

Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева  
Дальневосточного отделения Российской академии наук

На правах рукописи  
УДК 551.465.7



Иванов Михаил Павлович

# Статистические характеристики микросейсмических колебаний, вызванных штормовой активностью

1.6.17 – Океанология

ДИССЕРТАЦИЯ  
на соискание ученой степени  
Кандидата физико-математических наук

Научный руководитель  
д.т.н., член - корреспондент РАН, профессор  
ДВО РАН  
Долгих Станислав Григорьевич

Владивосток – 2026

## Оглавление

Введение.....	4
Глава 1. Теория и методы изучения ветрового волнения и микросейсмических колебаний .....	13
1.1. Физическая природа и основные характеристики ветрового волнения .....	13
1.2. Статистические характеристики ветрового волнения .....	15
1.3. Микросейсмические колебания как следствие ветрового волнения и штормовой активности.....	18
1.4. Статистические характеристики фоновых микросейсмических колебаний и методы их описания.....	21
1.4.1. Распределение Гаусса .....	22
1.4.2. Распределение Грама–Шарлье.....	22
1.5. Аппаратные методы измерения характеристик морского волнения и микросейсмических колебаний .....	23
1.5.1. Лазерный деформограф. ....	25
1.5.2. Лазерный измеритель вариаций давления гидросферы .....	27
1.5.3. Дополнительная измерительная аппаратура .....	29
1.6. Выводы к первой главе .....	32
Глава 2. Микросейсмические колебания, вызванные штормовой активностью.....	34
2.1. Район исследований и характеристика штормов .....	34
2.2. Натурные данные и методы спектральной обработки.....	38
2.3. Спектральные особенности микросейсмических колебаний при различных типах тайфунов .....	40
2.4. Сравнительный анализ и интерпретация спектральных характеристик.....	49

2.5 Выводы ко второй главе.....	51
Глава 3. Статистические характеристики фонового поля микросейсмических колебаний .....	53
3.1. Характеристика данных и условий наблюдений.....	54
3.2. Методы обработки и результаты спектрального анализа .....	55
3.3. Статистические свойства фонового сигнала.....	57
3.4. Выводы к третьей главе .....	69
Глава 4. Вероятностный анализ микросейсмических колебаний при прохождении тайфунов различной траектории в Японском море .....	71
4.1. Исходные данные и методика обработки.....	72
4.2. Динамика микросейсмических колебаний в период прохождения тайфунов ..	75
4.3 Статистические характеристики микросейсмических колебаний в периоды прохождения тайфунов .....	90
4.4. Выводы к четвёртой главе .....	109
Заключение .....	112
Список литературы .....	116

## **Введение**

### **Актуальность темы исследования**

Микросейсмические колебания шельфовой зоны являются важным индикатором комплексного изучения процессов взаимодействия атмосферы, океана и литосферы. Формирование микросейсмического шума обусловлено динамикой ветрового волнения, штормовой активностью и их воздействием на донное и береговое основание, в результате чего в верхнем слое земной коры возбуждаются слабые, но устойчивые колебания. Исследование микросейсмических процессов в последние годы привлекает всё большее внимание как в фундаментальных, так и в прикладных работах, поскольку микросейсмы рассматриваются в качестве информативного индикатора экстремальных гидрометеорологических явлений и могут быть использованы для задач мониторинга и прогноза опасных природных процессов, влияющих на безопасность морской инфраструктуры и прибрежных экосистем.

Особую актуальность приобретает исследование статистических характеристик микросейсмических сигналов в условиях штормовой активности. В рамках настоящей работы под статистическими характеристиками понимаются спектральные и вероятностные параметры микросейсмических колебаний, включающие распределение энергии по частотам, амплитудные распределения сигналов, функции плотности вероятности, а также параметры формы этих распределений и их временную изменчивость. Анализ указанных характеристик позволяет перейти от описания отдельных сигналов микросейсмического шума к выявлению устойчивых закономерностей энергообмена на границе раздела «океан – земная кора», а также установить связь между параметрами микросейсмического поля и особенностями штормового воздействия.

Применение статистического и вероятностного подходов особенно важно в условиях штормов и тайфунов, когда микросейсмические сигналы приобретают

выраженную нестационарность, а их амплитудные распределения отклоняются от нормального закона. В таких условиях форма функции плотности вероятности и её развитие во времени содержат дополнительную физическую информацию о механизмах генерации микросейсмических колебаний, направленности волнового возбуждения и влиянии траектории шторма на характеристики регистрируемого сигнала.

Использование современных лазерно–интерференционных приборов обеспечивает регистрацию микросейсмических и деформационных процессов с высокой чувствительностью и временным разрешением, что создаёт принципиально новые возможности для детального статистического анализа слабых колебаний земной поверхности. Это позволяет не только расширить представления о физической природе микросейсмического шума, но и сформировать основу для разработки дистанционных методов диагностики и раннего выявления экстремальных штормовых событий в прибрежных зонах.

### **Цели и задачи диссертационной работы**

Целью работы является выявление закономерностей формирования спектральных и статистических характеристик микросейсмических колебаний в прибрежной зоне Японского моря в фоновых условиях и при воздействии штормовой активности на основе анализа данных лазерно–интерференционных измерительных систем и сейсмометрических наблюдений.

Для достижения поставленной цели были решены следующие задачи:

1. На основе экспериментальных данных, полученных с использованием лазерного деформографа, лазерного измерителя вариаций давления гидросферы и широкополосного сейсмометра, исследовать спектральную структуру микросейсмических колебаний и установить диапазоны частот первичных и вторичных микросейсм в условиях штормовой активности.

2. Выполнить сравнительный анализ эффективности регистрации микросейсмических колебаний различными типами измерительных систем с учётом их амплитудно–частотных характеристик и физической природы регистрируемых величин.

3. Определить статистические характеристики фонового микросейсмического поля по данным лазерных деформографов, включая амплитудные распределения, функции плотности вероятности и параметры формы распределений, а также оценить степень отклонения от нормального закона.

4. Исследовать спектральные и статистические характеристики микросейсмических колебаний в периоды прохождения тайфунов различной интенсивности и траекторий движения, включая анализ изменений амплитуд, спектральной плотности энергии и формы распределений.

5. Установить закономерности формирования негауссовских распределений микросейсмических колебаний, включая наличие «тяжёлых хвостов», и определить параметры, характеризующие вероятность экстремальных отклонений сигналов.

6. Выявить универсальные статистические зависимости нормированных распределений микросейсмических колебаний, включая экспоненциальный характер спадания хвостов и связь между коэффициентом эксцесса и параметрами распределений.

### **Научная новизна**

1. Реализован комплексный подход к исследованию микросейсмических колебаний в прибрежной зоне Японского моря, основанный на совместном анализе синхронных данных лазерных деформографов, лазерного измерителя вариаций давления гидросферы и широкополосного сейсмометра, что позволило выявить особенности спектральной структуры сигналов с учётом физической природы регистрируемых величин.

2. Установлено, что амплитудные распределения фоновых микросейсмических колебаний обладают выраженной негауссовской структурой и характеризуются положительным эксцессом и асимметрией. Показано, что использование разложения Грама–Шарлье для описания экспериментальных функций плотности вероятности, позволят учитывать вклад «тяжёлых хвостов» распределения.

3. Впервые выявлены универсальные статистические закономерности микросейсмических колебаний в условиях штормовой активности, заключающиеся в инвариантности формы нормированных распределений и экспоненциальном характере спадания их хвостов, а также установлена связь между коэффициентом эксцесса и параметрами экспоненциального аппроксимационного закона.

### **Теоретическая и практическая значимость**

Теоретическая значимость работы заключается в развитии представлений о закономерностях формирования спектральной и статистической структуры микросейсмических колебаний в прибрежной зоне в условиях фонового состояния и при воздействии интенсивной штормовой активности. Полученные результаты уточняют физические механизмы генерации первичных и вторичных микросейсм, а также расширяют существующие подходы к анализу микросейсмического поля с учётом особенностей регистрации различных физических величин.

В работе показано, что микросейсмические колебания характеризуются устойчивыми негауссовскими свойствами, включая наличие «тяжёлых хвостов» распределений и универсальную структуру нормированных функций плотности вероятности. Установленные закономерности, в том числе экспоненциальный характер спадания хвостов распределений и связь между их параметрами и коэффициентом эксцесса, вносят вклад в развитие статистических методов описания геофизических процессов и позволяют более точно характеризовать вероятность экстремальных микросейсмических событий.

Практическая значимость работы определяется возможностью использования полученных результатов и разработанных подходов для анализа и интерпретации микросейсмических данных в задачах мониторинга морского волнения и штормовой активности. Показано, что применение лазерно–интерференционных методов регистрации позволяет эффективно диагностировать параметры волновых процессов и динамику штормовых воздействий в условиях ограниченного доступа к прямым океанографическим измерениям.

Разработанные методики статистического анализа микросейсмических сигналов могут быть использованы при создании и совершенствовании систем дистанционного мониторинга состояния морской среды и прибрежной зоны, а также при решении задач оценки интенсивности штормовых воздействий и повышения надёжности прогноза опасных гидрометеорологических явлений.

### **Методология и методы исследования**

Методологической основой работы является комплексный экспериментально–аналитический подход к исследованию микросейсмических колебаний в прибрежной зоне, основанный на совместном анализе данных различных типов измерительных систем и применении методов спектральной и статистической обработки сигналов.

В работе использованы следующие методы:

1. Регистрация колебаний земной поверхности лазерными деформографами и широкополосным сейсмометром;
2. Регистрация вариаций придонного давления с использованием лазерных измерителей вариаций давления гидросферы и гидрологических зондов;
3. Предварительная обработка временных рядов натуральных данных, включающая фильтрацию и выделение исследуемых сигналов;
4. Спектральный анализ микросейсмических колебаний с целью оценки характерных частотных диапазонов, соответствующих первичным и вторичным микросейсмам;

5. Статистический анализ сигналов, включающий построение гистограмм, оценку функций плотности вероятности и вычисление параметров распределений (среднее значение, среднеквадратичное отклонение, коэффициенты асимметрии и эксцесса);

6. Аппроксимация экспериментальных распределений с использованием нормального закона и разложения Грама–Шарлье для анализа отклонений от гауссовского поведения;

7. Сравнительный анализ статистических и спектральных характеристик микросейсмических колебаний в фоновых условиях и в периоды штормовой активности.

Использование совокупности указанных методов обеспечивает достоверность полученных результатов и позволяет выявлять устойчивые закономерности формирования микросейсмического поля, включая его спектральные особенности и негауссовские статистические свойства.

### **Положения, выносимые на защиту**

1. Выявлены общие закономерности зависимости микросейсмических колебаний верхнего слоя земной коры от вариаций придонного давления по экспериментальным данным лазерных деформографов, лазерного измерителя вариаций давления гидросферы и широкополосного сейсмометра при штормовой активности, что позволяет определять периоды максимального морского волнения по вариациям первичных микросейсм, сгенерированных в зоне перехода «вода–земная кора».

2. Аппроксимация экспериментальных данных с использованием распределения Грама–Шарлье обеспечивает более точное описание, чем модель Гаусса при анализе амплитудных распределений микросейсмических колебаний, зарегистрированных на берегу Японского моря в условиях минимальной внешней возмущённости.

3. Выявлено увеличение амплитуды микросейсмических колебаний в диапазоне периодов от 16 до 20 с и отклонение от нормального закона распределения деформаций при спектральном и статистическом анализе натуральных данных лазерно-интерференционных приборов в периоды прохождения атмосферных процессов над акваторией Японского моря.

### **Степень достоверности и апробации результатов**

Достоверность полученных результатов обеспечивается использованием высокоточных лазерно–интерференционных приборов и современных геофизических средств измерений, а также применением признанных методов спектрального и статистического анализа сигналов. Повторяемость выявленных закономерностей проверялась на разных временных интервалах и при различных метеорологических условиях, что подтверждает устойчивость и воспроизводимость полученных данных. Корректность методик обработки и интерпретации результатов подтверждена сопоставлением экспериментальных данных с теоретическими моделями генерации микросейсмических колебаний.

Основные результаты диссертационной работы представлены на российских и международных научных конференциях, обсуждались на научных семинарах и отражены в ряде публикаций в рецензируемых изданиях, входящих в перечень ВАК и международные базы цитирования. Это свидетельствует о признании научным сообществом актуальности и значимости полученных автором результатов.

### **Публикации**

Материалы диссертации опубликованы в семи статьях в научных рецензируемых журналах, три из которых входят в перечень ВАК, а также опубликованы девять материалов конференций.

### **Личный вклад автора**

Автором самостоятельно выполнены сбор, предварительная обработка, спектральный и статистический анализ экспериментальных данных, использованных в диссертационной работе. Проведена обработка длительных временных рядов микросейсмических колебаний, зарегистрированных лазерно–интерференционными приборами, включая фильтрацию сигналов, построение спектральных характеристик, амплитудных распределений и функций плотности вероятности, а также анализ их временной изменчивости в различных гидрометеорологических условиях.

Автором разработаны и реализованы алгоритмы статистической обработки микросейсмических данных, выполнен анализ параметров формы распределений, а также проведена физическая интерпретация полученных результатов с точки зрения процессов взаимодействия океана и земной коры.

Формулировка целей, задач и положений, выносимых на защиту, осуществлялась автором под научным руководством Долгих Станислава Григорьевича. Основные результаты диссертационной работы получены автором лично и отражены в научных публикациях, выполненных как самостоятельно, так и в соавторстве, при определяющем вкладе автора в обработку данных, анализ результатов и подготовку текстов публикаций.

### **Структура и объем диссертации**

Диссертационная работа состоит из введения, четырех глав, заключения и списка литературы. Общий объем диссертации 127 страниц, из них 115 страниц текста, включая 52 рисунка и 4 таблицы. Список литературы включает 115 наименований на 12 страницах.

