hoechner A. et al. Instant tsunami early warning based on real-time GPS–Tohoku 2011 case study // *Natural Hazards and Earth System Science*. – 2013. – Vol. 13. – No. 5. – P. 1285-1292.
95. Hofmann-Wellenhof B., Lichtenegger H., Collins J. *Global positioning system: theory and practice*. – Wien: Springer Science & Business Media, 2012. – 385 p.
96. Iinuma T. et al. Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (M9.0) refined by means of seafloor geodetic data // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*. – 2012. – Vol. 117. – B07409.



97. International GNSS Service [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.igs.org> (дата обращения: 02.03.2017).
98. International GNSS Service Real-time Service [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.igs.org/rtk> (дата обращения: 02.03.2017).
99. International GNSS Service. Network [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.igs.org/network> (дата обращения: 02.03.2017).
100. International GNSS Service. Products catalog [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <ftp://ftp.igs.org/pub/product/> (дата обращения: 02.03.2017).
101. Irwan M. et al. Measuring ground deformations with 1-Hz GPS data: the 2003 Tokachi-oki earthquake (preliminary report) // *Earth, planets and space*. – 2004. – Vol. 56. – No. 3. – P. 389-393.
102. Ito T. et al. Co-seismic offsets due to two earthquakes (Mw 6.1) along the Sumatran fault system derived from GNSS measurements // *Earth, Planets and Space*. – 2016. – Vol. 68. – No. 1. – P. 1-8.
103. Ji C. et al. Slip history of the 2003 San Simeon earthquake constrained by combining 1-Hz GPS, strong motion, and teleseismic data // *Geophysical research letters*. – 2004. – Vol. 31. – L17608.
104. Ji K. H., Herring T. A. Transient signal detection using GPS measurements: Transient inflation at Akutan volcano, Alaska, during early 2008 // *Geophysical Research Letters*. – 2011. – Vol. 38. – L06307.
105. Kamigaichi O. JMA earthquake early warning // *Journal of Japan Association for Earthquake Engineering*. – 2004. – Vol. 4. – No. 3. – P. 134-137.
106. King M. A., Williams S. D. P. Apparent stability of GPS monumentation from short-baseline time series // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012). – 2009. – Vol. 114. – B10403.

107. Koketsu K. et al. Joint inversion of strong motion and geodetic data for the source process of the 2003 Tokachi-oki, Hokkaido, earthquake // *Earth, planets and space*. – 2004. – Vol. 56. – No. 3. – P. 329-334.
108. Kouba J. Measuring seismic waves induced by large earthquakes with GPS // *Studia Geophysica et Geodaetica*. – 2003. – Vol. 47. – No. 4. – P. 741-755.
109. Kouba J., Héroux P. Precise point positioning using IGS orbit and clock products // *GPS solutions*. – 2001. – Vol. 5. – No. 2. – P. 12-28.
110. Koyama J., Shestakov N. V., Honda R. Strong ground motion recorded by high-rate sampling GPS at the closest site to the 2003 Tokachi-oki earthquake // *Earth, planets and space*. – 2004. – Vol. 56. – No. 3. – P. 383-387.
111. Langbein J., Bock Y. High-rate real-time GPS network at Parkfield: Utility for detecting fault slip and seismic displacements // *Geophysical research letters*. – 2004. – Vol. 31. – L15S20.
112. Larsen S. et al. Global Positioning System measurements of deformations associated with the 1987 Superstition Hills earthquake: evidence for conjugate faulting // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*. – 1992. – Vol. 97. – No. B4. – P. 4885-4902.
113. Larson K. M. GPS seismology // *Journal of Geodesy*. – 2009. – Vol. 83. – No. 3-4. – P. 227-233.
114. Larson K. M., Bilich A., Axelrad P. Improving the precision of high-rate GPS // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*. – 2007. – Vol. 112. – B05422.
115. Larson K. M., Bodin P., Gomberg J. Using 1-Hz GPS data to measure deformations caused by the Denali fault earthquake // *Science*. – 2003. – Vol. 300. – No. 5624. – P. 1421-1424.
116. Larson K. M., Miyazaki S. Resolving static offsets from high-rate GPS data: the 2003 Tokachi-oki earthquake // *Earth, planets and space*. – 2008. – Vol. 60. – No. 8. – P. 801-808.

117. Larson K. M., Nievinski F. G. GPS snow sensing: results from the EarthScope Plate Boundary Observatory // GPS solutions. – 2013. – Vol. 17. – No. 1. – P. 41-52.
118. Li C. Y. GNSS-Seismometry Integration for Rapid Far-Field Displacement Estimation: A thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy. – UCL (University College London), 2015. – 189 p.
119. Li P., Zhang X. Integrating GPS and GLONASS to accelerate convergence and initialization times of precise point positioning // GPS solutions. – 2014. – Vol. 18. – No. 3. – P. 461-471.
120. Li X. et al. New approach for earthquake/tsunami monitoring using dense GPS networks // Scientific reports. – 2013. – Vol. 3. – 2682.
121. Li X. et al. Real-time GNSS seismology using a single receiver // Geophysical Journal International. – 2014. – Vol. 198. – No. 1. – P. 72-89.
122. Li X. et al. Real-time high-rate co-seismic displacement from ambiguity-fixed precise point positioning: Application to earthquake early warning // Geophysical Research Letters. – 2013. – Vol. 40. – No. 2. – P. 295-300.
123. Li X. et al. Temporal point positioning approach for real-time GNSS seismology using a single receiver // Geophysical Research Letters. – 2013. – Vol. 40. – No. 21. – P. 5677-5682.
124. Liang S. et al. Three-dimensional velocity field of present-day crustal motion of the Tibetan Plateau derived from GPS measurements // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2013. – Vol. 118. – No. 10. – P. 5722-5732.
125. Lisowski M. et al. Geodetic estimate of coseismic slip during the 1989 Loma Prieta, California, earthquake // Geophysical Research Letters. – 1990. – Vol. 17. – No. 9. – P. 1437-1440.
126. Luo X. GPS stochastic modelling: signal quality measures and ARMA processes. – Dordrecht, the Netherlands: Springer Science & Business Media, 2013. – 345 p.

127. М 9.1 - near the east coast of Honshu, Japan / Earthquake Hazard Program, USGS [Электронный ресурс]: режим доступа: [https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/event page/official20110311054624120\\_30](https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/event page/official20110311054624120_30) (дата обращения: 05.03.17).
128. Mao A., Harrison C. G. A., Dixon T. H. Noise in GPS coordinate time series // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012). – 1999. – Vol. 104. – No. B2. – P. 2797-2816.
129. Márquez-Azúa B., DeMets C. Crustal velocity field of Mexico from continuous GPS measurements, 1993 to June 2001: Implications for the neotectonics of Mexico // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012). – 2003. – Vol. 108. – No. B9. – P. 2450.
130. McNamara D. E., Buland R. P. Ambient noise levels in the continental United States // *Bulletin of the seismological society of America*. – 2004. – Vol. 94. – No. 4. – P. 1517-1527.
131. Melgar D. et al. On robust and reliable automated baseline corrections for strong motion seismology // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2013. – Vol. 118. – No. 3. – P. 1177-1187.
132. Melgar D. et al. Rapid modeling of the 2011 Mw 9.0 Tohoku-oki earthquake with seismogeodesy // *Geophysical Research Letters*. – 2013. – Vol. 40. – No. 12. – P. 2963-2968.
133. Melgar D., Bock Y. Near-field tsunami models with rapid earthquake source inversions from land- and ocean-based observations: The potential for forecast and warning // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2013. – Vol. 118. – No. 11. – P. 5939-5955.
134. Miura S. et al. Co-and post-seismic slip associated with the 2005 Miyagi-oki earthquake (M7. 2) as inferred from GPS data // *Earth, planets and space*. – 2006. – Vol. 58. – No. 12. – P. 1567-1572.

135. Miyazaki S. et al. Modeling the rupture process of the 2003 September 25 To-kachi-Oki (Hokkaido) earthquake using 1-Hz GPS data // *Geophysical Research Letters*. – 2004. – Vol. 31. – L21603.
136. Moschas F., Stiros S. Noise characteristics of high-frequency, short-duration GPS records from analysis of identical, collocated instruments // *Measurement*. – 2013. – Vol. 46. – No. 4. – P. 1488-1506.
137. NASA's Archive of Space Geodesy Data [Электронный ресурс]. – Режим до-ступа: [https://cddis.nasa.gov/Data\\_and\\_Derived\\_Products/GNSS/high-rate\\_data.html](https://cddis.nasa.gov/Data_and_Derived_Products/GNSS/high-rate_data.html) (дата обращения: 26.02.17).
138. Nikolaidis R. M. et al. Seismic wave observations with the Global Positioning Sys-tem // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012). – 2001. – Vol. 106. – No. B10. – P. 21897-21916.
139. Ning T. et al. High-rate GNSS techniques for the detection of large seismic dis-placements // *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2009 IEEE Interna-tional, IGARSS 2009*. – IEEE, 2009. – Vol. 5. – P. V-359-V-362.
140. Nuttall A. H. Some windows with very good sidelobe behavior // *Acoustics, Speech and Signal Processing, IEEE Transactions on*. – 1981. – Vol. 29. – No. 1. – P. 84-91.
141. O'Toole T. B., Valentine A. P., Woodhouse J. H. Centroid–moment tensor inver-sions using high-rate GPS waveforms // *Geophysical Journal International*. – 2012. – Vol. 191. – No. 1. – P. 257-270.
142. Ogaja C., Satirapod C. Analysis of high-frequency multipath in 1-Hz GPS kine-matic solutions // *GPS Solutions*. – 2007. – Vol. 11. – No. 4. – P. 269-280.
143. Ohta Y. et al. Large surface wave of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake cap-tured by the very long baseline kinematic analysis of 1-Hz GPS data // *Earth, plan-ets and space*. – 2006. – Vol. 58. – No. 2. – P. 153-157.
144. Ohta Y. et al. Quasi real-time fault model estimation for near-field tsunami fore-casting based on RTK-GPS analysis: Application to the 2011 Tohoku-Oki earth-

- quake (Mw 9.0) // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2012. – Vol. 117. – B02311.
145. Ozawa S. et al. Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake // *Nature*. – 2011. – Vol. 475. – No. 7356. – P. 373-376.
146. Ozawa S. et al. Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 Tohoku earthquake, Japan // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2012. – Vol. 117. – B07404.
147. Park J. et al. Earth's free oscillations excited by the 26 December 2004 Sumatra-Andaman earthquake // *Science*. – 2005. – Vol. 308. – No. 5725. – P. 1139-1144.
148. Perfettini H. et al. Seismic and aseismic slip on the Central Peru megathrust // *Nature*. – 2010. – Vol. 465. – No. 7294. – P. 78-81.
149. Perfettini H., Avouac J. P. The seismic cycle in the area of the 2011 Mw9.0 Tohoku-Oki earthquake // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2014. – Vol. 119. – No. 5. – P. 4469-4515.
150. Peterson J. Observations and modeling of seismic background noise. / USGS Open-File Report 93-322 – Albuquerque: U.S. Geological Survey, 1993. – 94 p.
151. Plag H. P. et al. Solid Earth deformations induced by the Sumatra earthquakes of 2004–2005: GPS detection of co-seismic displacements and tsunami-induced loading // *Dynamic Planet. International Association of Geodesy Symposia*, vol. 130. – Berlin, Heidelberg: Springer, 2007. – P. 549-556.
152. Pollitz F. F. et al. Coseismic slip distribution of the February 27, 2010 Mw 8.8 Maule, Chile earthquake // *Geophysical Research Letters*. – 2011. – Vol. 38. – L09309.
153. **Pupatenko, V.V.** GPS/GLONASS observations in geodynamics, seismology, tsunami early warning systems / **V.V. Pupatenko** // *Moscow International School of Earth Sciences - 2016. Abstracts of International conference. 23-28 May 2016* / Editor-in-chief L.N. Kogarko. – M.: GEOKHI RAS, 2016. – P.98-100.

154. Ragheb A. E., Clarke P. J., Edwards S. J. GPS sidereal filtering: coordinate-and carrier-phase-level strategies // *Journal of Geodesy*. – 2007. – Vol. 81. – No. 5. – P. 325-335.
155. Red GNSS de Castilla y León [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://gnss.itacyl.es/> (дата обращения: 05.03.17).
156. Rocken C., Van Hove T., Ware R. Near real-time GPS sensing of atmospheric water vapor // *Geophysical Research Letters*. – 1997. – Vol. 24. – No. 24. – P. 3221-3224.
157. Rolandone F. et al. Coseismic slip distribution of the 2003 Mw 6.6 San Simeon earthquake, California, determined from GPS measurements and seismic waveform data // *Geophysical research letters*. – 2006. – Vol. 33. – L16315.
158. RTKLIB. An Open Source Program Package for GNSS Positioning [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://rtklib.com/> (дата обращения: 02.03.2017).
159. Segall P., Davis J. L. GPS applications for geodynamics and earthquake studies // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 1997. – Vol. 25. – No. 1. – P. 301-336.
160. Shestakov N. V. et al. Analysis of the far-field crustal displacements caused by the 2011 Great Tohoku earthquake inferred from continuous GPS observations // *Tectonophysics*. – 2012. – Vol. 524. – P. 76-86.
161. Shi C. et al. Recent development of PANDA software in GNSS data processing // *International Conference on Earth Observation Data Processing and Analysis*. – Bellingham: SPIE, 2008. – P. 72851S-1-72851S-9.
162. Smith K. D. et al. Evidence for deep magma injection beneath Lake Tahoe, Nevada-California // *Science*. – 2004. – Vol. 305. – No. 5688. – P. 1277-1280.
163. Snay R. A., Soler T. Continuously operating reference station (CORS): history, applications, and future enhancements // *Journal of Surveying Engineering*. – 2008. – Vol. 134. – No. 4. – P. 95-104.