**Благодарности** Автор выражает свою искреннюю благодарность научному руководителю член–корреспонденту РАН, профессору ДВО РАН, д.т.н. Долгих Станиславу Григорьевичу за вклад в формирование научных навыков анализа

микросейсмических процессов и методов их спектрального исследования. Автор выражает благодарность главному научному сотруднику отдела нелинейных геофизических процессов Института прикладной физики РАН, профессору, д.ф.–м.н. Пелиновскому Ефиму Наумовичу в формировании научных навыков и методов их статистического исследования. Автор признателен академику РАН, д.ф.–м.н. Долгих Г.И., к.ф.–м.н. Будрину С.С., д.ф.–м.н. Чупину В.А., д.ф.–м.н. Талиповой Т.Г., к.т.н. Яковенко С.В., к.т.н. Швецу В.А., к.г.–м.н. Обрезковой М.С., к.ф.–м.н. Овчаренко В.В., к.т.н. Стробыкину Д.С., Болсуновскому М.А, Антонову В.А. за помощь, в сборе и подготовке натуральных данных лазерно–интерференционных приборов, консультации и всестороннее содействие на всех этапах выполнения работы.

## **Глава 1. Теория и методы изучения ветрового волнения и микросейсмических колебаний**

Ветровое волнение – одно из ключевых явлений, определяющих динамику поверхности Мирового океана. Оно представляет собой совокупность стохастических и квазидетерминированных колебаний уровня моря, вызванных воздействием атмосферного пограничного слоя. С физической точки зрения, волнение возникает в результате передачи энергии от ветра к водной поверхности через механизмы давления, тангенциального напряжения и резонансных взаимодействий [1,2]. В широком диапазоне пространственно–временных масштабов, от короткопериодных волн до длинных инфрагравитационных колебаний, ветровое волнение определяет морскую обстановку и играет фундаментальную роль в процессах обмена между океаном и атмосферой [3].

### **1.1. Физическая природа и основные характеристики ветрового волнения**

Процесс генерации волнения начинается с воздействия ветрового потока на гладкую поверхность воды. Даже при малых скоростях ветрового потока на поверхности воды возникают начальные возмущения в виде ряби, обусловленные капиллярно–гравитационным взаимодействием сил поверхностного натяжения и силы тяжести на границе раздела воздух–вода [4]. При достижении определённого порогового значения скорости ветра происходит переход к гравитационным волнам, амплитуда которых экспоненциально нарастает в результате положительной обратной связи между поверхностными колебаниями и флуктуациями давления в нижней части атмосферного пограничного слоя [5,6].

Поверхностные волны на воде представляют собой дисперсионные, затухающие колебания, распространяющиеся в горизонтальном направлении и обусловленные действием силы тяжести [7,8]. Их основные характеристики – это высота волны  $H$ : вертикальное расстояние от гребня до подошвы соседней впадины,

длина волны  $\lambda$ : расстояние между двумя последовательными гребнями период волны  $T$ : временной интервал между прохождением двух гребней через одну точку, фазовая скорость  $c = \frac{\lambda}{T}$ : скорость перемещения фазы волны, групповая скорость  $c_g = \frac{d\omega}{dk}$ : скорость распространения энергии.

Наиболее общим уравнением, связывающим частоту  $\omega$  и волновое число  $k$ , является дисперсионное соотношение:

$$\omega^2 = gk \cdot \tanh(kh), \quad (1.1)$$

где  $h$  – глубина воды,  $g$  – ускорение свободного падения. В этом выражении учтена зависимость распространения волны от глубины, что позволяет охватывать как условия глубокой воды ( $kh \gg 1$ ) [9], так и мелководья ( $kh \ll 1$ ) [10].

При глубокой воде:

$$\omega^2 \approx gk, \quad c = \sqrt{\frac{g}{k}} \quad (1.2)$$

При мелкой воде:

$$\omega^2 \approx gk^2h, \quad c = \sqrt{gh} \quad (1.3)$$

Таким образом, при уменьшении глубины волны замедляются и деформируются, приобретают асимметричный профиль, а в прибрежной зоне претерпевают разрушение (прибой) [11].

С физической точки зрения, волновое движение можно трактовать как перенос энергии без переноса массы. Частицы воды совершают эллиптические колебания с амплитудой, убывающей по экспоненте с глубиной. На мелководье траектории становятся вытянутыми по горизонтали, что определяет особенности взаимодействия волн с дном и их способность к переносу донных отложений [12].

Наряду с регулярными волнами, наблюдаемыми визуально или на инструментах, морская поверхность содержит широкополосные спектры волн разной

длины, направления и фазы. Это делает волнение по своей природе стохастическим процессом, подлежащим статистическому и спектральному анализу [13].

## 1.2. Статистические характеристики ветрового волнения

Ветровое волнение в реальных условиях представляет собой совокупность большого числа случайных волн различной длины, амплитуды, направления и фазы. Поэтому его описание в большинстве практических и теоретических задач строится на статистическом подходе, в рамках которого волновое движение трактуется как стационарный случайный процесс, а отдельные параметры волн – как случайные величины, подчиняющиеся определённым распределениям [13–15].

В основе такого подхода лежит предположение о гауссовом характере волнового поля, что справедливо при линейных, малых по амплитуде волнах. Однако при развитии волнения или в штормовых условиях появляются заметные нелинейные эффекты, нарушающие гауссовость, и требуется расширение модели с учётом асимметрии, эксцесса и других высших моментов распределения [16].

К основным параметрам, применяемым для статистического описания волнения, относятся:

Среднеквадратичная высота волн

$$H_{m0} = 4\sqrt{m_0}, \quad (1.4)$$

где  $m_0$  – нулевой момент спектра волнового движения. Этот параметр широко используется в океанографии и численных моделях для описания «характерной» волны [3].

Средний период волн  $T_m$  и пиковый период  $T_p$ , соответствующий максимальному значению спектральной плотности.

Средняя длина волны, вычисляемая как  $\lambda_m = \frac{gT_m^2}{2\pi}$  для глубоководных условий.

Эти характеристики являются основой для расчётов в морской инженерии, моделировании взаимодействия волн с конструкциями и прогнозировании экстремальных ситуаций [17].

При линейной суперпозиции большого числа гармоник с независимыми фазами высоты волн подчиняются распределению Релея. Вероятность превышения случайной волной  $P$  заданной высоты  $H$  имеет вид:

$$P(H) = \exp\left(-\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)^2\right), \quad (1.5)$$

где  $H_{rms}$  – среднеквадратичное значение высоты.

Распределение Рэлея хорошо описывает волнения при умеренных условиях, однако в штормовой обстановке наблюдается повышенная вероятность экстремальных волн, что связано с нарушением условий линейной теории. В таких случаях используются обобщённые модели: распределение Райса (сдвинутая Рэлея) [18,19], распределение Шульца [20], распределение Вейбулла и другие [21].

Нелинейные эффекты вносят вклад в асимметрию (неодинаковость формы гребня и впадины) и эксцесса (избыток острых волн). Их количественное выражение даётся через:

коэффициент асимметрии:

$$Sk = \frac{1}{N \cdot \sigma^3} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^3 \quad (1.6)$$

где  $x_i$  –  $i$ -е значение выборки;  $\bar{x}$  – выборочное среднее;  $\sigma$  – выборочное стандартное отклонение;  $N$  – объем выборки.

Коэффициент эксцесса (избыточного куртозиса):

$$Ku = \frac{1}{N \cdot \sigma^4} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^4 - 3 \quad (1.7)$$

Положительное значение  $Sk$  свидетельствует о более крутых гребнях, а положительный  $Ku$  – о наличии экстремальных волн [22].

Более полную информацию о волновом процессе даёт спектральное представление, при котором поверхность воды рассматривается как суперпозиция синусоидальных компонентов с разной частотой. При этом вводится одномерный спектр  $S(\omega)$  и двумерный спектр  $S(\omega, \theta)$ , где  $\omega$  – это круговая (циклическая) частота волны,  $\theta$  – направление распространения волн [23].

Для описания энергетического спектра ветрового волнения было предложено несколько эмпирических моделей. Одной из наиболее известных является модель спектра Пирсона–Московица, которая описывает стационарное состояние волнового поля при сильном и длительном воздействии ветра. Энергетический спектр в данной модели имеет следующую форму:

$$S(\omega) = \alpha g^2 \omega^{-5} e^{-\beta \left(\frac{\omega_p}{\omega}\right)^4}, \quad (1.8)$$

где  $\alpha$  и  $\beta$  – эмпирические параметры, зависящие от состояния волнения, а  $\omega_p$  – характерная частота, определяющая положение пика спектра. Эта модель была предложена для описания полностью развитого волнения в условиях длительного воздействия ветра [3].

Другая известная модель, используемая для описания спектра волнения в процессе его развития, это спектр JONSWAP (Joint North Sea Wave Project). В отличие от спектра Пирсона–Московица, спектр JONSWAP учитывает нестационарные условия и описывает эволюцию волнового поля в зависимости от роста волн под воздействием ветра. Спектр JONSWAP включает дополнительный коэффициент  $\gamma$ , который описывает узость пикового распределения энергии [24]:

Спектр JONSWAP выражается как:

$$S(\omega) = \alpha g^2 \omega^{-5} e^{-\beta \left(\frac{\omega_p}{\omega}\right)^4} \gamma e^{\left[ \frac{-(\omega - \omega_p)^2}{2\sigma^2 \omega_p^2} \right]} \quad (1.9)$$

где  $\gamma$  – коэффициент усиления пика,  $\sigma$  – параметр формы пика, зависящий от частоты.

### 1.3. Микросейсмические колебания как следствие ветрового волнения и штормовой активности

Микросейсмические колебания – это слабые непрерывные колебания поверхности Земли, вызванные взаимодействием океанического волнения с дном или береговой линией. Они наблюдаются в широком диапазоне частот, но основная энергия сосредоточена в диапазоне от 2 до 20 секунд [25,26]. По механизму возникновения микросейсмические колебания принято делить на первичные и вторичные.

Первичные колебания (с периодами 13–20 с) формируются за счёт прямого воздействия волнового давления на морское дно. Возбуждающие силы возникают в результате вертикальных изменений давления, обусловленных проходящими длиннопериодными гравитационными волнами (например, зыбью), которые могут проникать до дна при соответствующей глубине [27,28]. При этом поверхностные волны непосредственно возбуждают упругие колебания в земной коре, передающиеся на большие расстояния.

Математически это можно выразить через распределение давления  $p(z, t)$ , связанное с поверхностным возмущением. В линейной теории давление убывает с глубиной по экспоненте:

$$p = p_a - \rho g z + p(z) \cos(\chi x - \sigma t) \quad (1.10)$$

где  $p_a$  – атмосферное давление,  $\rho$  – плотность воды,  $g$  – ускорение свободного падения,  $z$  – глубина,  $p(z) \cos(\chi x - \sigma t)$  гармоническая волна давления с периодом  $T = 2\pi/\sigma$ , длиной волны  $\lambda = 2\pi/\chi$  и амплитудой  $p(z)$ , являющейся динамической составляющей давления [29].

Более интенсивным и устойчивым компонентом микросейсмической активности являются вторичные микросейсмические колебания, которые возникают вследствие нелинейного взаимодействия волн, идущих в противоположных направлениях. Этот процесс приводит к образованию стоячей волны, при которой результирующее давление на дне изменяется не с частотой самих волн, а с удвоенной

частотой [30]. Колебания дна, вызванные этим процессом, эффективно распространяются в виде упругих волн в земной коре и регистрируются сейсмометрами.

Согласно классической работе Лонге–Хиггинса [31], стоячее волновое поле создаёт вертикально направленную силу, изменяющуюся по закону:

$$F(t) \propto \cos(2\omega t), \quad (1.11)$$

где  $\omega$  это круговая частота исходной волны. Таким образом, частота возбуждаемых колебаний будет  $2\omega$ , что соответствует периодам от 2 до 10 секунд в центре диапазона вторичных микросейсмических колебаний.

Этот механизм эффективно реализуется в прибрежной зоне, где волны отражаются от берега или распространяются в противоположных направлениях из-за неоднородного ветрового поля. Также он активен в открытом океане при наличии зыби, создающей встречные компоненты спектра.

Энергия вторичных микросейсмических колебаний тесно связана со спектральной структурой волнения. Согласно спектральной теории, интенсивность вертикальных колебаний дна пропорциональна перекрёстному произведению спектральных плотностей волн, движущихся в противоположных направлениях [32]:

$$P(f) \propto \iint S(f, \theta) \cdot S(f, \theta + \pi) d\theta, \quad (1.12)$$

где  $P(f)$  – спектральная плотность энергии вертикальных колебаний дна,  $S(f, \theta)$  – двумерный спектр поверхности моря: функция частоты  $f$  и направления  $\theta$ . Данная формула впервые предложена в работах Хассельмана [33] и далее развита в моделях взаимодействия волн второго порядка [3].

Физически это означает, что формирование вторичных микросейсмических колебаний эффективно только в условиях, когда присутствуют компоненты волнения, движущиеся в противоположных направлениях. Это может быть обусловлено отражением волн от берега, преломлением на подводных формах рельефа, либо наложением зыби на локальное ветровое волнение [34].

Тропические циклоны (тайфуны) сопровождаются экстремальным развитием ветрового волнения, при котором формируется широкий спектр волн с высоким уровнем энергии [35]. В таких условиях микросейсмические колебания резко усиливаются и становятся доминирующим компонентом в сейсмических записях. Их амплитуда может превышать уровень обычного микросейсмического фона в 3–5 раз [36].

В период прохождения тайфуна микросейсмические колебания характеризуются рядом устойчивых признаков, к которым относятся расширение спектра в диапазоне периодов 2–10 с, соответствующее усилению вторичных микросейсмических колебаний, формирование двойного максимума в спектре, один из которых связан с приходом длиннопериодной зыби, а другой – с развитием локального штормового волнения, а также сдвиг спектрального пика в сторону более коротких периодов при приближении тайфуна с последующим его возвратом к исходным значениям после прохождения циклона [37].

Формирование микросейсмических колебаний в таких условиях связано с тем, что тайфун создаёт мощное радиальное поле волнения, в котором одновременно присутствуют как прямые, так и отражённые волны. Это приводит к усилению нелинейных взаимодействий между компонентами волн и, как следствие, увеличению амплитуды микросейсмических источников на дне.

Исследования [30] показали, что наиболее мощные микросейсмические события связаны именно с тайфунами и сильными штормами, развивающимися в зонах с выраженным донным рельефом и глубинами более 1000 м [34].

В прибрежной зоне вторичные микросейсмические колебания в период прохождения тайфуна регистрируются на лазерных деформографах, установленных на твёрдом основании, донных акселерометрах, а также на стандартных широкополосных сейсмометрах, особенно в частотном диапазоне 0.1–0.4 Гц [38].

Такие наблюдения позволяют использовать микросейсмический сигнал как дополнительный индикатор параметров волнения в реальном времени и как инструмент ретроспективного анализа развития штормов.

#### **1.4. Статистические характеристики фоновых микросейсмических колебаний и методы их описания**

Изучение микросейсмических колебаний прибрежной зоны приобретает всё большее значение в связи с развитием методов геофизического мониторинга и необходимостью раннего выявления внешних воздействий природного и техногенного характера. Фоновое микросейсмические колебания формируются в результате суммарного воздействия волновых, атмосферных и сейсмических процессов, протекающих на различных пространственно–временных масштабах, и характеризуется высокой степенью изменчивости и стохастичности [39]. В таких условиях корректная интерпретация наблюдаемых сигналов невозможна без предварительного описания статистических свойств фонового уровня микросейсм, используемого в качестве опорного состояния.

Под статистическими характеристиками фонового микросейсмического поля в настоящей работе понимается совокупность параметров, описывающих вероятностную структуру амплитудных и энергетических флуктуаций сигнала, включая форму распределения, положение моды, асимметрию и ширину распределений. Анализ указанных характеристик позволяет количественно оценивать степень отклонения текущего микросейсмического режима от фонового и выявлять появление дополнительных источников возбуждения.

В диапазоне периодов 2–20 секунд, характерном для первичных и вторичных микросейсмических колебаний, микросейсмический сигнал проявляет ярко выраженную негауссову природу, что требует применения строгих статистических подходов к его анализу. Одной из наиболее информативных форм представления амплитудных флуктуаций является распределение плотности вероятности (Probability

Density Function (PDF)), отражающее относительную частоту реализаций случайной величины в заданных интервалах и позволяющее выявлять устойчивые особенности фонового микросейсмического поля [39].

#### 1.4.1. Распределение Гаусса

При выполнении условий стационарности, линейности и независимости фаз микросейсмический сигнал аппроксимируется нормальным законом. Плотность вероятности амплитуд  $x$  в этом случае описывается функцией:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{\left(-\frac{(x-\bar{x})^2}{2\sigma^2}\right)}, \quad (1.13)$$

где  $\bar{x}$  это математическое ожидание (среднее значение),  $\sigma$  – среднеквадратичное отклонение.

Это распределение симметрично относительно среднего и характеризуется нулевыми коэффициентами асимметрии и эксцесса. Оно считается базовой моделью для флуктуаций в линейных системах и используется в качестве эталона при оценке отклонений реального сигнала от нормальности [40].

#### 1.4.2. Распределение Грама–Шарлье

В реальных микросейсмических данных часто наблюдаются отклонения от нормального распределения, вызванные нелинейными эффектами, нестационарностью, влиянием шумов или экстремальными событиями (тайфуны, штормы). Для их учёта применяется ряд Грама – Шарлье, расширяющий гауссовское распределение за счёт добавления членов, зависящих от асимметрии и эксцесса [41].

Формула плотности вероятности в этом случае имеет вид:

$$f_{GC}(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(x-\bar{x})^2}{2\sigma^2}\right) \left[1 + \frac{Sk}{6} H_3(z) + \frac{Ku}{24} H_4(z)\right], \quad (1.14)$$

где:  $z = \frac{x-\bar{x}}{\sigma}$  – нормализованная переменная,  $H_3(z)=z^3-3z$  – полином Эрмита 3–го порядка,  $H_4(z)=z^4-6z^2+3$  – полином Эрмита 4–го порядка [42],  $Sk$  – коэффициент асимметрии,  $Ku$  – коэффициент эксцесса.

Это приближение позволяет более точно моделировать реальные данные, отражая наличие более острых пиков или удлинённых хвостов. Распределение Грама–Шарлье широко применяется при статистическом анализе микросейсмических сигналов, где точная форма PDF содержит информацию о структуре волнового возбуждения.

### **1.5. Аппаратные методы измерения характеристик морского волнения и микросейсмических колебаний**

Для изучения характеристик морского волнения и связанных с ним микросейсмических колебаний применяется разнообразная аппаратура, различающаяся по физическому принципу регистрации, пространственно–временному разрешению и чувствительности. К наиболее распространённым подходам относятся как прямые методы измерения параметров морской поверхности, так и косвенные методы, позволяющие оценивать характеристики волнения на основе анализа отражённого или излучённого сигнала.

Наиболее традиционным способом прямого измерения волнения являются волновые буи – как дрейфующие, так и стационарные. Такие системы регистрируют вертикальные ускорения, углы наклона и смещения, на основе которых путём численного интегрирования восстанавливается временной ряд изменения уровня морской поверхности. Дальнейший спектральный анализ позволяет определять основные параметры волнения, включая значительную высоту волн  $H_{m0}$ , спектральную плотность, характерные периоды и направление распространения волн [43]. Несмотря на высокую точность и надёжность подобных измерений, особенно в условиях штормовой активности, их применение ограничено сложностями

эксплуатации и локальным характером наблюдений, что существенно снижает пространственное покрытие.

Существенное развитие получили спутниковые методы наблюдений, в частности радиолокационная альтиметрия, основанная на измерении времени прохождения электромагнитного сигнала от спутника до морской поверхности и обратно. Данный подход позволяет оценивать значительную высоту волн в глобальном масштабе. Современные спутниковые миссии, такие как Jason и Sentinel-6, обеспечивают высокую точность измерений при пространственном разрешении порядка нескольких километров [44–46]. Однако альтиметрия даёт усреднённую информацию по трассе спутника и не позволяет детально анализировать локальные процессы в прибрежной зоне.

Дополнительные возможности предоставляет радиолокационная съёмка с синтезированной апертурой (SAR), позволяющая получать изображения морской поверхности и извлекать спектральные характеристики волнения, включая длину волны, направление распространения и пиковую частоту [47,48]. Преимуществами данного метода являются глобальность покрытия и независимость от освещённости, однако интерпретация данных, особенно в прибрежной зоне, существенно усложняется за счёт влияния береговой линии и неоднородностей подстилающей поверхности [49].

В прибрежных исследованиях также широко используются береговые высокочастотные радиолокационные системы (HF-радары), позволяющие регистрировать параметры волнения на расстояниях до нескольких десятков километров от берега [50].

Несмотря на разнообразие существующих методов, большинство из них либо ориентированы на регистрацию непосредственно морской поверхности, либо обеспечивают косвенную оценку параметров волнения с ограниченной чувствительностью к процессам, протекающим в придонной области и в верхней части земной коры. В то же время именно эти процессы играют ключевую роль в

формировании микросейсмического поля, связанного с взаимодействием морского волнения с дном.

В связи с этим в настоящей работе основное внимание уделено применению высокочувствительных методах регистрации, основанных на использовании лазерных деформографов и лазерного измерителя вариаций давления гидросферы. Данные приборы позволяют регистрировать соответственно микродеформации верхнего слоя земной коры и вариации придонного давления с высокой временной и амплитудной разрешающей способностью [51]. В отличие от традиционных методов, они обеспечивают прямую регистрацию отклика среды на воздействие морского волнения, включая как первичные, так и вторичные микросейсмические колебания. Это делает их наиболее эффективными инструментами для исследования механизмов генерации микросейсм и анализа спектральной структуры сигналов в широком диапазоне частот [52].

### **1.5.1. Лазерный деформограф.**

В Тихоокеанском океанологическом институте им. В.И. Ильичева ДВО РАН были разработаны однокоординатные и двухкоординатные лазерные деформографы, работающие на принципах лазерной интерферометрии [53]. Основой их конструкции служит неравноплечий интерферометр Майкельсона с использованием частотно-стабилизированных гелий-неоновых лазеров, обладающих долговременной стабильностью порядка  $10^{-9}$ – $10^{-10}$  (рисунок 1.1).

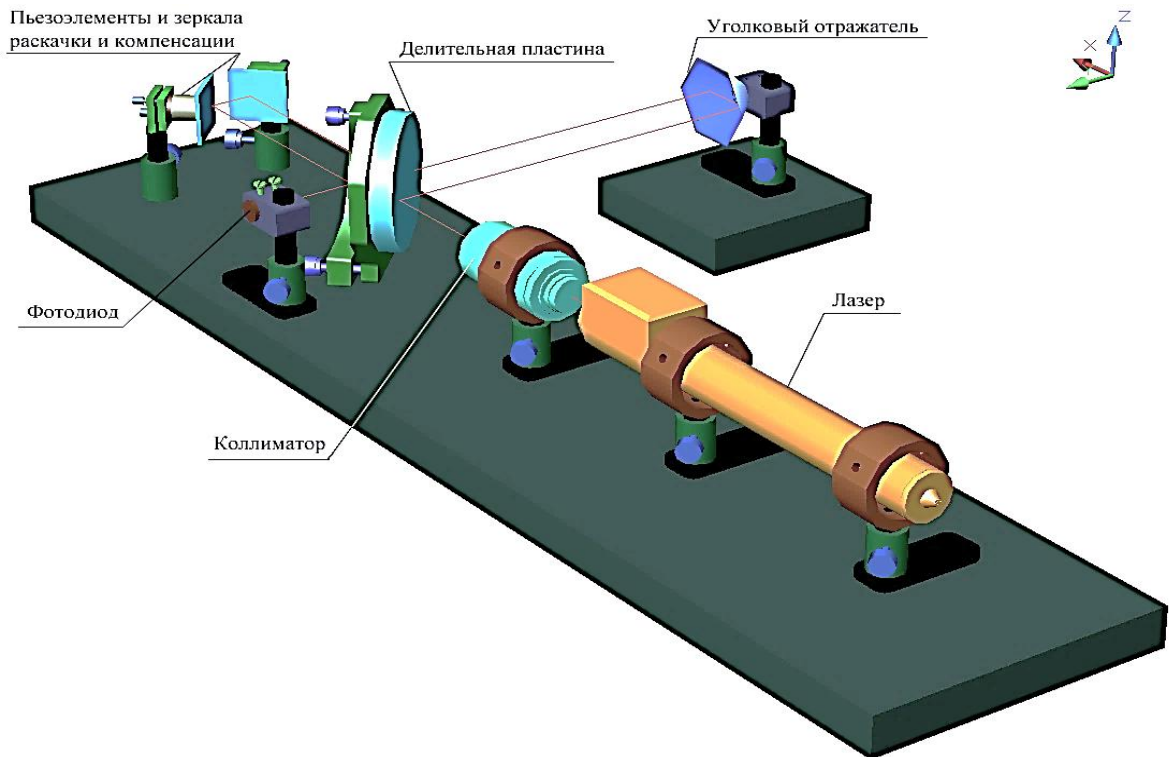


Рисунок 1.1 – Оптическая схема лазерного деформографа неравноплечего типа.

Оптическая схема прибора включает в себя деление лазерного луча на эталонный и измерительный. Эталонный луч проходит через систему зеркал, закрепленных на пьезокерамических основаниях, и возвращается на фотоприемник. Измерительный луч направляется через герметичный световод, отражается от трипель-призмы и также фокусируется на фотоприемнике, где формируется интерференционная картина. Изменения интерференции напрямую связаны с микродеформациями земной поверхности [54,55]. Измерительное плечо в десятки раз превышает эталонное, как это реализовано на морских экспериментальных станциях Тихоокеанского океанологического института имени В.И. Ильичёва Дальневосточного отделения Российской академии наук [56,57]

На рисунке 1.2 показаны две основные установки ориентированные по направлениям «Север–Юг» (52.5 м) и «Запад–Восток» (17.5 м), данные с которых синхронно регистрируются и анализируются.



Рисунок 1.2 – Интерферометры лазерного деформографа с длиной измерительного плеча 52.5 м ориентацией «Север–Юг» (слева) и с длиной измерительного плеча 17.5 м ориентацией «Запад–Восток» (справа). 1 – лазер, 2 – оптический затвор, 3 – коллиматор, 4 – плоскопараллельная пластина, 5 и 6 – юстировочные зеркала на пьезокерамических цилиндрах, 7 – лучевод, 8 – система регистрации.

Таким образом, лазерные деформографы, построенные на основе неравноплечего интерферометра Майкельсона, обеспечивают сверхвысокую чувствительность к микросейсмическим и геофизическим воздействиям, что делает их уникальными инструментами для исследований деформационной активности земной коры и глобальных колебаний [51,55].

### 1.5.2. Лазерный измеритель вариаций давления гидросферы

Лазерный измеритель вариаций давления гидросферы, как и лазерный деформограф, реализован на основе модифицированной схемы интерферометра Майкельсона, где в качестве источника когерентного излучения используется гелий–неоновый лазер с частотной стабилизацией. Ниже представлены оптическая схема и конструктивное исполнение устройства (рисунок 1.3).