164. Sobolev S. V. et al. Tsunami early warning using GPS-Shield arrays // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012). – 2007. – Vol. 112. – B08415.
165. Stein S., Okal E. A. Seismology: Speed and size of the Sumatra earthquake // *Nature*. – 2005. – Vol. 434. – No. 7033. – P. 581-582.
166. Stempfhuber W., Buchholz M. A precise, low-cost RTK GNSS system for UAV applications // *Conference on Unmanned Aerial Vehicle in Geomatics, Zürich*. – 2011. – P. 289-293.
167. Sugiyama S. et al. Initial field observations on Qaanaaq ice cap, northwestern Greenland // *Annals of Glaciology*. – 2014. – Vol. 55. – No. 66. – P. 25-33.
168. Takasu T., Yasuda A. Development of the low-cost RTK-GPS receiver with an open source program package RTKLIB // *International symposium on GPS/GNSS*. – Jeju, Korea: International Convention Centre, 2009. – P. 4-6.
169. Takeo M. Rotational motions observed during an earthquake swarm in April 1998 offshore Ito, Japan // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2009. – Vol. 99. – No. 2B. – P. 1457-1467.
170. Tong X., Sandwell D. T., Fialko Y. Coseismic slip model of the 2008 Wenchuan earthquake derived from joint inversion of interferometric synthetic aperture radar, GPS, and field data // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012). – 2010. – Vol. 115. – B04314.
171. Tregoning P. et al. A decade of horizontal deformation from great earthquakes // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2013. – Vol. 118. – No. 5. – P. 2371-2381.
172. Tsai V. C. et al. Multiple CMT source analysis of the 2004 Sumatra earthquake // *Geophysical Research Letters*. – 2005. – Vol. 32. – L17304.
173. Tsuji H. et al. Coseismic crustal deformation from the 1994 Hokkaido-Toho-Oki earthquake monitored by a nationwide continuous GPS array in Japan // *Geophysical Research Letters*. – 1995. – Vol. 22. – No. 13. – P. 1669-1672.



174. Tu R. Fast determination of displacement by PPP velocity estimation // *Geophysical Journal International*. – 2014. – Vol. 196. – No. 3. – P. 1397-1401.
175. Tung S., Masterlark T. Coseismic slip distribution of the 2015 Mw7. 8 Gorkha, Nepal, earthquake from joint inversion of GPS and InSAR data for slip within a 3-D heterogeneous Domain // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2016. – Vol. 121. – P. 3479-3503.
176. Wang G. Q. et al. Comparisons of ground motions from colocated and closely spaced one-sample-per-second global positioning system and accelerograph recordings of the 2003 M 6.5 San Simeon, California, earthquake in the Parkfield region // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2007. – Vol. 97. – No. 1B. – P. 76-90.
177. Wang J., Iz B. H., Lu C. Dependency of GPS positioning precision on station location // *GPS Solutions*. – 2002. – Vol. 6. – No. 1-2. – P. 91-95.
178. Wang M. et al. Far-field coseismic displacements associated with the 2011 Tohoku-oki earthquake in Japan observed by Global Positioning System // *Chinese Science Bulletin*. – 2011. – Vol. 56. – No. 23. – P. 2419-2424.
179. Wang R. et al. The 2011 Mw 9.0 Tohoku Earthquake: Comparison of GPS and Strong-Motion Data // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2013. – Vol. 103. – No. 2B. – P. 1336-1347.
180. Wang Y. B. et al. Estimation of Co-Seismic Slip Distribution of the 2011 Tohoku-Oki Mw9. 0 Earthquake Using Yabuki & Matsu'ura's Inverse Method // *Chinese Journal of Geophysics*. – 2012. – Vol. 55. – No. 4. – P. 418-428.
181. Wdowinski S. et al. Southern California Permanent GPS Geodetic Array: Spatial filtering of daily positions for estimating coseismic and postseismic displacements induced by the 1992 Landers earthquake // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*. – 1997. – Vol. 102. – No. B8. – P. 18057-18070.
182. Weber G., Dettmering D., Gebhard H. Networked transport of RTCM via internet protocol (NTRIP) // *A Window on the Future of Geodesy*. International Associa-

- tion of Geodesy Symposia, vol. 128. – Berlin, Heidelberg: Springer, 2005. – P. 60-64.
183. Welch P. D. The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: A method based on time averaging over short, modified periodograms // IEEE Transactions on audio and electroacoustics. – 1967. – Vol. 15. – No. 2. – P. 70-73.
184. Williams S. D. P. et al. Error analysis of continuous GPS position time series // Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012). – 2004. – Vol. 109. – B03412.
185. Wright T. J. et al. Real-time, reliable magnitudes for large earthquakes from 1 Hz GPS precise point positioning: The 2011 Tohoku-Oki (Japan) earthquake // Geophysical Research Letters. – 2012. – Vol. 39. – L12302.
186. Wu Y. M., Kanamori H. Experiment on an onsite early warning method for the Taiwan early warning system // Bulletin of the Seismological Society of America. – 2005. – Vol. 95. – No. 1. – P. 347-353.
187. Wu Y. M., Zhao L. Magnitude estimation using the first three seconds P-wave amplitude in earthquake early warning // Geophysical Research Letters. – 2006. – Vol. 33. – L16312.
188. Xu P. et al. High-rate precise point positioning (PPP) to measure seismic wave motions: an experimental comparison of GPS PPP with inertial measurement units // Journal of Geodesy. – 2013. – Vol. 87. – No. 4. – P. 361-372.
189. Yang S., Tan K., Wang Q. Co-seismic effect of the 2011 Japan earthquake on the Crustal Movement Observation Network of China // Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences. – 2013. – Vol. 24. – No. 4I. – P. 531-540.
190. Yin H. et al. Strong Ground Motion Recorded by High-Rate GPS of the 2008 Ms 8.0 Wenchuan Earthquake, China // Seismological Research Letters. – 2013. – Vol. 84. – No. 2. – P. 210-218.

191. Yin H., Wdowinski S. Improved detection of earthquake-induced ground motion with spatial filter: case study of the 2012 M= 7.6 Costa Rica earthquake // *GPS Solutions*. – 2014. – Vol. 18. – No. 4. – P. 563-570.
192. Yuan Y. et al. Real-time retrieval of precipitable water vapor from GPS precise point positioning // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2014. – Vol. 119. – No. 16. – P. 10044-10057.
193. Yue H. et al. Rupture process of the 2010 Mw 7.8 Mentawai tsunami earthquake from joint inversion of near-field hr-GPS and teleseismic body wave recordings constrained by tsunami observations // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2014. – Vol. 119. – No. 7. – P. 5574-5593.
194. Yue H., Lay T. Inversion of high-rate (1 sps) GPS data for rupture process of the 11 March 2011 Tohoku earthquake (Mw 9.1) // *Geophysical Research Letters*. – 2011. – Vol. 38. – L00G09.
195. Zhang J. et al. Southern California Permanent GPS Geodetic Array: Error analysis of daily position estimates and site velocities // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*. – 1997. – Vol. 102. – No. B8. – P. 18035-18055.
196. Zhang Y., Xu L., Chen Y. Rupture process of the 2011 Tohoku earthquake from the joint inversion of teleseismic and GPS data // *Earthquake Science*. – 2012. – Vol. 25. – No. 2. – P. 129-135.
197. Zheng Y. et al. 5Hz GPS seismology of the El Mayor—Cucapah earthquake: estimating the earthquake focal mechanism // *Geophysical Journal International*. – 2012. – Vol. 190. – No. 3. – P. 1723-1732.
198. Zumberge J. F. et al. Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*. – 1997. – Vol. 102. – No. B3. – P. 5005-5017.

## Приложение А

## Копии свидетельств о государственной регистрации программы для ЭВМ

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



**СВИДЕТЕЛЬСТВО**  
о государственной регистрации программы для ЭВМ  
**№ 2017612032**

**Верификация ГНСС-сейсмостанции**

Правообладатель: *Пупатенко Виктор Викторович (RU)*

Автор: *Пупатенко Виктор Викторович (RU)*

Заявка № **2016664556**  
Дата поступления **23 декабря 2016 г.**  
Дата государственной регистрации  
в Реестре программ для ЭВМ **14 февраля 2017 г.**

Руководитель Федеральной службы  
по интеллектуальной собственности

 Г.П. Ивлиев



Рисунок А1 – Копия свидетельства о государственной регистрации программы для ЭВМ «Верификация ГНСС-сейсмостанции»

## Продолжение Приложения А

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



## СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации программы для ЭВМ

№ 2017617015

Автоматизация расчета спектрограмм в среде Matlab

Правообладатель: *Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина Дальневосточного отделения Российской академии наук (RU)*

Авторы: *Рябинкин Константин Сергеевич (RU),  
Пушпатенко Виктор Викторович (RU)*

Заявка № 2017611556

Дата поступления 27 февраля 2017 г.

Дата государственной регистрации

в Реестре программ для ЭВМ 21 июня 2017 г.

Руководитель Федеральной службы  
по интеллектуальной собственности

 Г.П. Ивлиев



Рисунок А2 – Копия свидетельства о государственной регистрации программы для ЭВМ «Автоматизация расчета спектрограмм в среде Matlab»

## Окончание Приложения А

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



## СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации программы для ЭВМ

№ 2017611456

Прототип системы точного определения смещений по  
ГНСС-даннымПравообладатель: *Пупатенко Виктор Викторович (RU)*Автор: *Пупатенко Виктор Викторович (RU)*

Заявка № 2016664549

Дата поступления 21 декабря 2016 г.

Дата государственной регистрации

в Реестре программ для ЭВМ 03 февраля 2017 г.


Руководитель Федеральной службы  
по интеллектуальной собственности
 Г.П. Ивлиев


Рисунок А3 – Копия свидетельства о государственной регистрации программы для ЭВМ «Прототип системы точного определения смещений по ГНСС-данным»

## Приложение Б

## Наложение волновых форм, полученных по ГНСС и сейсмическим данным

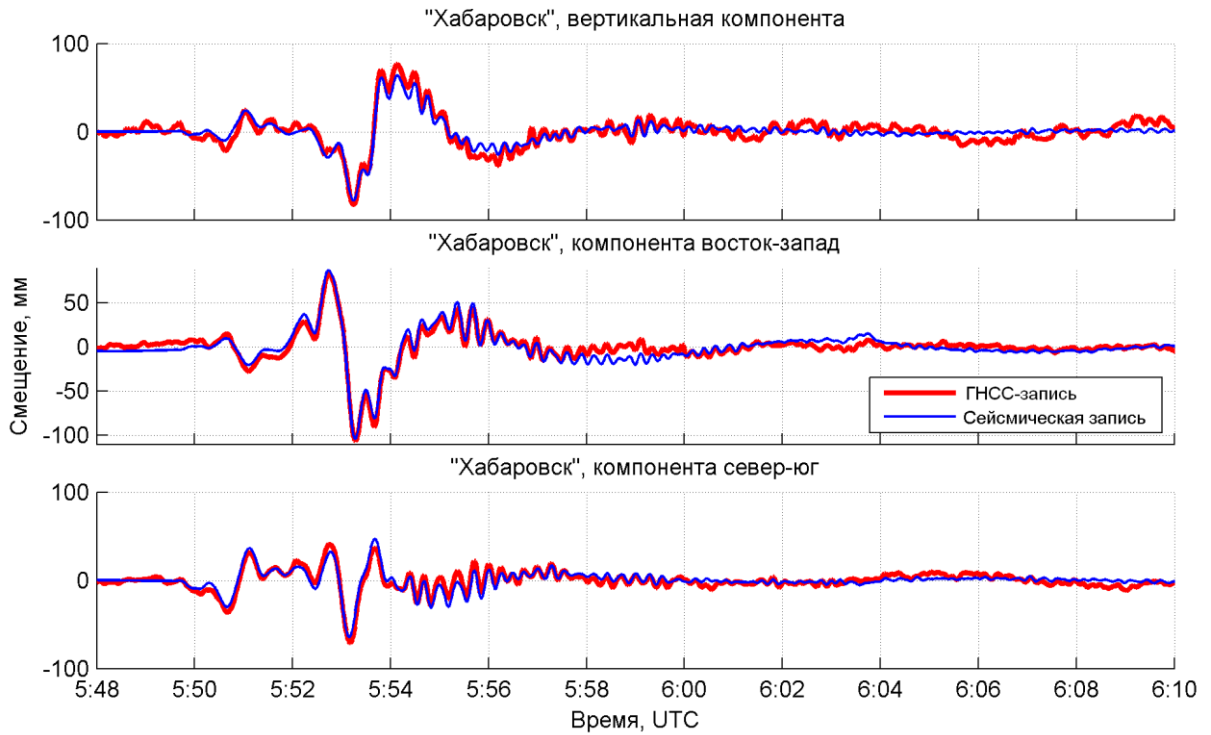


Рисунок Б1 – Наложение волновых форм, полученных по ГНСС и сейсмическим данным, на пункте «Хабаровск» (диапазон периодов 10-500 с)