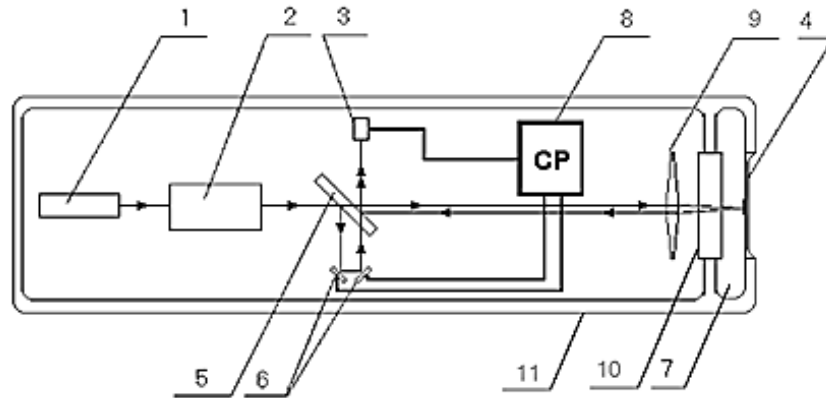


Рисунок 1.3 – Оптическая схема и устройство лазерного измерителя вариаций давления гидросферы. 1 – лазер, 2 – оптический затвор с коллиматором, 3 – фотоприёмник, 4 – мембрана с отражающим покрытием, 5 – полупрозрачная плоскопараллельная пластина, 6 – юстировочные зеркала на пьезокерамических приводах, 7 – компенсационная камера, 8 – система регистрации, 9 – фокусирующая линза, 10 – плоскопараллельная пластина, 11 – герметичный корпус прибора.

Излучение гелий–неонового лазера (1) проходит через оптический затвор (2) и направляется на полупрозрачную пластину (5), где разделяется на опорный и измерительный пучки. Измерительный луч фокусируется линзой (9) на зеркальное покрытие мембраны (4), находящейся в контакте с морской средой. После отражения от мембраны луч возвращается через линзу на пластину (5), где интерферирует с опорным пучком. Результирующая интерференционная картина регистрируется фотодиодом (3).

Воздействие внешнего давления вызывает смещение мембраны (4), что приводит к изменению оптической длины измерительного плеча и, как следствие, к сдвигу интерференционной картины. Система регистрации (8) компенсирует этот сдвиг, подавая управляющее напряжение на пьезокерамические элементы (6), которые корректируют длину опорного плеча, удерживая интерференционный сигнал в максимуме. В случае превышения компенсационных возможностей пьезокерамики система переключается на соседний интерференционный максимум, обеспечивая

широкий динамический диапазон, ограниченный лишь упругими характеристиками мембраны.

Выходной сигнал устройства пропорционален величине смещения мембраны, что позволяет определять избыточное давление с высокой точностью. Прибор обеспечивает регистрацию вариаций давления гидросферы с разрешением 0.45 мПа в полосе частот 0–1000 Гц, при этом динамический диапазон измерений определяется исключительно механическими свойствами чувствительного элемента [58–62]. Внешний вид прибора представлен на рисунке 1.4.

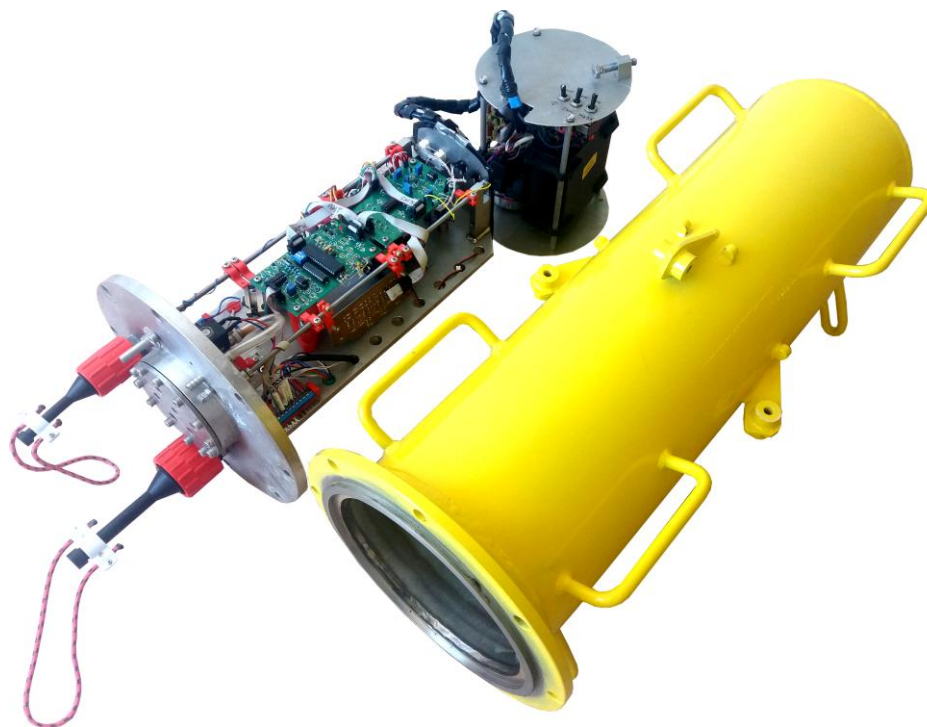


Рисунок 1.4 – Внутренний вид лазерного измерителя вариаций давления гидросферы (слева) и внешний герметичный кожух (справа).

### **1.5.3. Дополнительная измерительная аппаратура**

#### *Метеостанция AANDERAA*

Автоматическая метеостанция норвежского производства AANDERAA применяется для непрерывного мониторинга атмосферных условий, непосредственно

влияющих на генерацию волнения. Она позволяет измерять скорость и направление ветра, атмосферное давление, температуру воздуха и относительную влажность [63]. Внешний вид метеостанции представлен на рисунке 1.5.

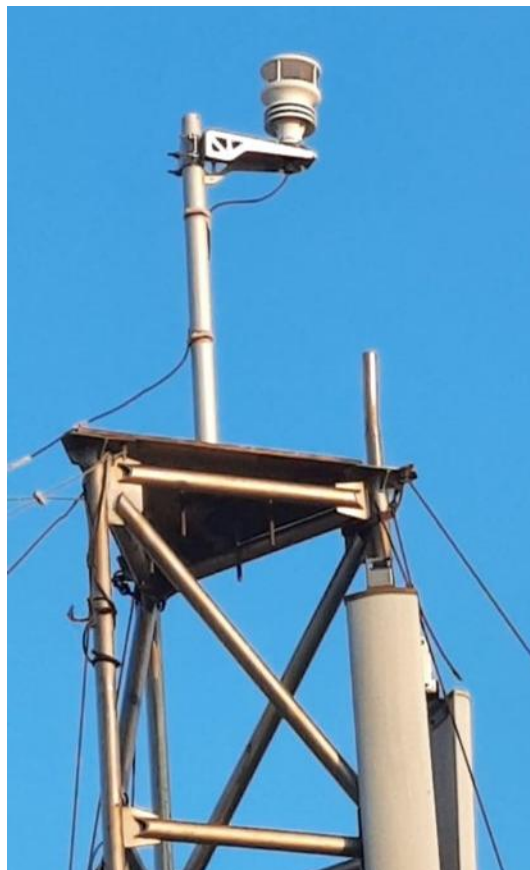


Рисунок 1.5 – Внешний вид Метеостанция AANDERAA.

Метеоданные используются как входные параметры при численном моделировании волнения (например, в моделях WAM (WaveModeling) [64,65], WAVEWATCH-III [66,67] и SWAN (Simulating Waves Nearshore) [68]), а также при анализе энергетики волн и сопоставлении с микросейсмическими колебаниями. Высокая точность и устойчивость станции к морским условиям делают её надёжным инструментом в прибрежных и шельфовых зонах [69,70].

### *Сейсмометр Guralp CMG-3ESPВ*

Параллельно с лазерными деформографами осуществляется синхронная регистрация сейсмических колебаний с использованием широкополосного сейсмометра Guralp CMG-3ESPВ [71]. Данный прибор представляет собой трёхкомпонентную систему, состоящую из взаимно ортогональных датчиков, обеспечивающих одновременную регистрацию колебаний грунта в направлениях "Север-Юг", "Запад-Восток" и по вертикальной оси. Частотный диапазон каждого из датчиков охватывает интервал от 0.003 до 50 Гц.

Конструкция сейсмометра включает электронную систему компенсации наклонов, обеспечивающую корректную работу при отклонениях от горизонтали до 3°. В состав аппаратного комплекса входит специализированный блок управления, предназначенный для выполнения первоначальной установки, юстировки и центровки прибора, а также для тестирования и мониторинга его работоспособности в процессе эксплуатации. Для обеспечения максимальной точности измерений сейсмометр установлен на глубине 3 метра на территории МЭС "м. Шульца". Выбор места установки был обусловлен необходимостью минимизации влияния антропогенных помех, в частности вибраций от транспортных средств, что позволяет получать достоверные данные о естественных сейсмических процессах. Внешний вид широкополосного сейсмографа представлен на рисунке 1.6.



Рисунок 1.6 Внешний вид сейсмометра Guralp CMG–3ESPВ.

Такая конфигурация измерительного комплекса, сочетающая лазерные деформографы и современный сейсмографический прибор, обеспечивает получение синхронных высокоточных данных о деформационных и сейсмических процессах, что существенно повышает информативность проводимых геофизических исследований и достоверность получаемых результатов.

### **1.6. Выводы к первой главе**

В данной главе рассмотрены теоретические основы формирования микросейсмических колебаний в прибрежной зоне, обусловленных воздействием морского волнения, а также приведён обзор методов их регистрации и анализа. Показано, что микросейсмические колебания формируются в результате взаимодействия волновых процессов в океане с верхними слоями земной коры и характеризуются диапазоном периодов от 2 до 20 секунд.

Рассмотрены основные механизмы генерации микросейсмических колебаний. Установлено, что первичные микросейсмы возникают вследствие прямого воздействия длиннопериодного волнения на морское дно, тогда как вторичные микросейсмы формируются в результате нелинейного взаимодействия встречных

морских волн. Показано, что указанные типы микросейсмических колебаний различаются по частотному диапазону и условиям формирования.

Проанализированы подходы к статистическому описанию микросейсмических колебаний. Отмечено, что амплитудные распределения сигналов могут отклоняться от нормального закона и характеризоваться повышенной вероятностью экстремальных значений. В связи с этим для описания экспериментальных распределений применяются разложения, позволяющие учитывать отклонения от нормального закона, в частности распределение Грама–Шарлье.

Рассмотрены методы измерения параметров морского волнения и микросейсмических колебаний, включая контактные (волновые измерительные станции), дистанционные (спутниковая альтиметрия и радиолокационные методы) и наземные геофизические измерения. Показано, что лазерные деформографы обеспечивают регистрацию деформационных откликов земной коры, лазерный измеритель вариаций давления гидросферы регистрирует вариации придонного давления, а широкополосный сейсмометр – скорость смещений среды, что в совокупности позволяет проводить комплексный анализ процессов генерации микросейсмических колебаний.

Таким образом, представленные в главе теоретические положения, а также рассмотренные методы регистрации и анализа формируют основу для последующего исследования спектральных и статистических характеристик микросейсмических колебаний в прибрежной зоне Японского моря в условиях фонового состояния и при воздействии штормовой активности.

## **Глава 2. Микросейсмические колебания, вызванные штормовой активностью.**

Текущая глава посвящена исследованию микросейсмических колебаний, зарегистрированных в прибрежной зоне в периоды прохождения тайфунов различной интенсивности, по данным лазерно–интерференционных и сейсмических измерительных систем. В главе рассматриваются особенности формирования первичных и вторичных микросейсмических колебаний при штормовом волнении, а также их спектральные проявления в характерных диапазонах частот.

В разделе 2.1 приводится описание района исследований и основных характеристик рассматриваемых штормовых событий. Раздел 2.2 посвящён характеристике используемых экспериментальных данных и методам их спектральной обработки. В разделе 2.3 анализируются спектральные особенности микросейсмических колебаний, зарегистрированных в периоды прохождения тайфунов «Симарон», «Конг–Рэй» и «Хагупит», с рассмотрением индивидуальных особенностей каждого события. В разделе 2.4 выполнен сравнительный анализ полученных спектральных характеристик и дана их физическая интерпретация с учётом механизмов генерации микросейсм и амплитудно–частотных свойств применяемых приборов.

### **2.1. Район исследований и характеристика штормов**

Исследования проводились в акватории южного Приморья, на МЭС ТОИ ДВО РАН, расположенной на мысе Шульца (рисунок 2.1). Район характеризуется выраженным сезонным ветровым волнением, наличием изолированных бухт и сравнительно пологим шельфом. Благодаря геоморфологическим условиям, в данной зоне эффективно формируются стоячие и интерферирующие волновые системы, способствующие генерации вторичных микросейсмических колебаний.

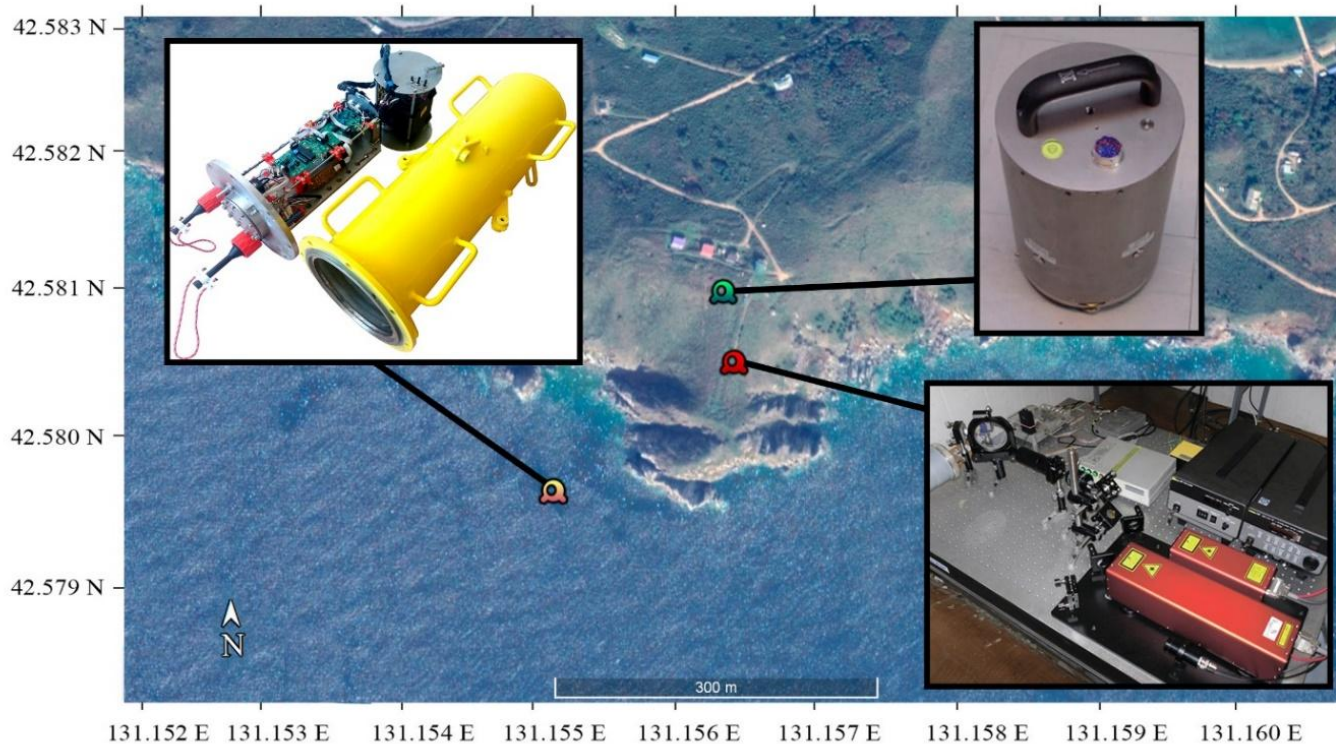


Рисунок 2.1. – Схема расположения приборов на МЭС ТОИ ДВО РАН «м. Шульца»

В период с 2018 по 2020 года над акваторией Японского моря прошло 7 тайфунов и 1 тропический шторм, зарегистрированных лазерно-интерференционными приборами. Траектории их прохождения над территорией Японского моря приведены на рисунке 2.2.

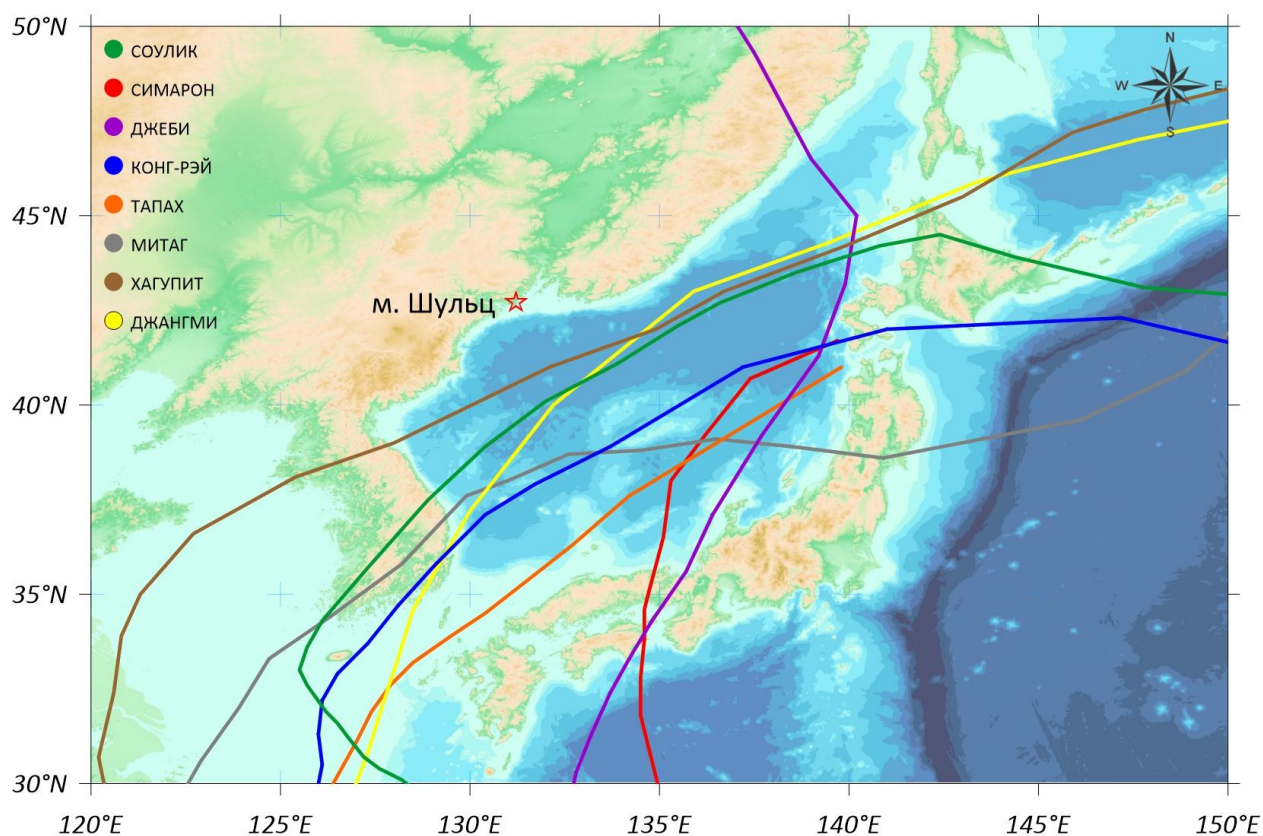


Рисунок 2.2. Траектория прохождения 8-ми тайфунов.

В таблице 2.1 приведены их основные характеристики: название, дата и время зарождения и окончания, средняя скорость ветра и категория. Согласно шкале Японского метеорологического агентства (JMA) [72], тайфуны подразделяются на три основные категории: сильный тайфун (Strong Typhoon) – скорость ветра 33–44 м/с; очень сильный тайфун (Very Strong Typhoon) – скорость ветра 44–54 м/с и сверхсильный тайфун (Violent Typhoon) – скорость ветра более 54 м/с.

Таблица 2.1. Даты прохождения тайфунов и их категории

Название тайфуна	Дата и время зарождения тайфуна, UTC	Дата и время окончания тайфуна, UTC	Средняя скорость ветра, м/с.	Категория
«Соулик»	2018-08-16 00:00:00	2018-08-24 18:00:00	46.2	Очень сильный тайфун
«Симарон»	2018-08-18 12:00:00	2018-08-24 12:00:00	45.6	Очень сильный тайфун

«Джеби»	2018-08-27 18:00:00	2018-09-05 00:00:00	37.7	Сильный тайфун
«Конг–Рэй»	2018-09-29 06:00:00	2018-10-06 12:00:00	39.6	Сильный тайфун
«Тапах»	2019-09-19 00:00:00	2019-09-23 00:00:00	25.8	Тайфун
«Митаг»	2019-09-28 00:00:00	2019-10-03 06:00:00	24.3	Тайфун
«Хагупит»	2020-08-01 06:00:00	2020-08-05 12:00:00	27.6	Тайфун
«Джангми»	2020-08-08 18:00:00	2020-08-11 06:00:00	23.6	Тропический шторм

В качестве исследуемых штормовых событий в данной главе были выбраны три тайфуна (рисунок 2.3), прошедших вблизи побережья в разные годы:

Тайфун «Симарон» (23–24 августа 2018 г.), классифицируемый как очень сильный тайфун по шкале Японского метеорологического агентства с порывами ветра до 45 м/с;

Тайфун «Конг–Рэй» (5–6 октября 2018 г.), с умеренной интенсивностью и траекторией, максимально приближённой к МЭС, с порывами до 40 м/с;

Тайфун «Хагупит» (2–3 августа 2020 г.), характеризующийся слабой интенсивностью, но длительным воздействием на акваторию.

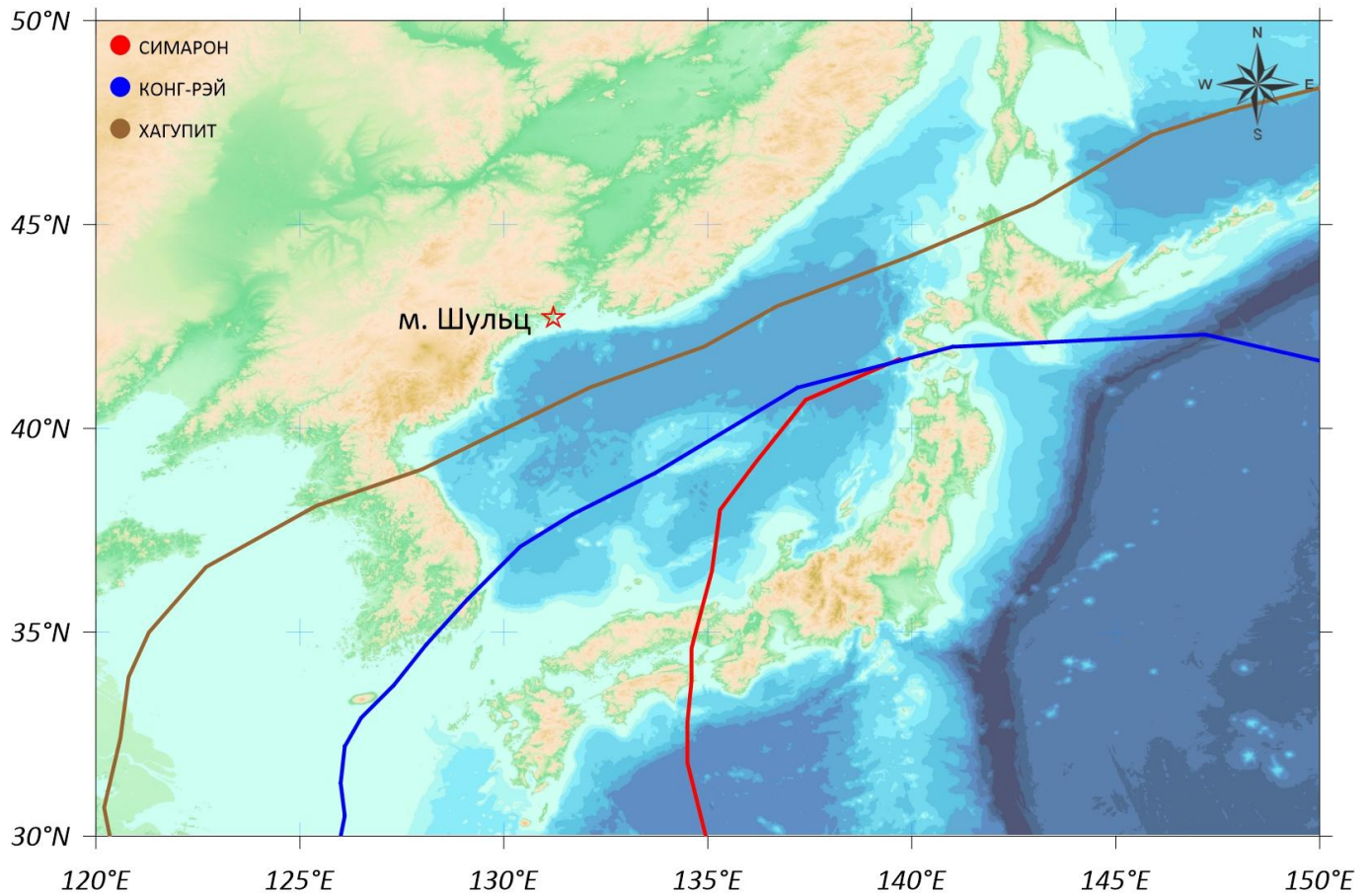


Рисунок 2.3 – Траектории прохождения тайфунов «Симарон», «Конг-Рэй» и «Хагупит» над акваторией Японского моря.

Выбор этих событий обусловлен не только различием в интенсивности, но и различной конфигурацией штормового поля, расстоянием до эпицентра и продолжительностью влияния. Это позволяет провести сравнительный анализ спектральных проявлений микросейсмических колебаний в различных условиях волнения [73].

## 2.2. Натурные данные и методы спектральной обработки

В рамках проведённого анализа использовались синхронные записи, полученные с трёх измерительных систем: ЛИВДГ [74], лазерного деформографа [75] и широкополосного сейсмометра Guralp CMG-3ESPВ [71]. Все приборы были

ориентированы в фиксированных направлениях: деформограф – в направлениях Север–Юг и Запад–Восток, сейсмометр – по трём взаимно ортогональным компонентам[76]. Данные были синхронизированы по времени с точностью до одной секунды.

Частота дискретизации составляла 1000 Гц для ЛИВДГ и деформографа, 50 Гц – для сейсмометра. Все временные ряды предварительно обрабатывались с использованием полосовой фильтрации и нормализации по длине. Для минимизации краевых эффектов при спектральном преобразовании применялось окно Хэмминга, обеспечивающее сглаживание переходов и уменьшение боковых лепестков в спектре. Продолжительность одного сегмента анализа составляла 1 час, что соответствовало 36 000 отсчётам при дискретизации 10 Гц.

Для спектрального анализа использовалась оценка плотности спектральной мощности (PSD), рассчитываемая по методу периодограммы с усреднением по перекрывающимся окнам. Основная формула оценки PSD имеет вид:

$$P(f) = \frac{1}{T} \left| \int_0^T x(t) \cdot w(t) \cdot e^{-2\pi ift} dt \right|^2 \quad (2.1)$$

где  $x(t)$  – нормированный сигнал,  $w(t)$  – окно Хэмминга,  $T$  – длительность сегмента,  $f$  – частота. Анализ производился в диапазоне от 0.05 до 0.5 Гц, что охватывает типичный интервал микросейсмических колебаний (2–20 с) [77,78].