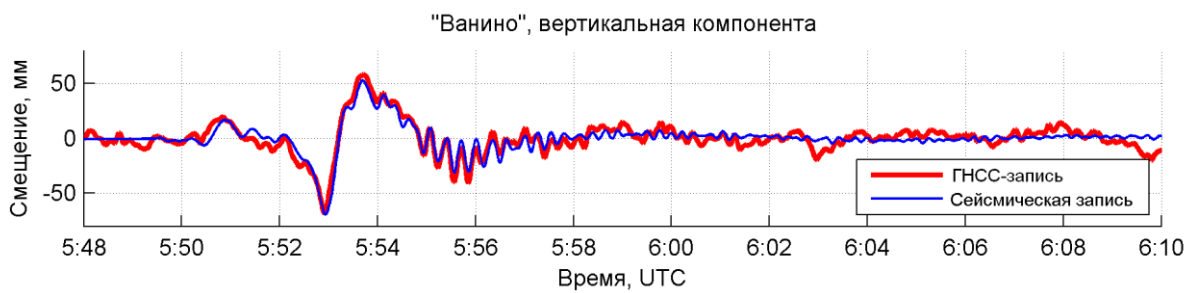


Рисунок Б2 – То же, что на рисунке Б1, но для пункта «Ванино»

## Продолжение Приложения Б

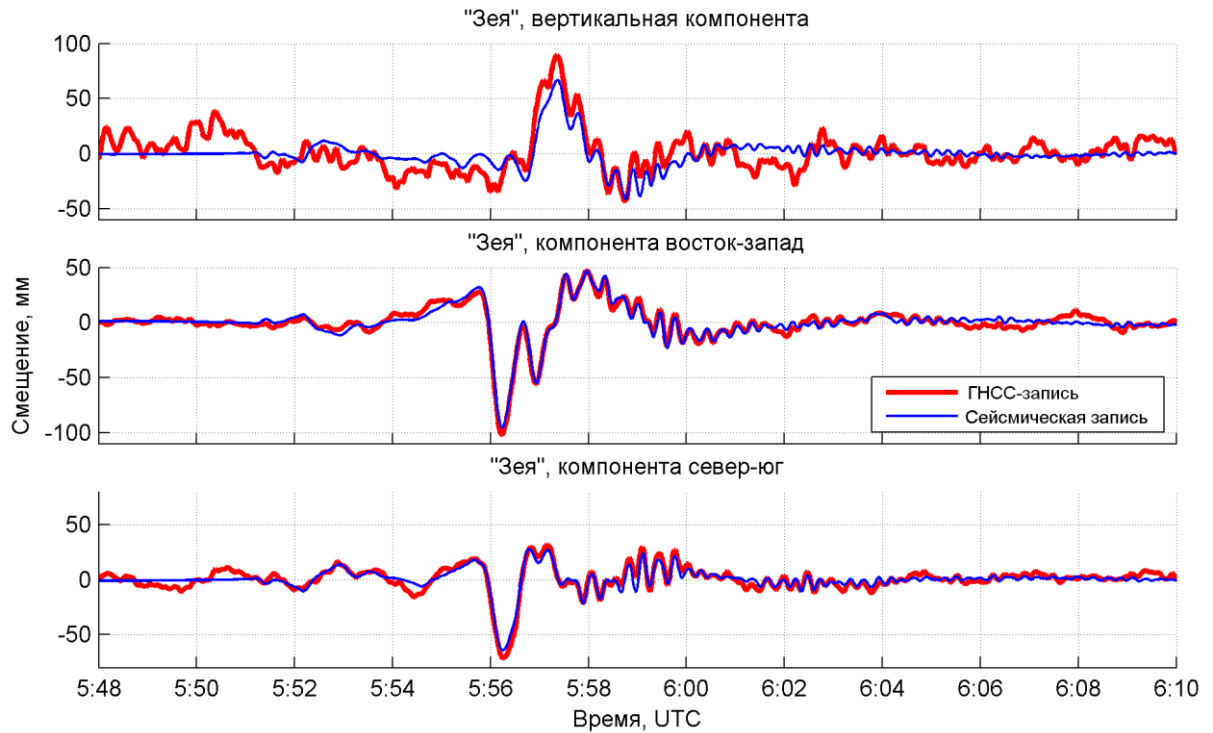


Рисунок Б3 – То же, что на рисунке Б1, но для пункта «Зея»

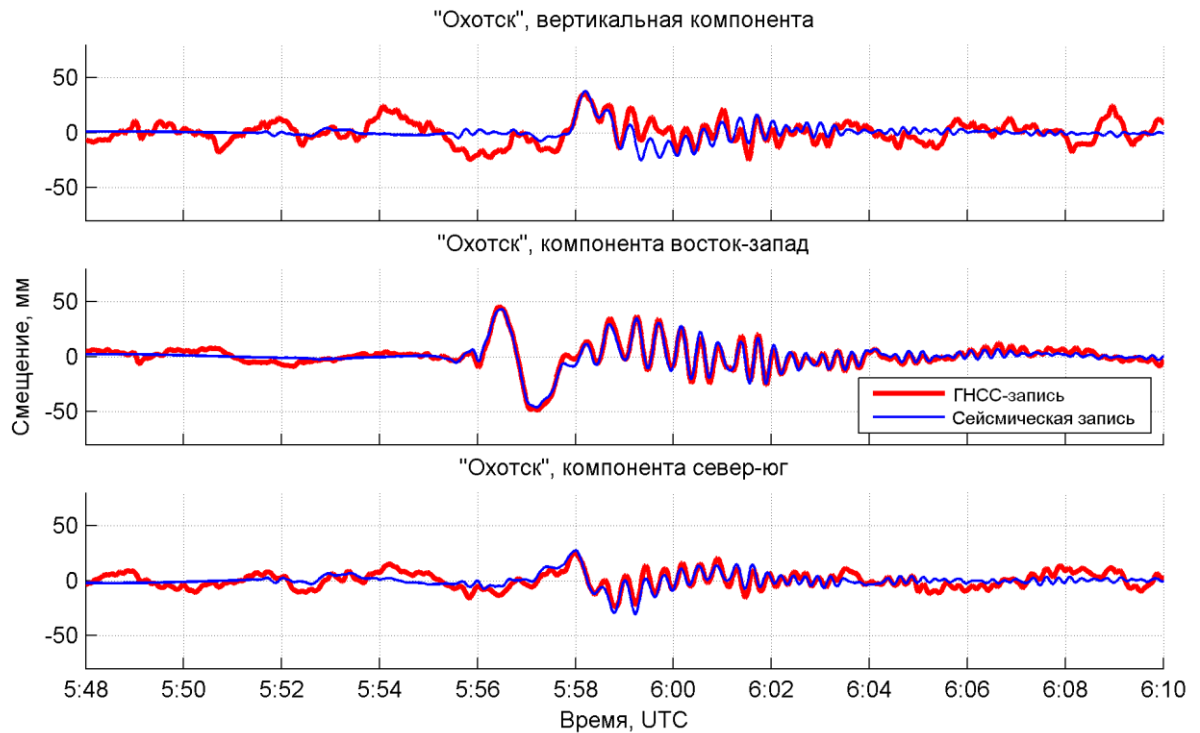


Рисунок Б4 – То же, что на рисунке Б1, но для пункта «Охотск»



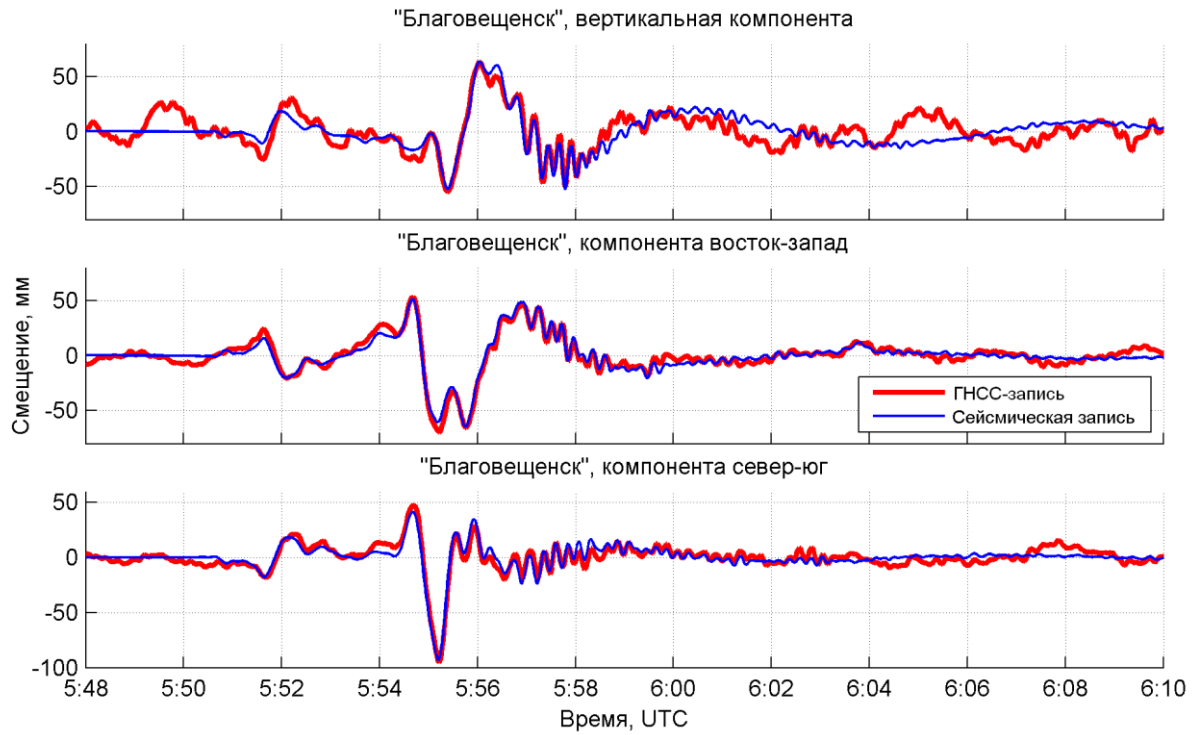
**Окончание Приложения Б**

Рисунок Б5 – То же, что на рисунке Б1, но для пункта «Благовещенск»

## Приложение В

### Разности волновых форм, полученных по ГНСС и сейсмическим данным

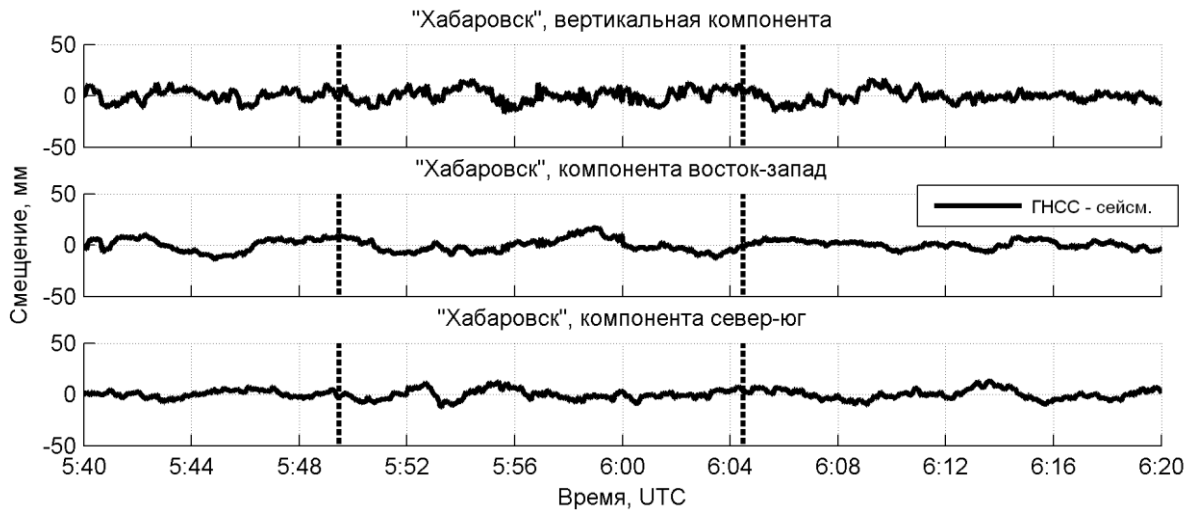


Рисунок В1 – Разности волновых форм, полученных по ГНСС и сейсмическим данным, на пункте «Хабаровск» (диапазон периодов 10-500 с)

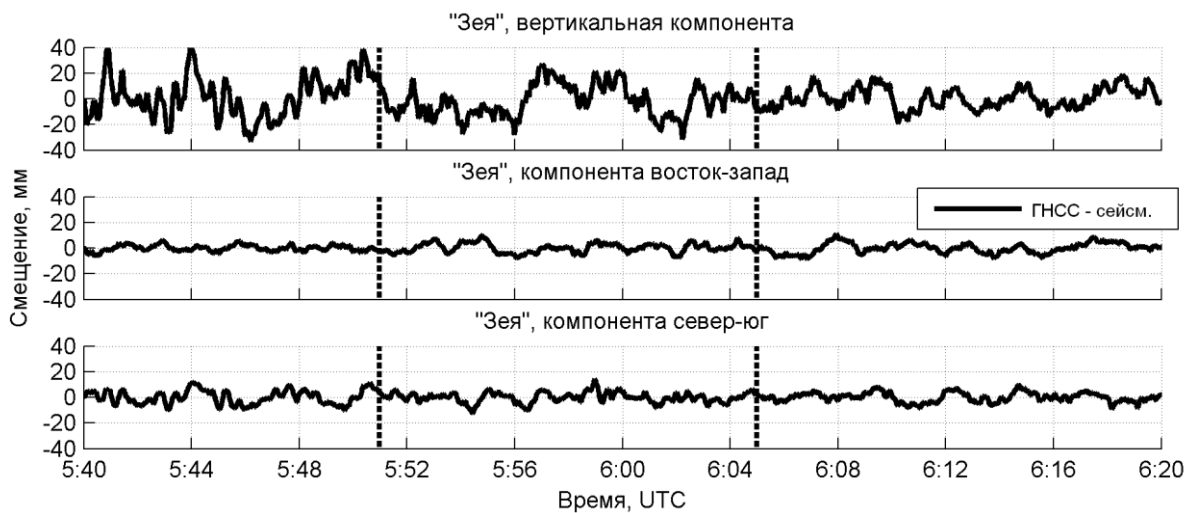


Рисунок В2 – То же, что на рисунке В1, но для пункта «Зея»