При этом нижняя часть диапазона (0.05–0.2 Гц) трактуется как зона первичных микросейсм, формируемых прямым воздействием волнения на дно, тогда как верхняя часть (0.2–0.4 Гц) соответствует вторичным микросейсам, возникающим в результате нелинейного взаимодействия волн. Для каждого интервала строились спектры по всем трём каналам измерения. Далее анализировалась структура спектра, энергетическое распределение и наличие локальных максимумов, соответствующих характерным частотам возбуждения. Оценка энергетического содержания

производилась путём численного интегрирования спектра по заданным диапазонам частот:

$$E = \int_{f_2}^{f_1} P(f)df, \quad (2.2)$$

где  $f_1$  и  $f_2$  – границы частотного диапазона (первичного или вторичного микросейсмического окна) [79,80].

Проведено сопоставление полученных данных как между различными типами измерительных приборов, так и между отдельными фазами развития тайфунов, что позволило установить закономерности формирования микросейсмических колебаний при различных сценариях атмосферного воздействия.

### **2.3. Спектральные особенности микросейсмических колебаний при различных типах тайфунов**

*Тайфун «Симарон» (23–24 августа 2018 г.)*

Тайфун «Симарон», наблюдавшийся в августе 2018 года, согласно классификации (JMA), относился к категории очень сильных тайфунов. Средняя устойчивая скорость ветра в центральной части циклона достигала 45.6 м/с. Тайфун сформировался 18 августа над западной частью Тихого океана и, пройдя над территорией Японского моря, оказал заметное влияние на прибрежные районы Дальнего Востока России, включая акваторию вблизи мыса Шульца, где был размещён комплекс геофизических измерительных систем.

На рисунке 2.4 представлены динамические спектрограммы, полученные по данным трёх различных приборов: ЛИВДГ, лазерного деформографа и широкополосного сейсмометра. Также приведена траектория перемещения тайфуна «Симарон» по данным оперативных метеорологических наблюдений.

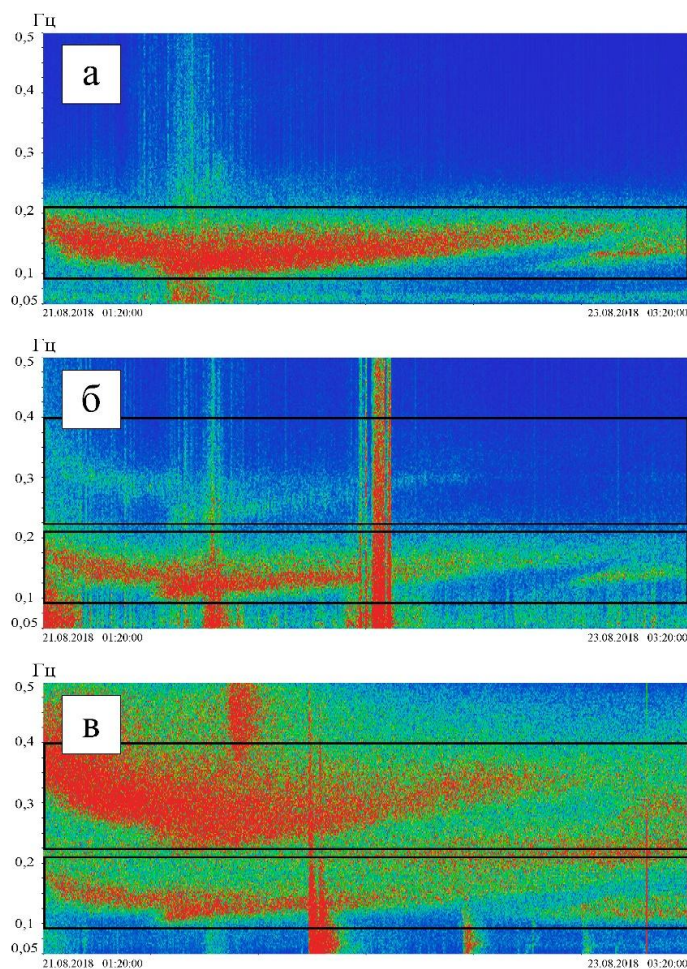


Рисунок 2.4. Динамические спектрограммы в период прохождения тайфуна «Симарон»: а) ЛИВДГ; б) лазерного деформографа; в) сейсмометра Guralp CMG–3ESP.

Во всех спектрограммах чётко проявляются спектральные максимумы в диапазоне частот от 0.08 до 0.215 Гц, что соответствует возбуждению первичных микросейсмических колебаний, индуцируемых прямым воздействием морского ветрового волнения на дно. В этом диапазоне частот колебания морского дна синфазны с колебаниями среды в верхней части земной коры, что обеспечивает согласованное возбуждение механических колебаний и их эффективную регистрацию [18,81].

На частотах от 0.225 до 0.4 Гц регистрируются вторичные микросейсмические колебания, возникающие вследствие нелинейного взаимодействия встречных волн

одинаковой частоты [82]. Такие колебания наиболее отчетливо зафиксированы в записях лазерного деформографа и сейсмометра, тогда как в данных ЛИВДГ (рисунок 2.4 (а)) указанный частотный диапазон не содержит выраженного энергетического компонента. Спектрограмма лазерного деформографа (рисунок 2.4 (б)) демонстрирует устойчивое присутствие обоих типов микросейсм – как первичных, так и вторичных. При этом в области первичных микросейсм деформограф показывает наиболее стабильную энергетическую концентрацию. Спектры, представленные на рисунке 2.5, подтверждают наличие выраженного энергетического максимума в диапазоне 0.08–0.215 Гц на всех приборах, а также проявление вторичных микросейсм в области 0.225–0.4 Гц на деформографе и сейсмометре.

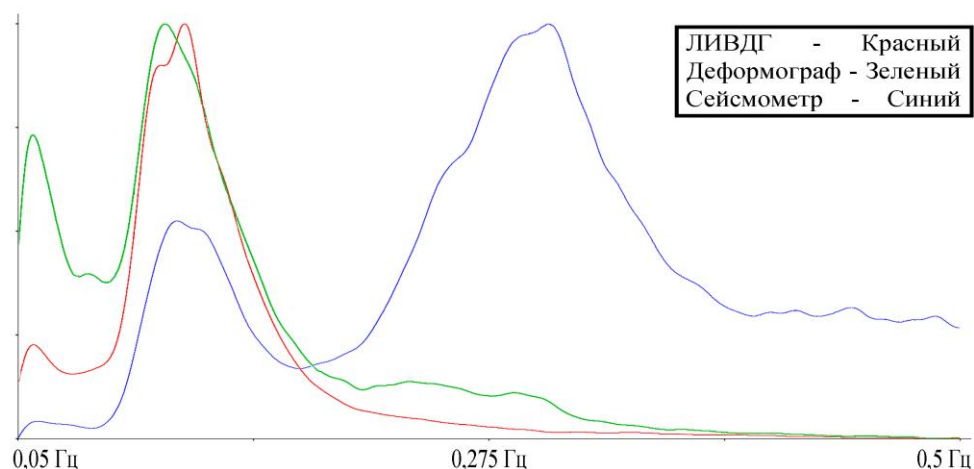


Рисунок 2.5. Спектры плотности мощности микросейсмических колебаний, зарегистрированных ЛИВДГ (красный), лазерным деформографом (зеленый) и сейсмометром (синий) во время тайфуна «Симарон».

В то время как спектрограмма сейсмометра (рисунок 2.4 (в)) демонстрирует доминирование вторичных микросейсмических колебаний при умеренной выраженности первичных. Подобная асимметрия обусловлена как физической природой возбуждаемых колебаний, так и характеристиками регистрации: поскольку

сейсмометр фиксирует скорость смещений, высокочастотные компоненты (характерные для вторичных микросейсм) становятся визуально преобладающими за счёт пропорционального увеличения амплитуды при переходе от смещений к скоростям. Это свойство регистрации неоднократно обсуждалось в литературе, в том числе в работе [25], где подчёркивается увеличение спектральной плотности микросейсмического сигнала в диапазоне 0.1–0.4 Гц как следствие повышения вклада производной сигнала при переходе к более высоким частотам.

Таким образом, тайфун «Симарон» является характерным примером интенсивного метеорологического события, вызвавшего одновременное формирование как первичных, так и вторичных микросейсмических колебаний. При этом выраженность спектральных компонент зависит как от параметров волнения, так и от амплитудно–частотных характеристик конкретных измерительных систем. Наиболее полная картина формирования микросейсмического спектра достигается при совместном анализе данных всех трёх типов приборов, что позволяет различать природу колебаний и количественно оценивать вклад тех или иных механизмов генерации микросейсм.

*Тайфун «Конг–Рэй» (5–6 октября 2018 г.)*

Тайфун «Конг–Рэй», сформировавшийся в конце сентября 2018 года, пересёк акваторию Японского моря в начале октября, пройдя вблизи побережья южного Приморья. Согласно классификации JMA, он относился к категории сильных тайфунов, при этом средняя устойчивая скорость ветра достигала 38–40 м/с. Прохождение циклона сопровождалось формированием значительного ветрового волнения в районе мыса Шульца и, как следствие, активацией микросейсмических процессов в прибрежной зоне.

На рисунке 2.6 представлены динамические спектрограммы, построенные по записям с ЛИВДГ, лазерного деформографа и широкополосного сейсмометра. Чётко выделяются энергетические максимумы в диапазоне от 0.05 до 0.158 Гц, что

соответствует проявлениям первичных микросейсмических колебаний, возбуждаемых действием длиннопериодных волн на донную поверхность. Все три типа приборов регистрируют этот диапазон с высокой согласованностью, что подтверждает наличие устойчивой зыби, сформированной в результате действия тайфуна.

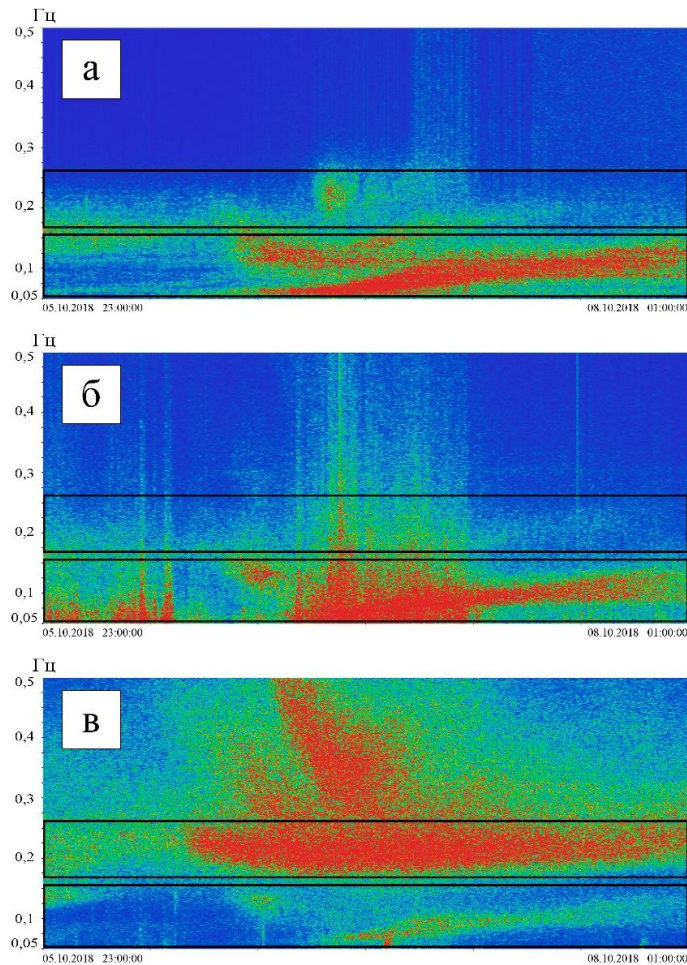


Рисунок 2.6. Динамические спектрограммы в период прохождения тайфуна «Конг–Рэй»: а) ЛИВДГ; б) лазерного деформографа; в) сейсмометра Guralp CMG–3ESP.

Наряду с первичными микросейсмами, в области вторичных микросейсмических колебаний (0.167–0.264 Гц) наблюдается выраженное усиление спектральной плотности. Особенно отчётливо это проявляется в спектрограммах деформографа (рисунок 2.6 (б)) и сейсмометра (рисунок 2.6 (в)), где вторичный

максимум носит устойчивый и широкополосный характер. При этом даже данные ЛИВДГ (рисунок 2.6 (а)), менее чувствительные в высокочастотной области, фиксируют локальное увеличение энергетики в диапазоне 0.19–0.27 Гц, что можно интерпретировать как отклик на местное короткопериодное ветровое волнение, развившееся в акватории под действием циклона. Как видно на рисунке 2.7, спектры всех трёх систем демонстрируют наличие первичного энергетического максимума и характерное усиление сигнала во вторичном диапазоне 0.167–0.264 Гц.

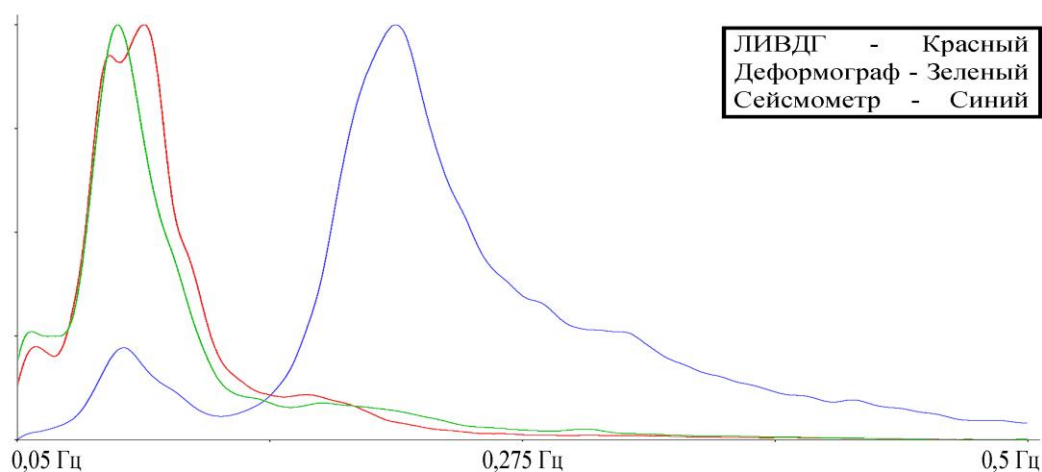


Рисунок 2.7. Спектры плотности мощности, полученные в период тайфуна «Конг–Рэй» для ЛИВДГ (красный), лазерным деформографом (зеленый) и сейсмометром (синий).