## Окончание Приложения В

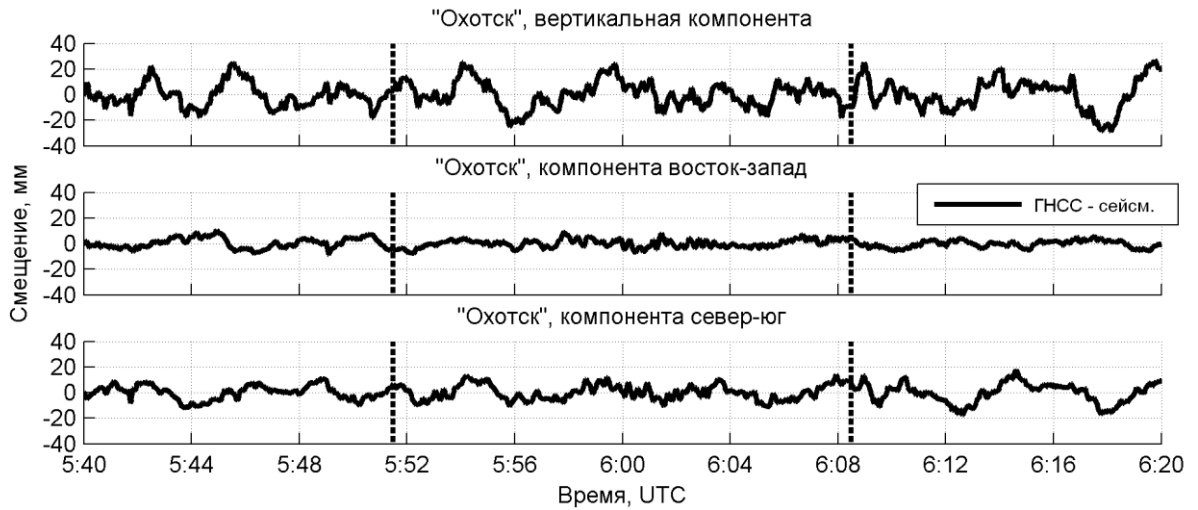


Рисунок В3 – То же, что на рисунке В1, но для пункта «Охотск»

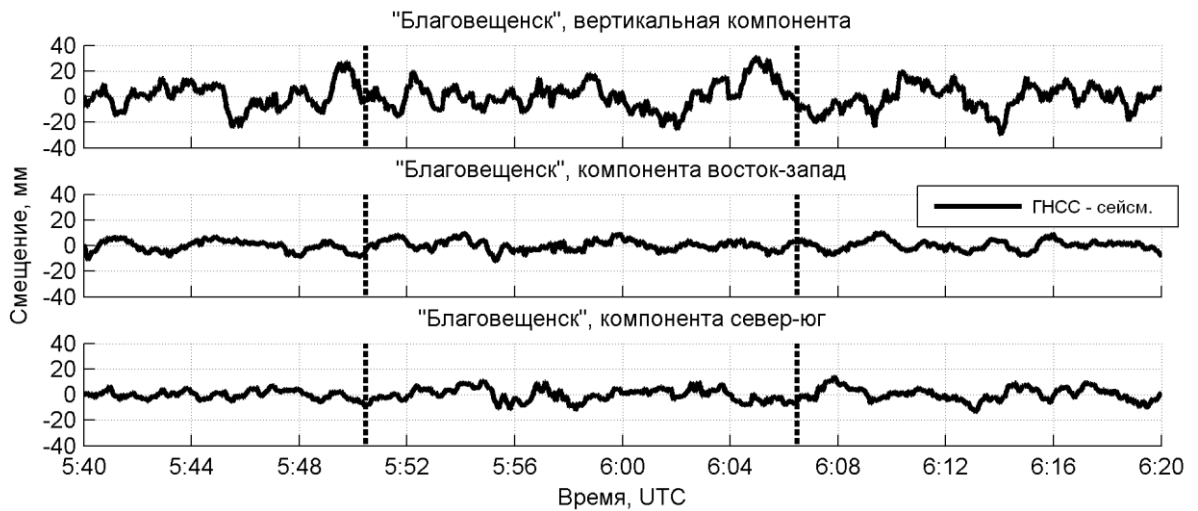


Рисунок В4 – То же, что на рисунке В1, но для пункта «Благовещенск»



Рисунок В5 – То же, что на рисунке В1, но для пункта «Ванино»

## Приложение Г

### Вейвлет-спектрограммы разностей волновых форм, полученных по ГНСС и сейсмическим данным и сейсмическим данным

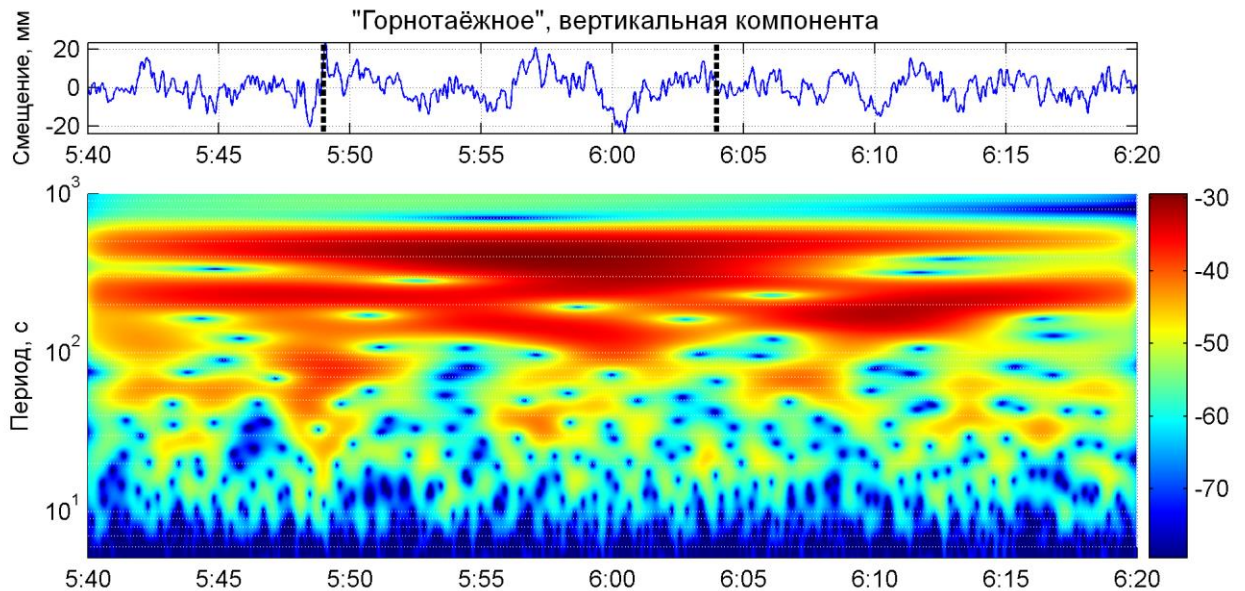


Рисунок Г1 – Разность волновых форм, полученных по ГНСС и сейсмическим данным, (сверху) и её вейвлет-спектрограмма (в дБ, снизу) на пункте «Горнотаёжное» (вертикальная компонента)

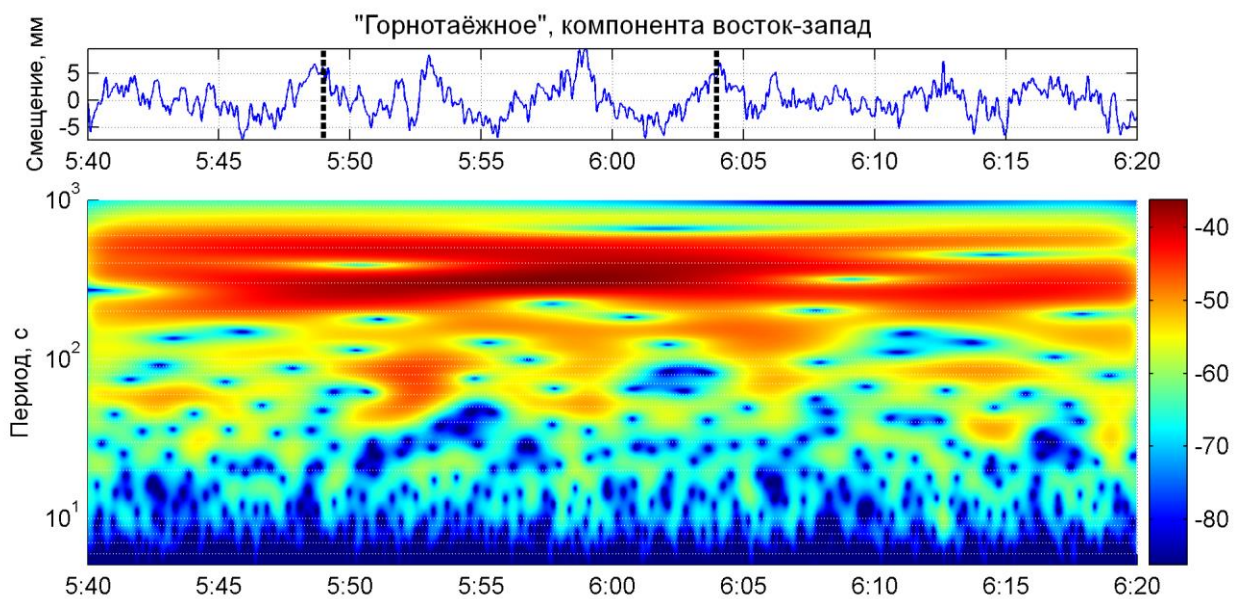


Рисунок Г2 – То же, что на рисунке Г1, но для компоненты восток-запад

### Продолжение Приложения Г

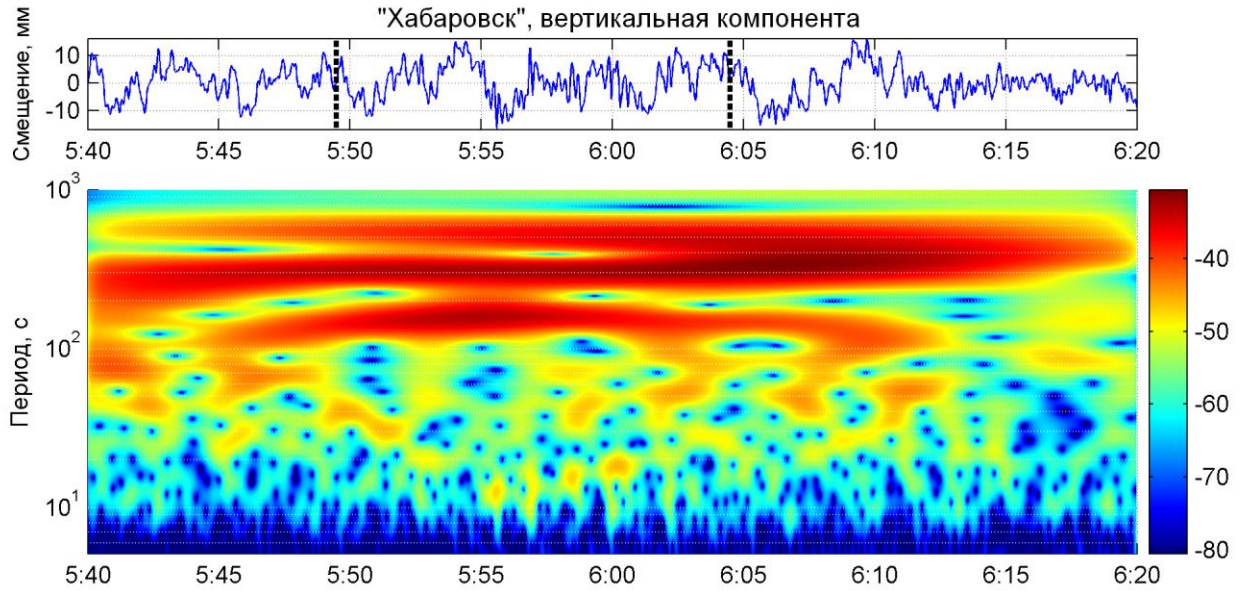


Рисунок Г3 – То же, что на рисунке Г1, но для вертикальной компоненты пункта «Хабаровск»

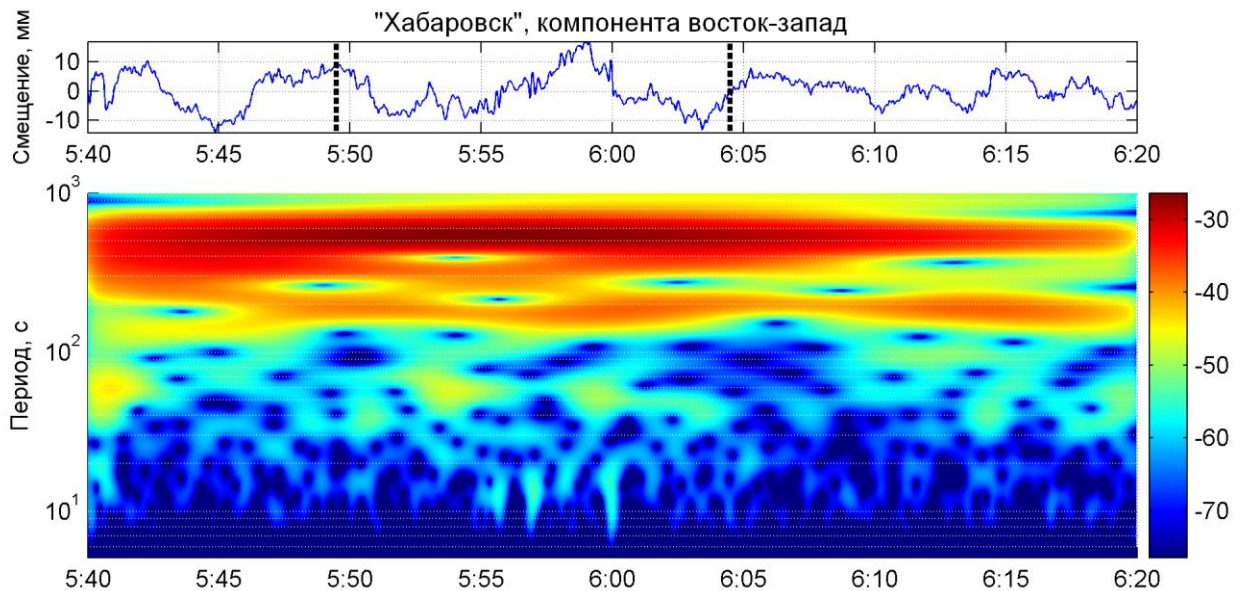


Рисунок Г4 – То же, что на рисунке Г1, но для компоненты восток-запад пункта «Хабаровск»

### Продолжение Приложения Г

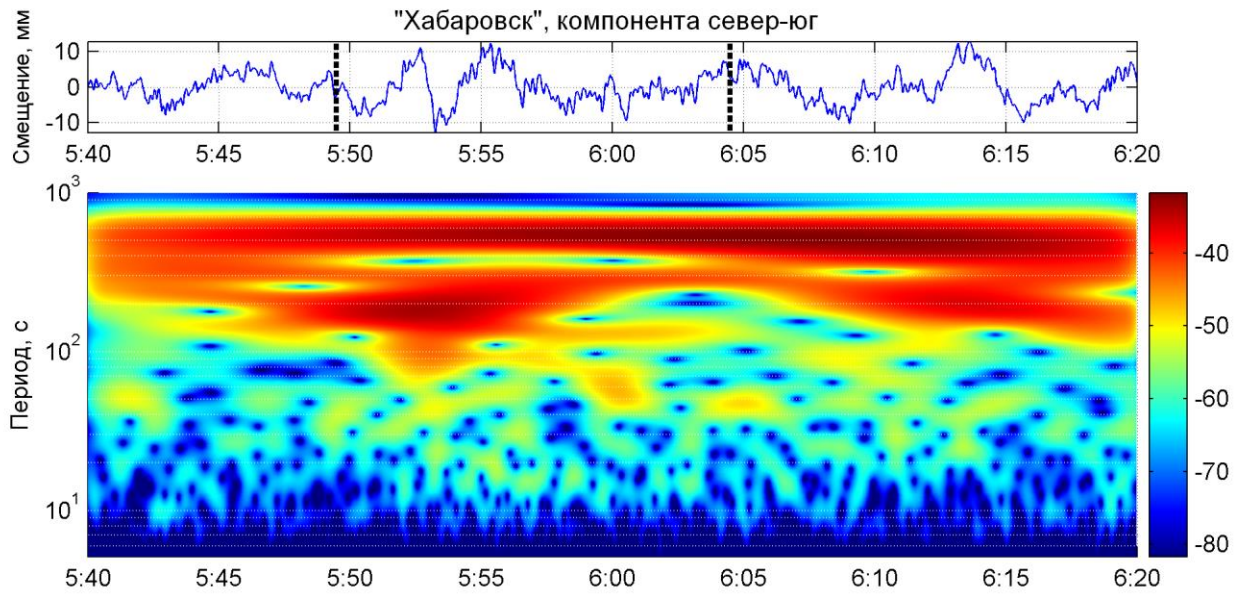


Рисунок Г5 – То же, что на рисунке Г1, но для компоненты север-юг пункта «Хабаровск»

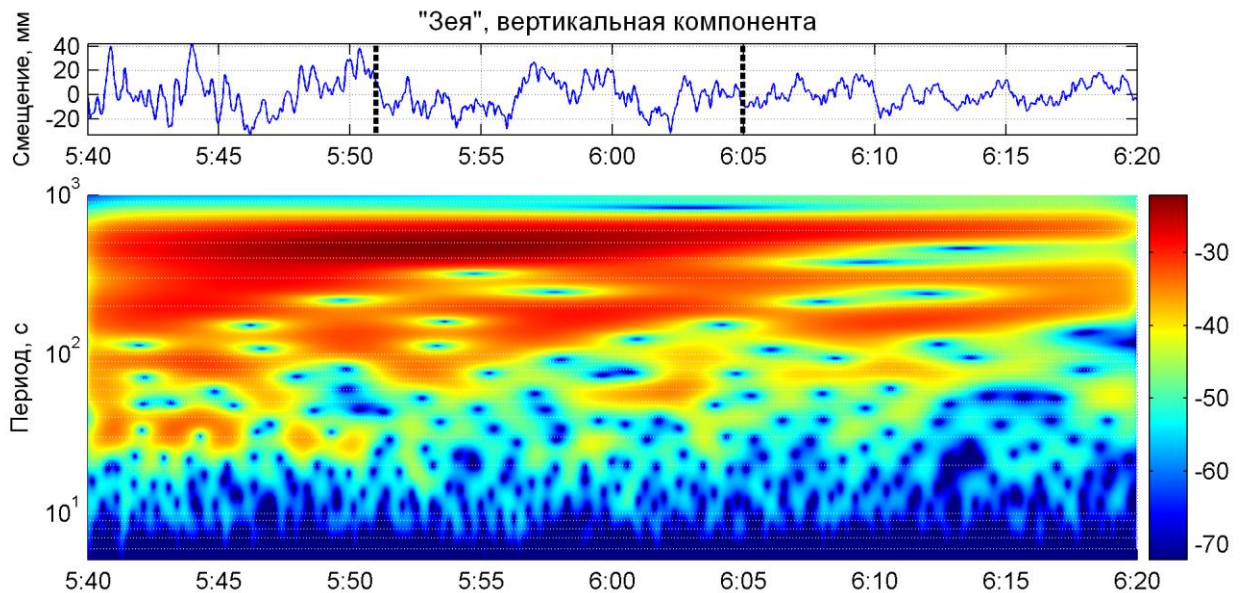


Рисунок Г6 – То же, что на рисунке Г1, но для вертикальной компоненты пункта «Зея»

## Продолжение Приложения Г

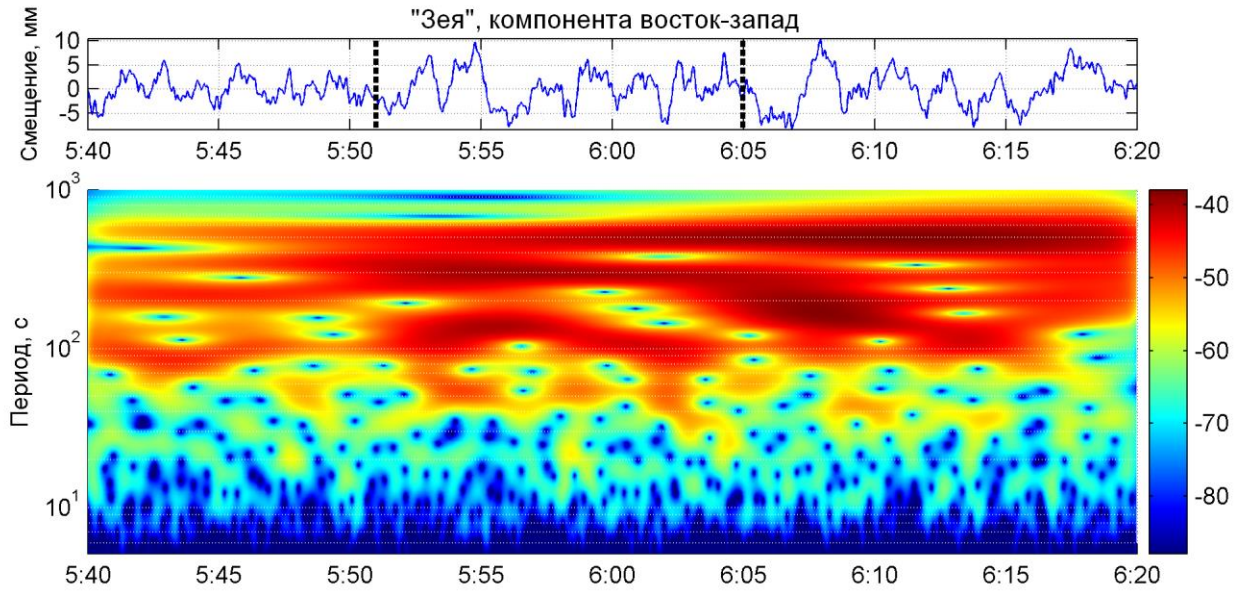


Рисунок Г7 – То же, что на рисунке Г1, но для компоненты восток-запад пункта «Зея»

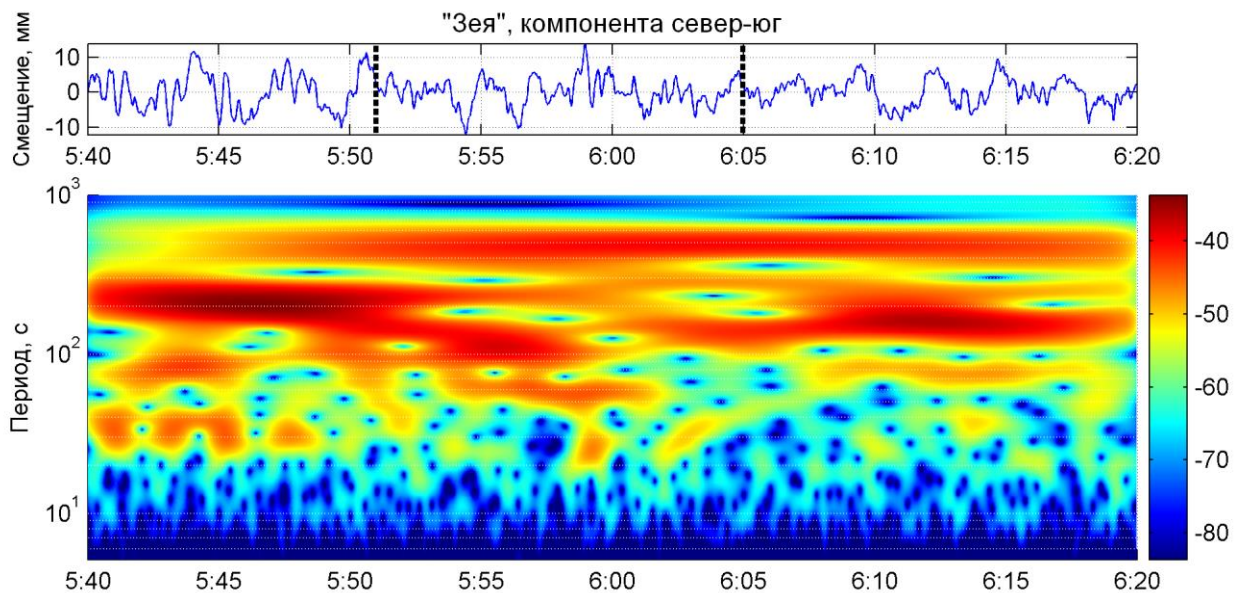


Рисунок Г8 – То же, что на рисунке Г1, но для компоненты север-юг пункта «Зея»