Таким образом, тайфун «Конг–Рэй» представляет собой переходный сценарий, при котором формируются условия для возбуждения как первичных, так и вторичных микросейсмических колебаний. При этом зарегистрированная двухкомпонентная структура спектров указывает на наличие как направленных длиннопериодных волн (зыби), так и локальных встречных фронтов, обеспечивающих нелинейную генерацию вторичной составляющей. Совпадение областей спектральных максимумов на всех трёх типах приборов подтверждает надёжность комплексного подхода к регистрации и интерпретации микросейсмического отклика на штормовые процессы. Применение систем с различными амплитудно–частотными

характеристиками позволяет с высокой достоверностью реконструировать структуру волнения и оценить вклад разных механизмов его генерации.

*Тайфун «Хагупит» (2–3 августа 2020 г.)*

Тайфун «Хагупит», наблюдавшийся в августе 2020 года, отличался наименьшей интенсивностью среди трёх рассмотренных случаев и, по классификации Японского метеорологического агентства (JMA), не превысил категории сильного тайфуна (Strong Typhoon). Несмотря на это, сформированная им волновая система оказала влияние на гидрофизическую обстановку в прибрежной зоне юга Приморья. Хотя непосредственные метеоусловия в районе м. Шульца оставались умеренными, волны зыби, образовавшиеся при прохождении циклона над акваторией Японского моря, были успешно зафиксированы комплексом измерительных систем, что позволило оценить микросейсмический отклик в условиях пониженной штормовой активности.

На рисунке 2.8 представлены динамические спектрограммы, зарегистрированные ЛИВДГ (а), лазерным деформографом (б) и сейсмометром (в). На всех трёх приборах отчётливо регистрируется устойчивый сигнал в диапазоне 0.11–0.212 Гц, что соответствует частотам первичных микросейсмических колебаний, возбуждаемых оставшейся после циклона зыбью.

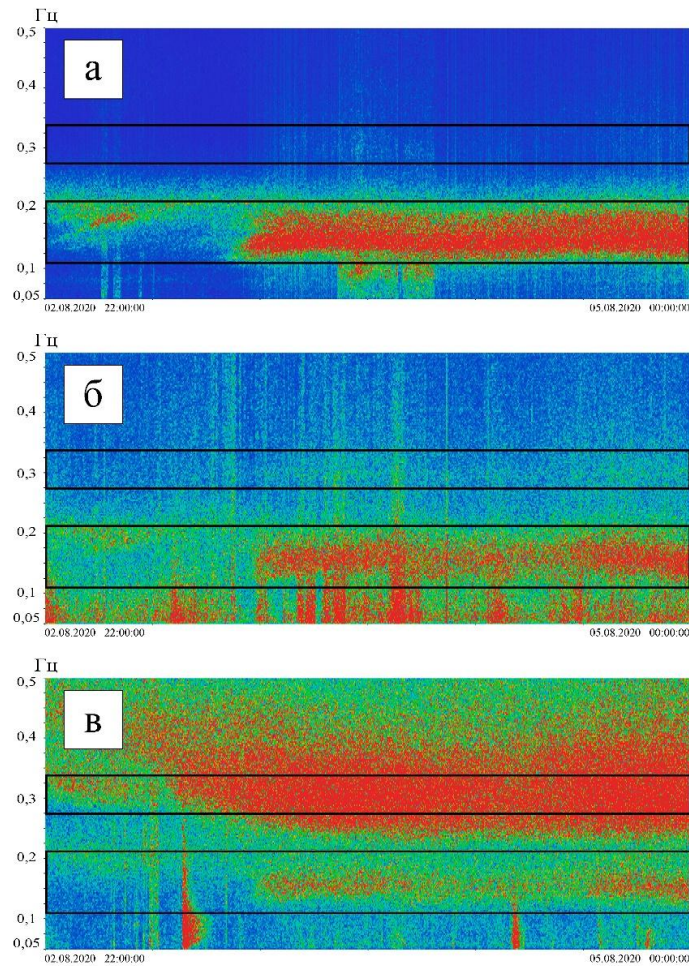


Рисунок 2.8. Динамические спектрограммы в период прохождения тайфуна «Хагупит»: а) ЛИВДГ; б) лазерного деформографа; в) сейсмометра Guralp CMG–3ESP.

Несмотря на общую умеренность внешнего шторма, на спектрограммах деформографа (рисунок 2.8 (б)) и сейсмометра (рисунок 2.8 (в)) дополнительно выявляются участки повышенной спектральной плотности в диапазоне 0.27–0.335 Гц, характерном для вторичных микросейсм. Энергетические максимумы в этой зоне особенно выражены в записях сейсмометра, где наблюдается типичная картина частотной доминанты высокочастотной компоненты за счёт чувствительности прибора к скорости смещений. На записи деформографа также зафиксирован аналогичный максимум, однако с меньшей интенсивностью.

Спектрограмма ЛИВДГ (рисунок 2.8 (а)) демонстрирует лишь кратковременное и слабое усиление в том же диапазоне частот. Это усиление интерпретируется как отклик на локальное ветровое возбуждение водной поверхности, не связанное с устойчивым режимом встречных волн. Отсутствие выраженного вторичного пика в данных ЛИВДГ согласуется с его чувствительностью в нижнем частотном диапазоне и низкой амплитудой давления, связанной с генерацией короткопериодных волн. На рисунке 2.9 отчётливо выделяется основной максимум в зоне первичных микросейсм и усиление сигнала в диапазоне 0.27–0.335 Гц, характерное для вторичных микросейсм, особенно в записях сейсмометра.

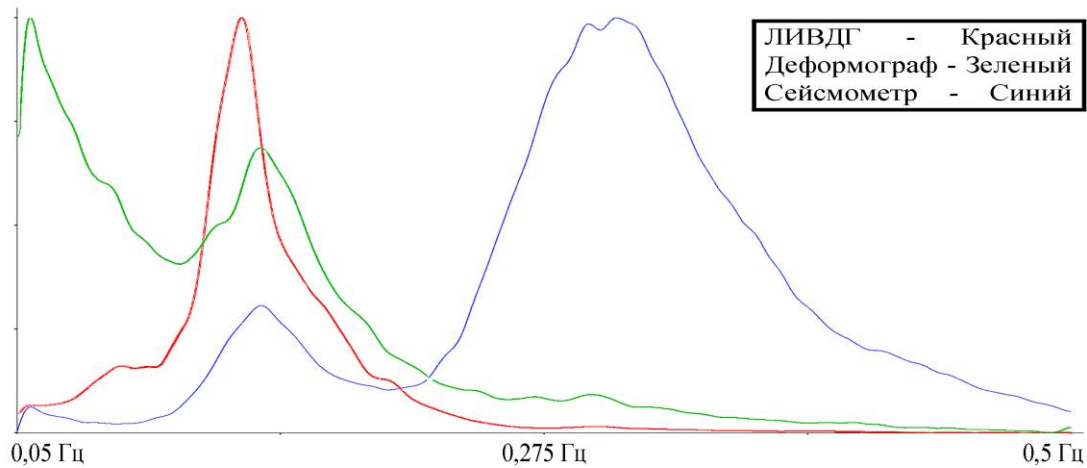


Рисунок 2.9 Спектры плотности мощности микросейсмических колебаний, зарегистрированных ЛИВДГ (красный), лазерным деформографом (зеленый) и сейсмометром (синий) во время тайфуна «Хагупит».

Таким образом, случай тайфуна «Хагупит» отражает ситуацию, при которой даже умеренное штормовое воздействие способно инициировать возбуждение микросейсмических колебаний как первичного, так и вторичного типов. Доминирование вторичных микросейсм в записях сейсмометра подчёркивает важность спектрального подхода к интерпретации сейсмических данных. Данный пример дополнительно демонстрирует значимость совместной регистрации с

использованием комплекса приборов, поскольку только согласованное рассмотрение спектров давления, деформаций и ускорений позволяет полноценно восстановить структуру возбуждения микросейсмического поля даже в условиях слабой метеодинамики.

#### **2.4. Сравнительный анализ и интерпретация спектральных характеристик**

Сравнение спектральных характеристик микросейсмических колебаний, зафиксированных в периоды прохождения тропических циклонов различной интенсивности, позволяет выявить как устойчивые закономерности, так и особенности, обусловленные конкретными условиями штормового воздействия. Все три случая – тайфуны «Симарон», «Конг–Рэй» и «Хагупит» – сопровождалась активацией микросейсмического поля в прибрежной зоне, однако структура спектров, степень выраженности первичных и вторичных компонентов, а также спектральная реакция различных приборов существенно различаются.

Во всех рассмотренных эпизодах зарегистрированы первичные микросейсмические колебания, формируемые под действием длиннопериодной зыби, генерируемой циклонами и распространяющейся в сторону береговой линии. Их спектральные проявления зафиксированы в диапазонах от 0.08 до 0.215 Гц для тайфуна «Симарон», от 0.05 до 0.158 Гц для «Конг–Рэй» и от 0.11 до 0.212 Гц для «Хагупит». Все типы используемых измерительных систем – ЛИВДГ, лазерный деформограф и широкополосный сейсмометр – регистрировали энергетические максимумы в этих интервалах, что подтверждает универсальный характер возбуждения первичных микросейсмических колебаний при наличии развитого волнения. Однако структура спектров у разных приборов варьируется, что связано с особенностями их чувствительности к различным типам колебаний.

Вторичные микросейсмические колебания, возникающие вследствие нелинейного взаимодействия встречных волн одинаковой частоты, проявляются с разной интенсивностью и отчётливостью. В случае тайфуна «Симарон» вторичные колебания

фиксируются как в записях лазерного деформографа, так и сейсмометра, в частотной области 0.225–0.4 Гц. На спектрограммах деформографа они проявляются устойчиво, но менее энергично, чем первичные, тогда как сейсмометр регистрирует доминирующий максимум во вторичном диапазоне. Это связано с тем, что сейсмометр чувствителен к скорости смещений, а спектральная плотность сигнала скорости возрастает с увеличением частоты. Данные ЛИВДГ в этом же диапазоне вторичных микросейсм практически не содержат выраженного сигнала, что объясняется характеристиками прибора, ограничивающими его чувствительность к высокочастотным компонентам.

Аналогичное усиление спектральной плотности во вторичной зоне наблюдается в случае тайфуна «Конг–Рэй», где чёткие пики выявлены в диапазоне 0.167–0.264 Гц. Наибольшая интенсивность зарегистрирована на спектрограммах сейсмометра и деформографа. При этом даже ЛИВДГ фиксирует локальное усиление в области 0.19–0.27 Гц, что интерпретируется как результат генерации короткопериодного местного волнения на исследуемой акватории. Совпадение максимумов по времени и частоте на всех трёх типах приборов подтверждает наличие устойчивой волновой системы, обеспечивающей условия для генерации вторичных микросейсм.

В условиях прохождения тайфуна «Хагупит», несмотря на сравнительно слабую интенсивность метеобстановки, также зафиксированы признаки вторичных микросейсм. Их спектральное проявление наиболее отчётливо регистрируется в диапазоне 0.27–0.335 Гц в данных сейсмометра и деформографа. На спектрограммах ЛИВДГ наблюдается лишь слабое и кратковременное усиление в этом же диапазоне, обусловленное, вероятно, кратковременным воздействием локального ветра. Тем не менее, наличие устойчивого вторичного пика при столь умеренных внешних условиях подчёркивает, что даже при отсутствии выраженного волнения вблизи точки наблюдения возможно формирование вторичных микросейсм, если сохраняется направленная система волн с достаточной длиной и энергией.

Сравнительный анализ также позволяет оценить функциональную нагрузку каждого типа прибора. ЛИВДГ обладает высокой чувствительностью к низкочастотным компонентам спектра, надёжно фиксируя колебания, соответствующие первичным микросейсам. В то же время чувствительность ЛИВДГ к более высоким частотам ограничена, что снижает его эффективность при регистрации вторичных микросейсм. Лазерный деформограф, регистрирующий смещения в горизонтальных направлениях, демонстрирует устойчивое присутствие спектральных максимумов как в первичном, так и вторичном диапазоне. Сейсмометр, фиксирующий скорость частиц, проявляет тенденцию к усилению высокочастотной части спектра, в результате чего вторичные микросейсм на его записях выглядят наиболее ярко. Эта характеристика объясняется не только физической природой измеряемой величины, но и параметрами фильтрации и амплитудной передачи системы, что согласуется с результатами, полученными в ряде работ, включая [25].

Таким образом, результаты спектрального анализа подтверждают, что генерация микросейсмических колебаний при штормовых воздействиях определяется не только интенсивностью циклона, но и направлением распространения волн, наличием встречных фронтов, формой донного рельефа и степенью отражения волн у побережья. Использование разнородных измерительных систем позволяет выявлять характер колебаний, оценивать вклад первичных и вторичных компонентов и реконструировать структуру волнового поля даже при отсутствии прямых метео- и океанографических наблюдений.

## **2.5 Выводы ко второй главе**

В данной главе выполнен анализ микросейсмических колебаний, зарегистрированных в прибрежной зоне Японского моря в периоды прохождения тайфунов «Симарон», «Конг-Рэй» и «Хагупит», по данным лазерного деформографа, лазерного измерителя вариаций давления гидросферы и широкополосного

сейсмометра. Показано, что спектральная структура микросейсмических колебаний значительно зависит от параметров морского волнения.