### Продолжение Приложения Г

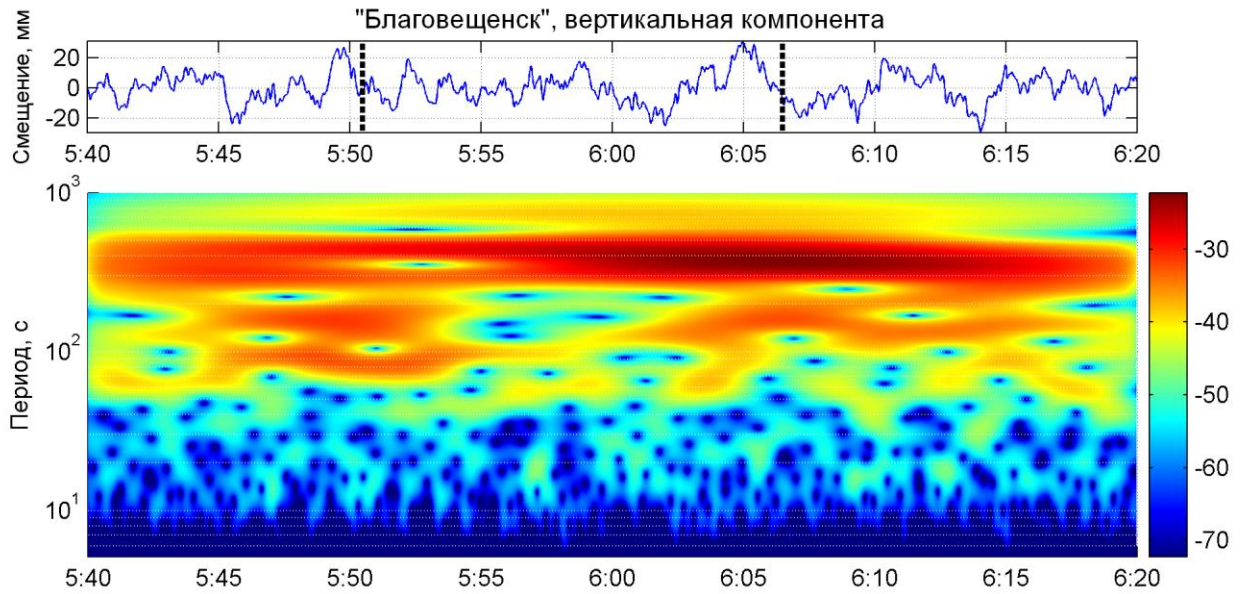


Рисунок Г9 – То же, что на рисунке Г1, но для вертикальной компоненты пункта «Благовещенск»

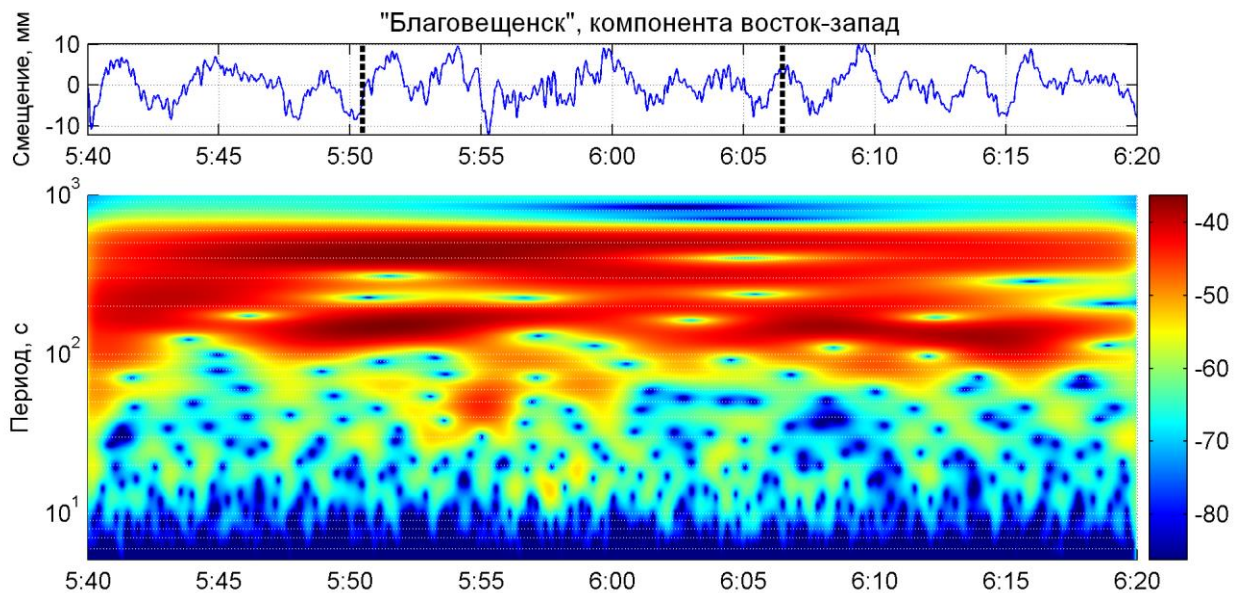


Рисунок Г10 – То же, что на рисунке Г1, но для компоненты восток-запад пункта «Благовещенск»



### Продолжение Приложения Г

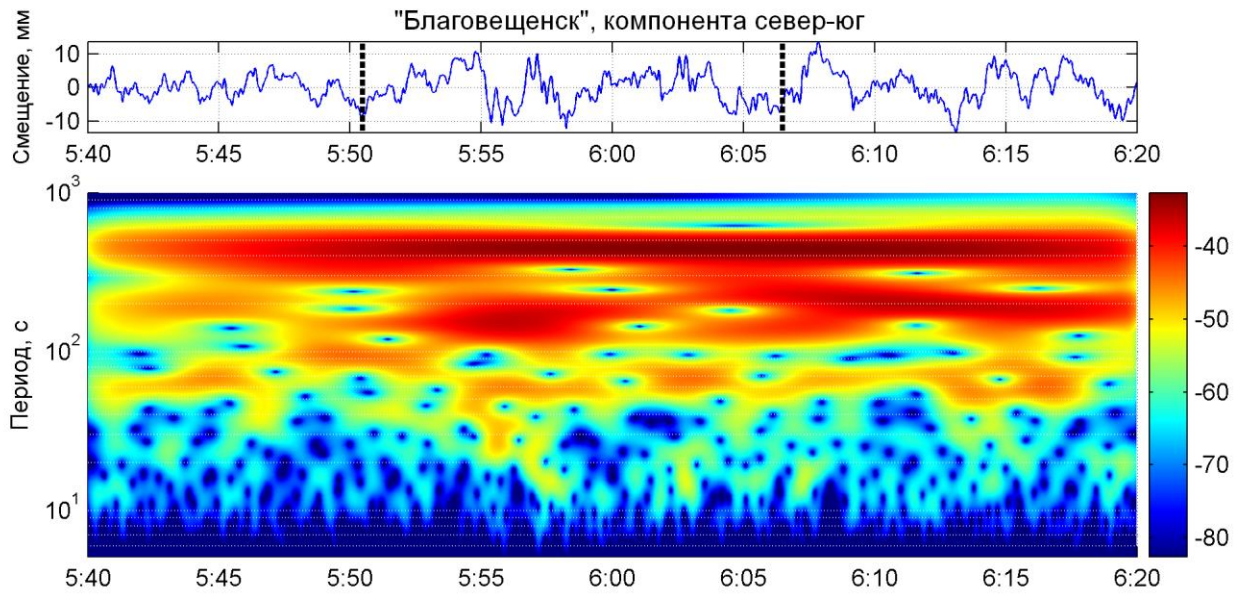


Рисунок Г11 – То же, что на рисунке Г1, но для компоненты север-юг пункта «Благовещенск»

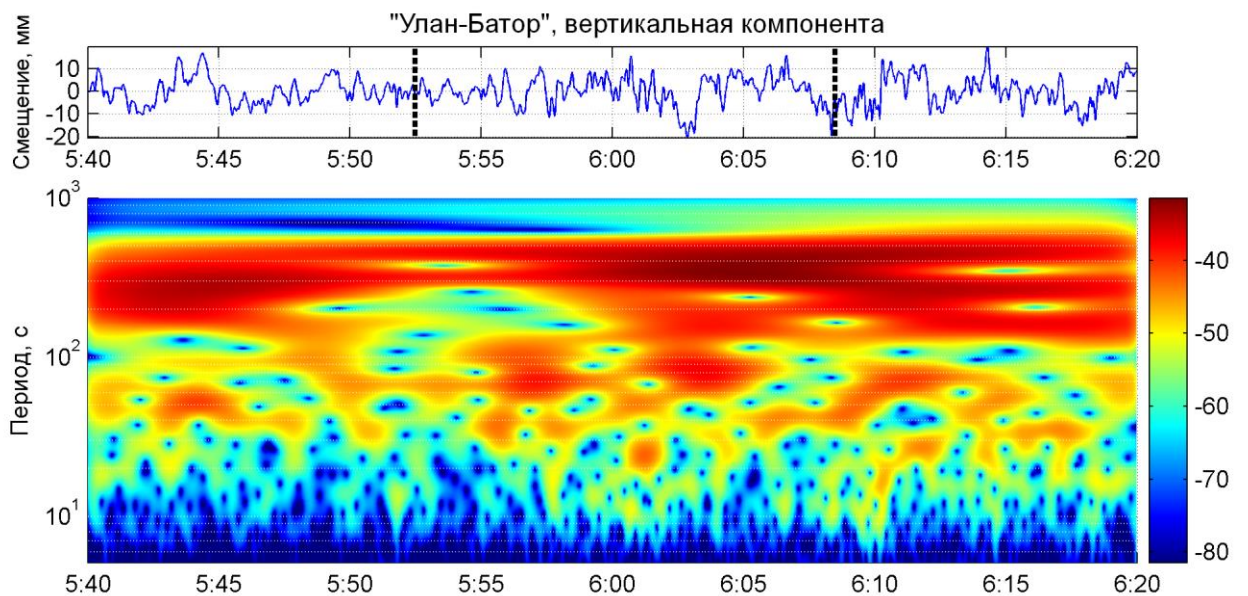


Рисунок Г12 – То же, что на рисунке Г1, но для вертикальной компоненты пункта «Улан-Батор»

## Продолжение Приложения Г

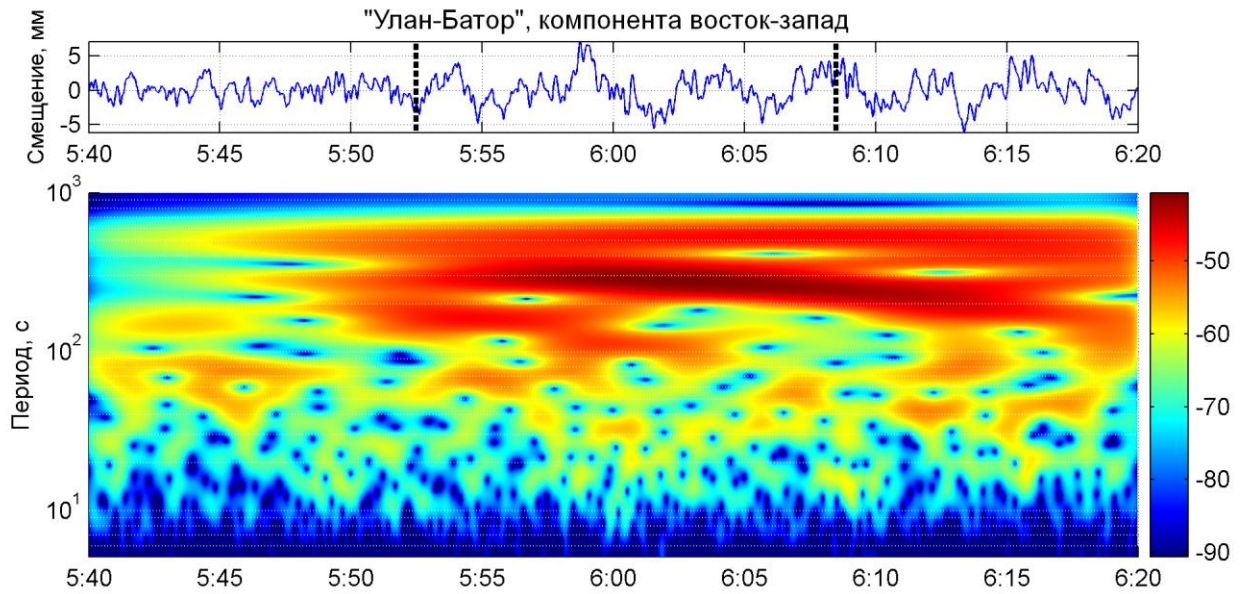


Рисунок Г13 – То же, что на рисунке Г1, но для компоненты восток-запад пункта «Улан-Батор»

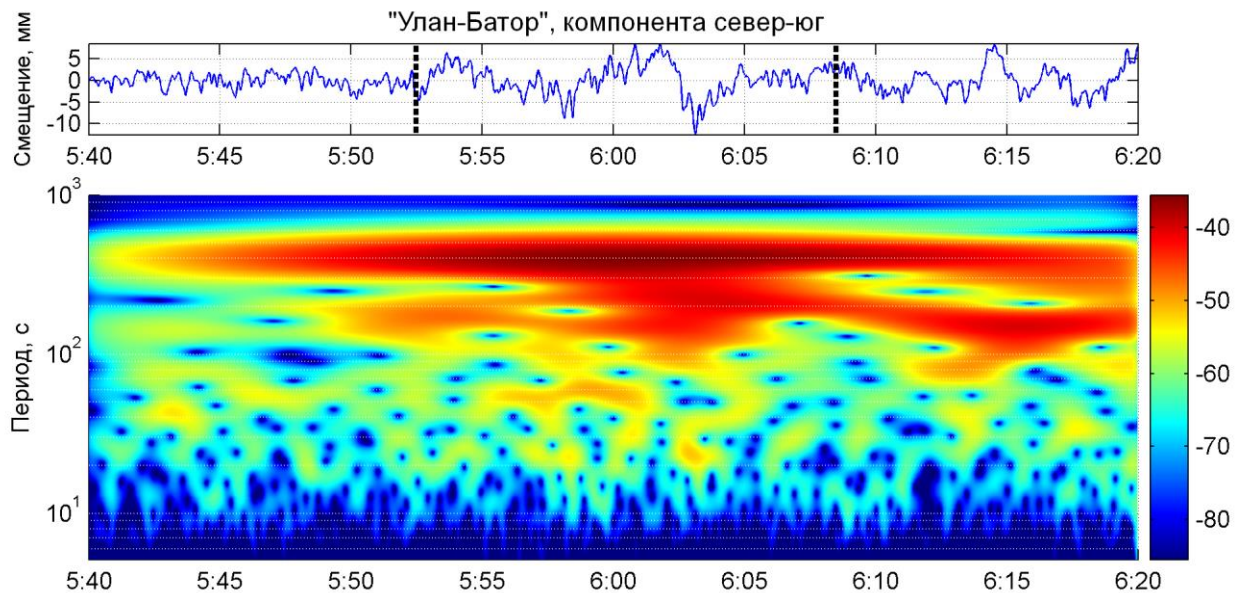


Рисунок Г14 – То же, что на рисунке Г1, но для компоненты север-юг пункта «Улан-Батор»

## Продолжение Приложения Г

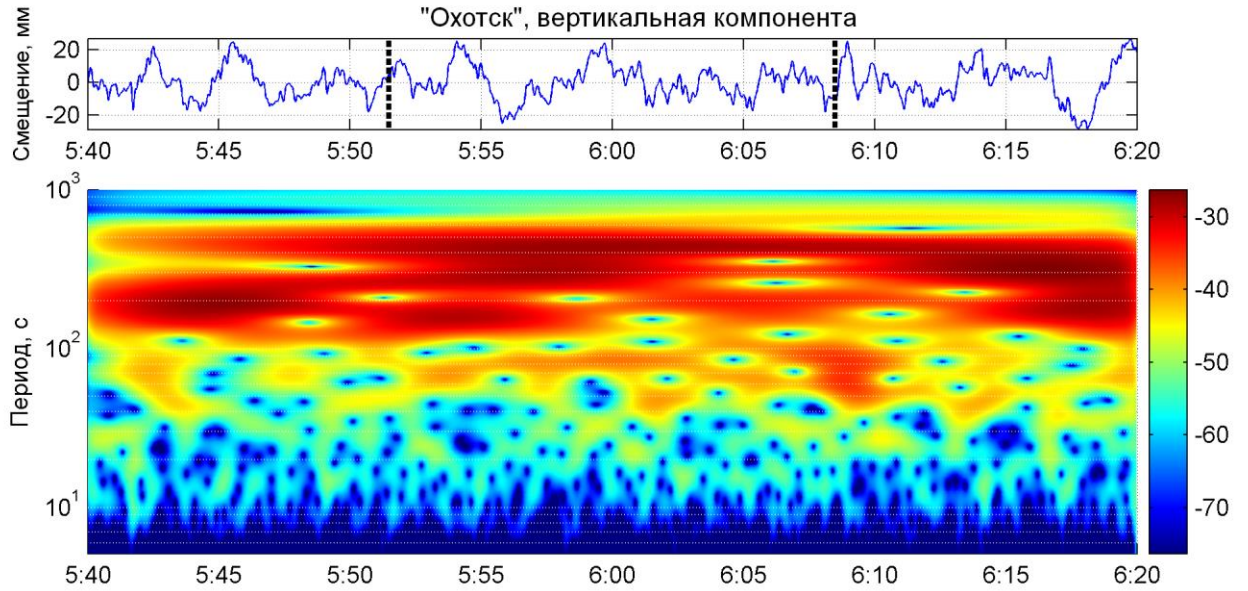


Рисунок Г15 – То же, что на рисунке Г1, но для вертикальной компоненты пункта «Охотск»

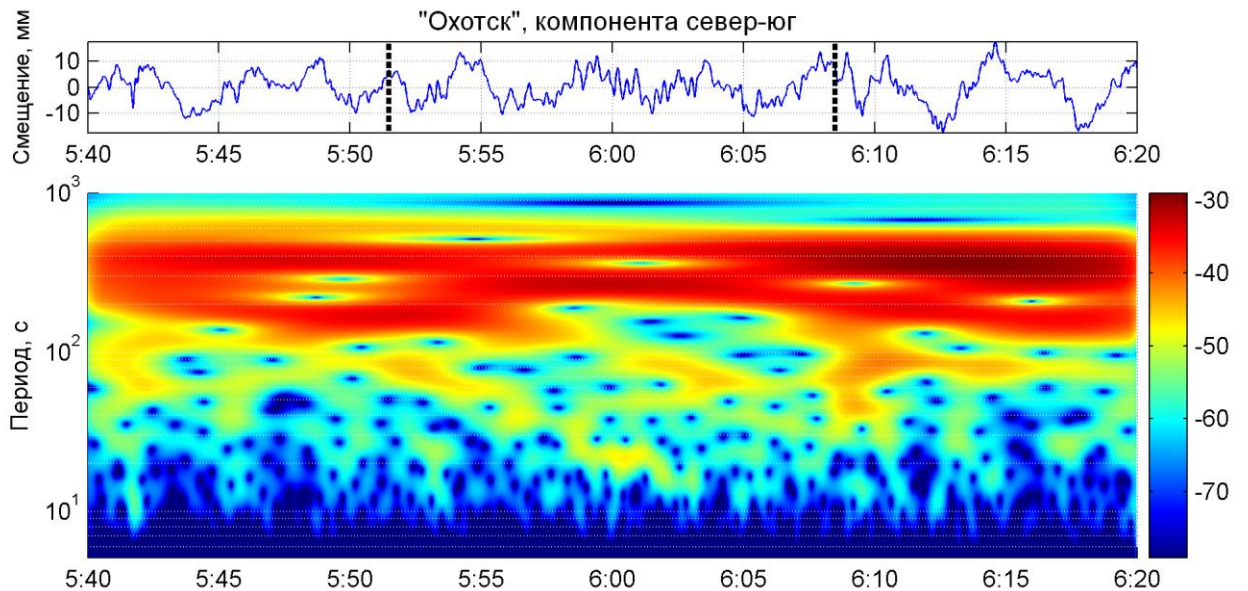


Рисунок Г16 – То же, что на рисунке Г1, но для компоненты север-юг пункта «Охотск»

## Окончание Приложения Г

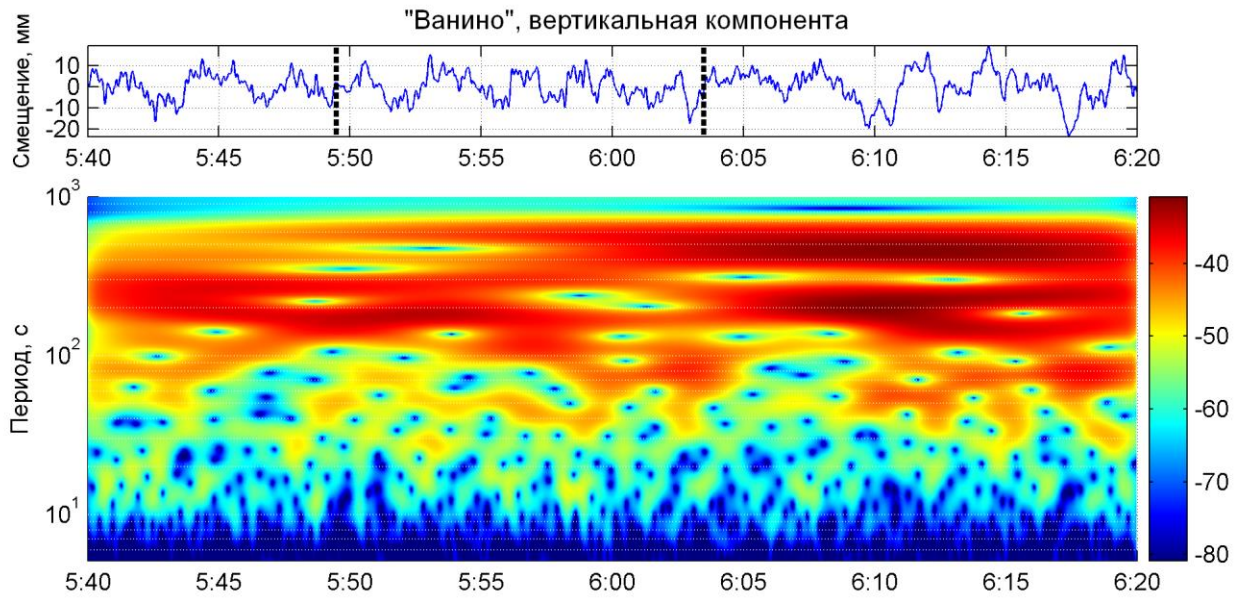


Рисунок Г17 – То же, что на рисунке Г1, но для вертикальной компоненты пункта «Ванино»

## Приложение Д

### Графики зависимости коэффициента корреляции между ГНСС и сейсмической записью от периода

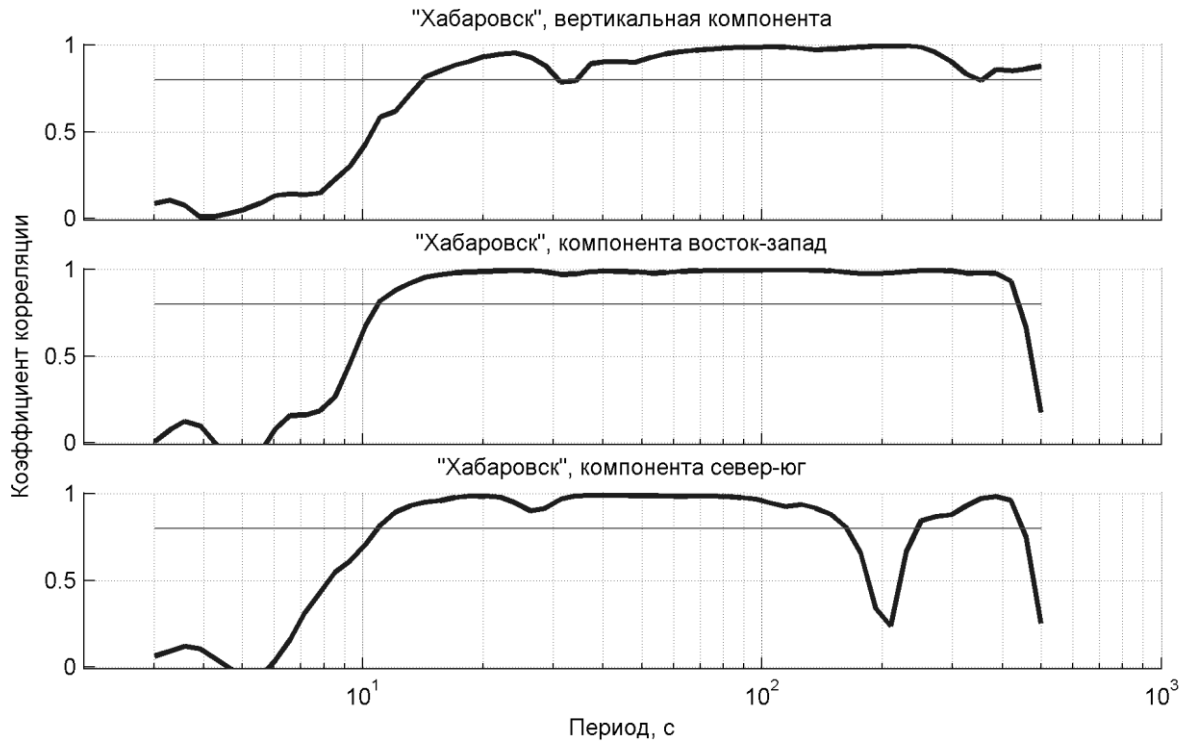


Рисунок Д1 – Зависимость коэффициента корреляции между ГНСС и сейсмической записью от периода. Пункт «Хабаровск». Горизонтальной линией показано значение 0,8

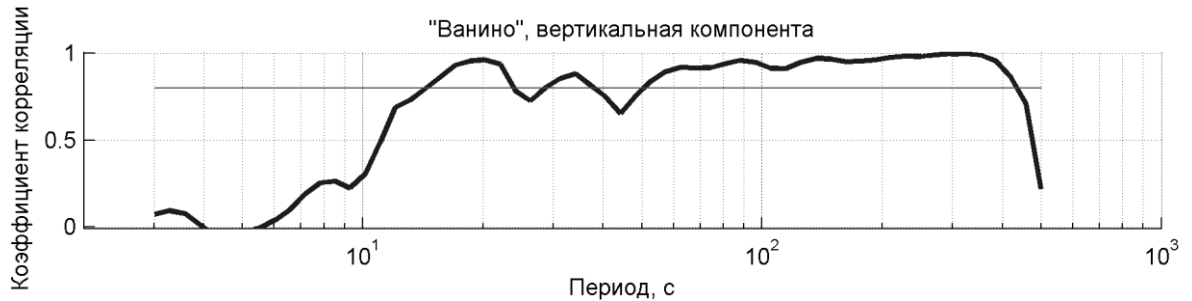


Рисунок Д2 – То же, что на рисунке Д1, но для пункта «Ванино»

## Продолжение Приложения Д

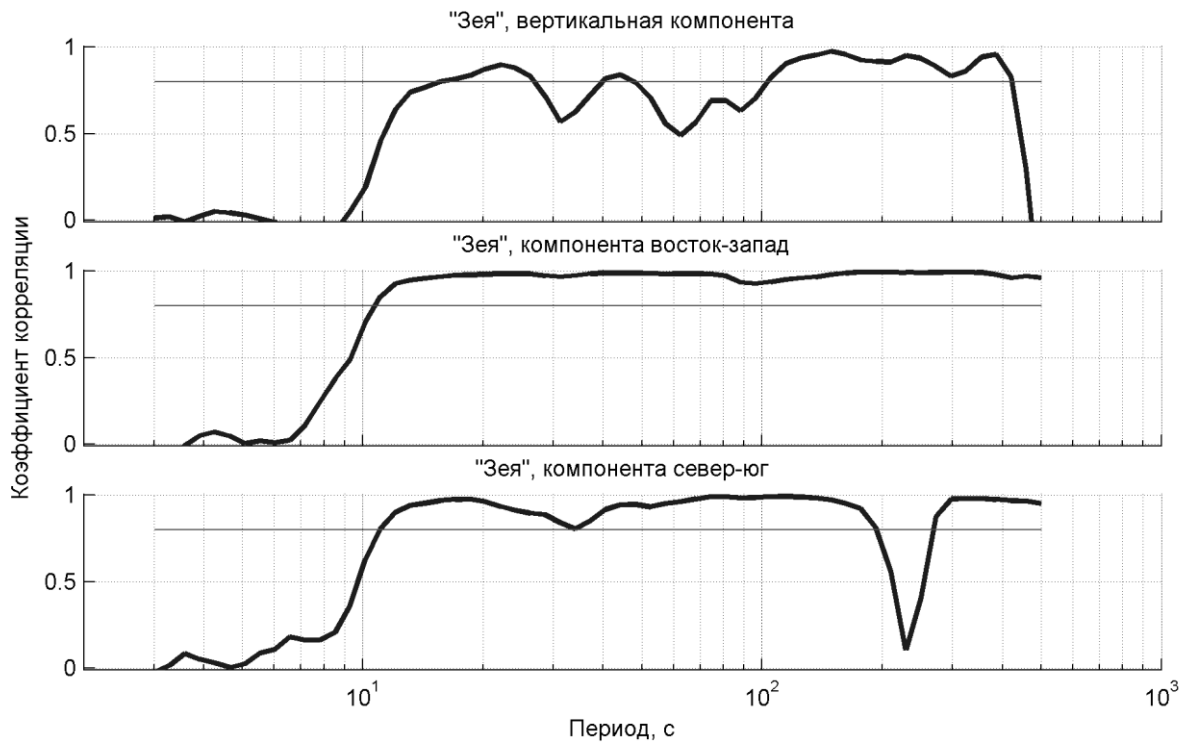


Рисунок Д3 – То же, что на рисунке Д1, но для пункта «Зея»

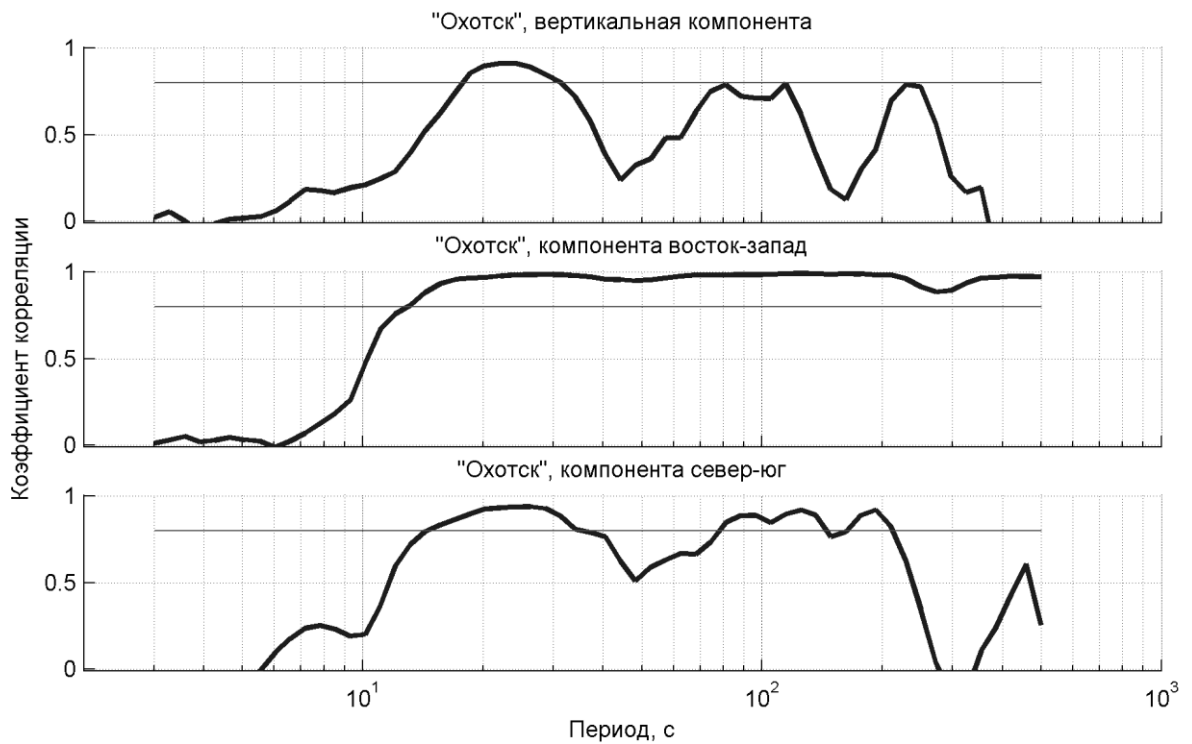


Рисунок Д4 – То же, что на рисунке Д1, но для пункта «Охотск»

## Окончание Приложения Д

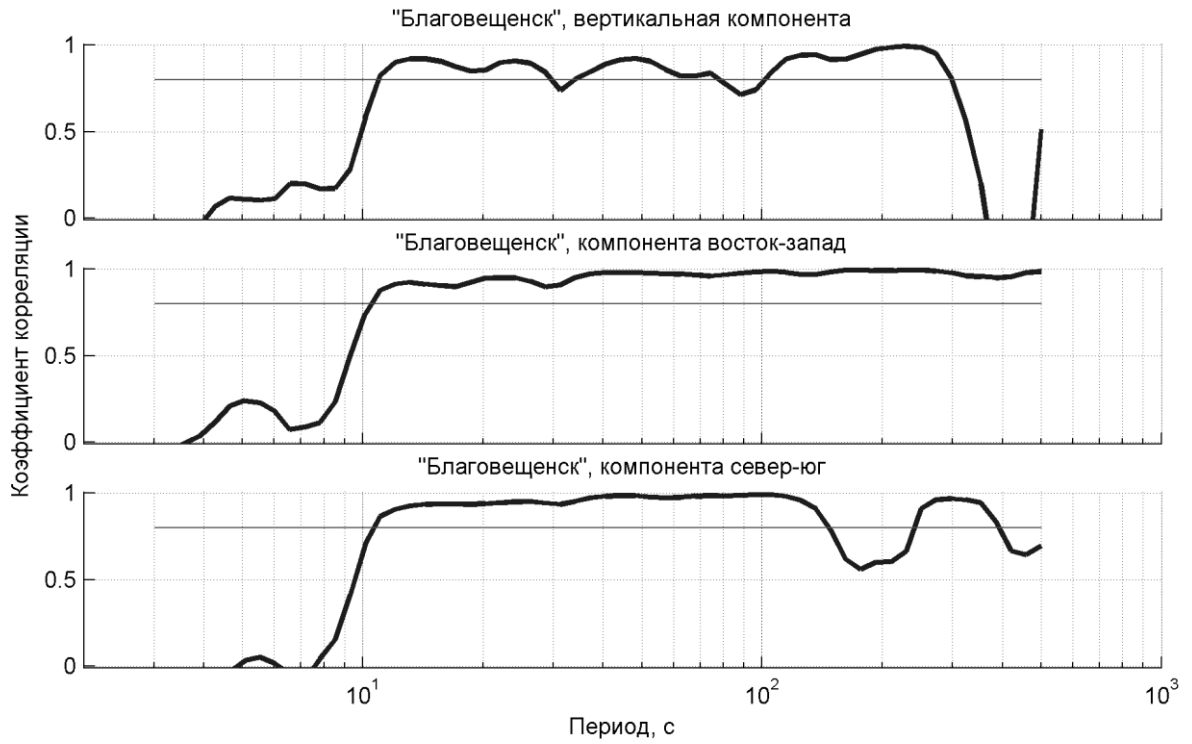


Рисунок Д5 – То же, что на рисунке Д1, но для пункта «Благовещенск»

## Приложение Е

### Модели шума в рядах координат, полученных обработкой данных ГНСС-измерений в режиме реального времени методом PPP

Таблица Е1 – Модели низкого (LRTGNM), медианного (MRTGNM) и высокого (HRTGNM) шума в рядах координат, полученных обработкой данных ГНСС-измерений в режиме реального времени методом PPP

Период, с	Уровень шума, дБ относительно 1 м <sup>2</sup> /Гц					
	Горизонтальные компоненты			Вертикальная компонента		
	LRTGNM <sub>NE</sub>	MRTGNM <sub>NE</sub>	HRTGNM <sub>NE</sub>	LRTGNM <sub>UD</sub>	MRTGNM <sub>UD</sub>	HRTGNM <sub>UD</sub>
2,83	-57	-53,5	-47,5	-48,5	-45,5	-39
6	-51,5	-49	-45	-43,5	-41,5	—
8	-52	-48,5	-44,5	-44	-41	-36,5
20	—	—	—	—	—	-32
30	-46	-42,5	-37,5	-38	-35,5	-28,5
70	—	—	—	—	—	-25
400	-32,5	-27,5	-22	-25	-20	-14,5
2000	—	—	—	-17	-11,5	-4
3000	-22	-16	-9	—	—	—
10000	-13	-4,5	2,5	-5	4	11



## Окончание Приложения Е

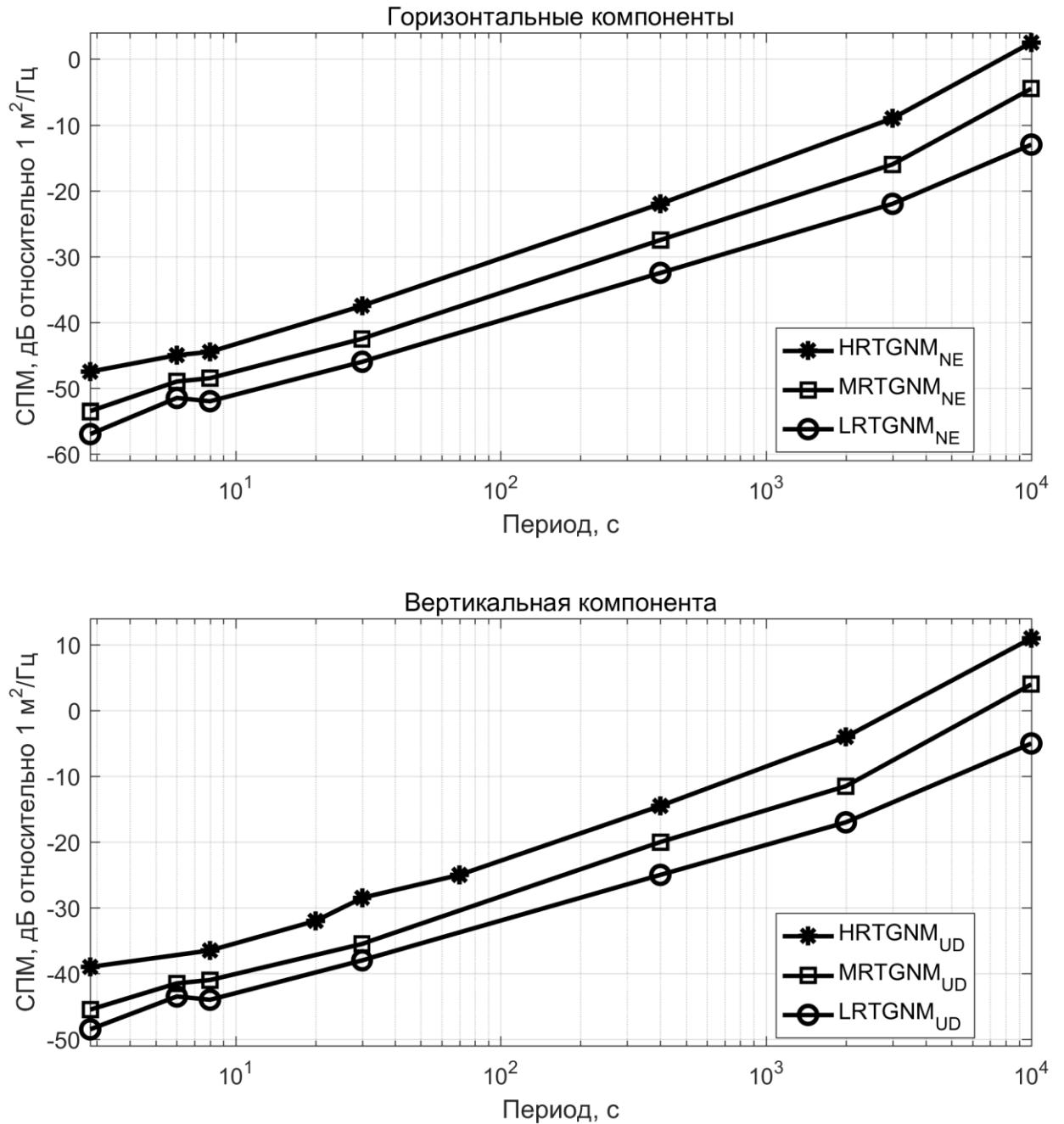


Рисунок Е1 – Модели низкого (LRTGNM), медианного (MRTGNM) и высокого (HRTGNM) шума в рядах координат, полученных обработкой данных ГНСС-измерений в режиме реального времени методом PPP