Установлено, что во всех рассмотренных случаях на спектрограммах приборов регистрируются первичные микросейсмические колебания, возбуждаемые прямым действием длиннопериодной зыби на морское дно. Их частотный диапазон находится в пределах 0.05–0.215 Гц с вариациями, обусловленными особенностями конкретных штормовых событий [83,84].

Продемонстрировано, что эффективность регистрации отдельных спектральных составляющих микросейсмического сигнала определяется амплитудно–частотными характеристиками применяемых измерительных систем и физической природой регистрируемых величин. Лазерный измеритель вариаций давления гидросферы обеспечивает надёжную регистрацию низкочастотных компонент, соответствующих первичным микросейсмическим колебаниям. Лазерный деформограф, регистрирующий смещения среды, устойчиво фиксирует как первичные, так и вторичные микросейсмические колебания в широком диапазоне частот. В то же время на записях широкополосного сейсмометра вторичные микросейсмические колебания, как правило, проявляются с большей амплитудой по сравнению с деформографом, что обусловлено особенностями регистрации скорости смещений. Поскольку сейсмометр измеряет первую производную смещения по времени, спектральная плотность сигнала возрастает с увеличением частоты, что приводит к усилению высокочастотной составляющей, характерной для вторичных микросейсмических колебаний. В результате даже при сопоставимых амплитудах смещений в среде вторичные микросейсмические колебания на сейсмограммах выглядят более интенсивными, чем на записях деформографа.

Данные результаты подтверждают, что данные, полученные с использованием лазерно–интерференционных приборов, позволяют надёжно регистрировать как первичные, так и вторичные микросейсмические колебания в прибрежной зоне и могут эффективно применяться для анализа параметров морского волнения, особенно в условиях ограниченного доступа к прямым океанографическим измерениям.

### **Глава 3. Статистические характеристики фонового поля микросейсмических колебаний**

В текущей главе диссертации рассматриваются статистические характеристики фонового микросейсмического поля в прибрежной зоне Японского моря на основе натуральных данных лазерных деформографов. Анализ выполнен для двух взаимно ортогональных компонент Север–Юг и Запад–Восток, что позволяет исследовать как общие свойства микросейсмического фона, так и его пространственно–ориентированные особенности.

В разделе 3.1 приводится описание используемых экспериментальных данных и критериев отбора временных интервалов, соответствующих условиям минимальной внешней возмущённости. В разделе 3.2 рассматриваются методы статистической обработки микросейсмических временных рядов, включая построение плотностей вероятности, оценку моментов распределений и анализ формы амплитудных распределений.

Раздел 3.3 посвящён аппроксимации экспериментальных распределений с использованием нормального закона и рядов Грама–Шарлье, а также сравнению точности различных подходов к описанию фонового микросейсмического поля. В разделе 3.4 анализируются взаимосвязи статистических характеристик между ортогональными компонентами регистрации и обсуждаются возможные физические причины выявленных различий.

Полученные в данной главе результаты используются в последующей главе диссертации при анализе микросейсмических колебаний в периоды прохождения тайфунов и при выделении возмущённых состояний на фоне фонового микросейсмического шума.

### 3.1. Характеристика данных и условий наблюдений

В данном исследовании анализировались данные, полученные с помощью двух горизонтальных лазерных деформографов, установленных на побережье Японского моря на МЭС «м. Шульца» [85].

Оба прибора основаны на лазерно–интерференционных методах регистрации микродеформаций и ориентированы взаимно ортогонально: один по направлению Север–Юг с длиной измерительного плеча 52.5 м, второй – по направлению Запад–Восток с длиной плеча 17.5 м. Деформографы размещены в подземных термоизолированных камерах, исключающих влияние внешних температурных и акустических возмущений (рисунок 3.1). Подробная схема устройства деформографов и принципы их работы приведены в 1–й главе.

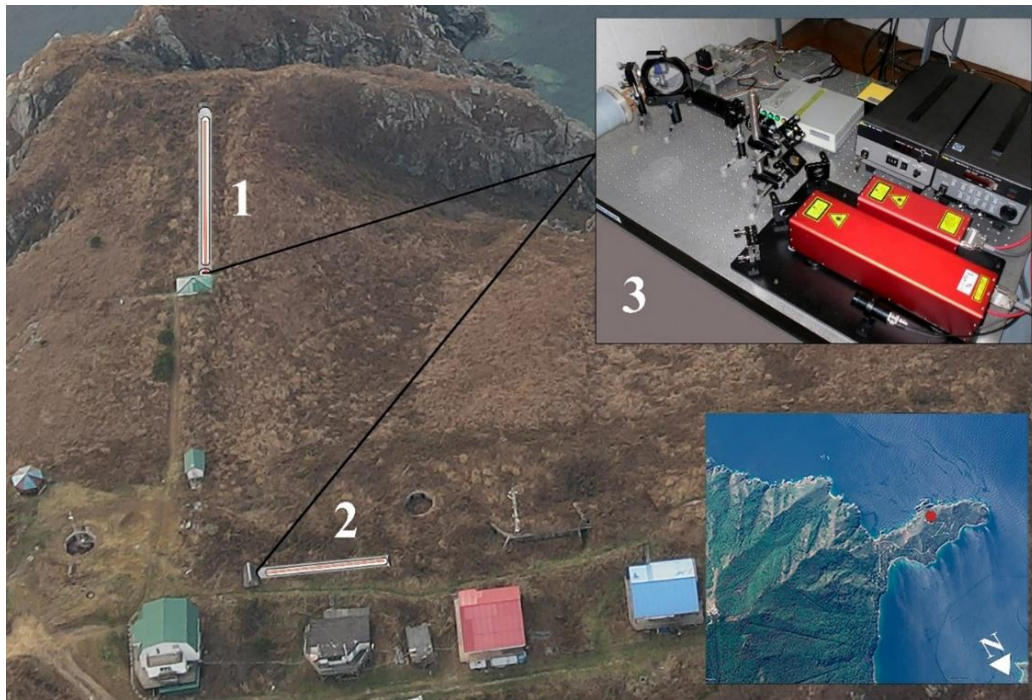


Рисунок 3.1. Место установки лазерных деформографов и схема ориентации компонент. На рисунке изображена компонента Север–Юг (1) и Запад–Восток (2), а также оптическая часть лазерного деформографа (3).

Микродеформации верхнего слоя земной коры регистрировались с частотой дискретизации – 1000 Гц, а результаты измерений сохранялись в виде часовых файлов. Для оценки фоновых характеристик микросейсмического поля были отобраны участки записей, соответствующие наиболее спокойным метеоусловиям. Критерии отбора включали минимальные амплитуды микросейсмических колебаний в диапазоне 0.05–0.5 Гц.

Таким образом, в анализ были включены 16 фрагментов длительностью по одному часу каждый, полученные в 2019 и 2020 годах. Такой подход позволил сформировать выборку, отражающую наиболее типичные характеристики естественного микросейсмического фона в прибрежной зоне, в отсутствие явных возмущений, вызванных штормами, тайфунами или сейсмической активностью [23,27,86].

### **3.2. Методы обработки и результаты спектрального анализа**

Для получения информативных характеристик фонового микросейсмического поля использовалась предварительная спектральная обработка исходных сигналов. Сначала записи подвергались преобразованию Фурье, позволяющему разложить временной ряд на составляющие частоты и определить энергетическое распределение в частотной области. Обработка выполнялась в программной среде MATLAB, а размер выборки составлял  $N = 3600000$  отсчётов на каждый канал за один час наблюдений.

Анализ спектров позволил установить, что наиболее выраженные амплитуды сигнала приходятся на диапазон частот от 0.05 до 0.5 Гц, что соответствует периоду от 2 до 20 секунд. Этот диапазон охватывает микросейсмы, генерируемые в результате взаимодействия морских волн с прибрежной зоной, а также включает в себя возможные колебания, обусловленные атмосферными фронтами и другими инфразвуковыми источниками [25,30,87]. В то же время, высокочастотные

составляющие в сигнале преимущественно относятся к техногенным шумам и колебаниям, не относящимся к изучаемому явлению [34,36].

Для исключения этих высокочастотных составляющих и более чёткого выделения интересующего диапазона, применялся полосовой фильтр с полосой пропускания 0.05–0.5 Гц. После фильтрации, восстановленные временные ряды отражали структуру фонового микросейсмического поля в целевом диапазоне частот (рисунок 3.2).

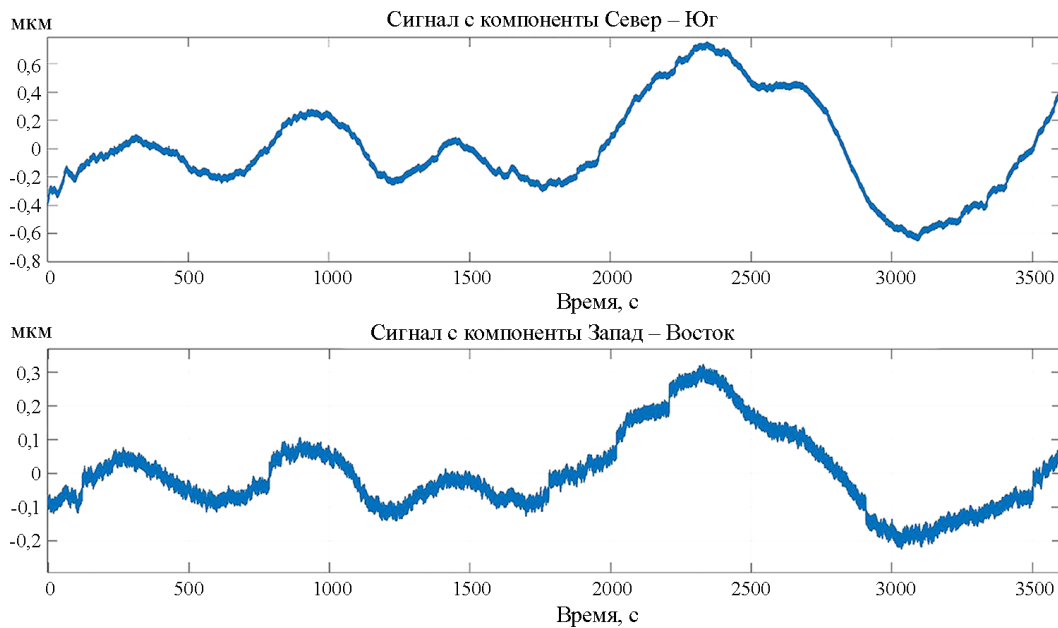


Рисунок 3.2. Пример часовой записи сигнала, зарегистрированного двумя деформографами.

Дополнительно для каждого сигнала был построен логарифмический энергетический спектр (рисунок 3.3). Анализ наклона спектров в логарифмической шкале позволил оценить частотное затухание колебаний. Аппроксимация показала, что для компоненты, ориентированной по направлению Север–Юг, наклон спектра характеризуется показателем степени  $p \approx 1.0$ , тогда как для компоненты Запад–Восток –  $p \approx 1.2$ . Эти значения соответствуют известным спектральным характеристикам процессов, обусловленных гидродинамической турбулентностью и волнами на мелководье.

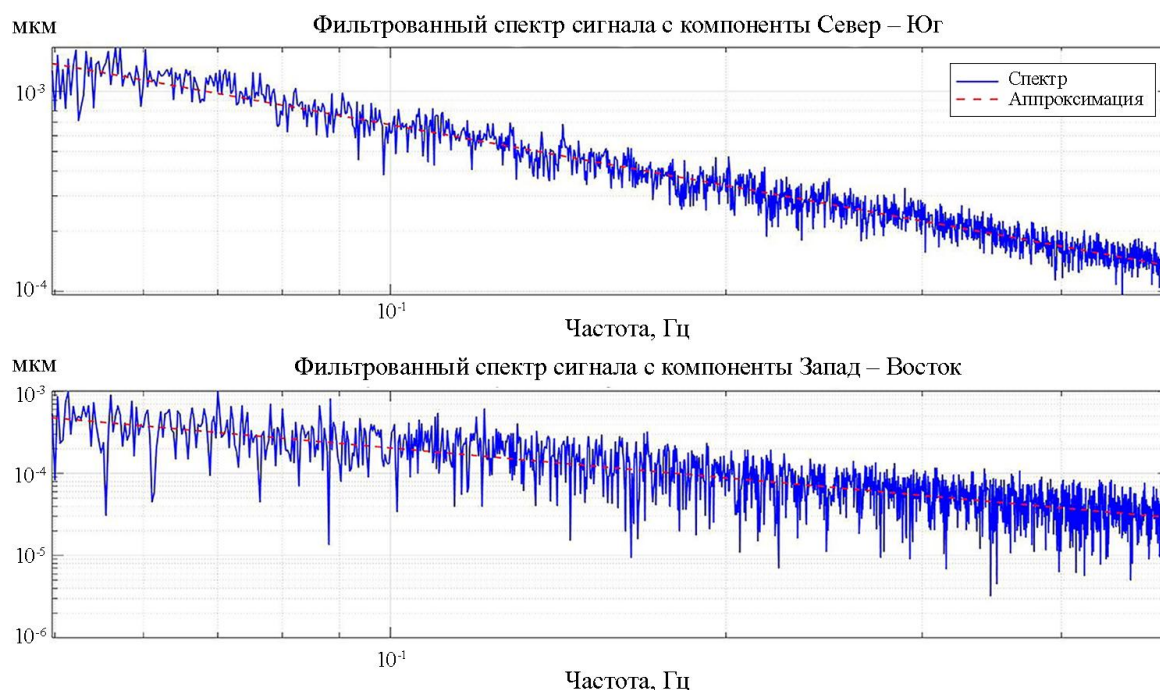


Рисунок 3.3. Логарифмический спектр сигнала после фильтрации.

Таким образом, спектральный анализ подтвердил, что в выбранных интервалах записей преобладают микросейсмические колебания, возникающие вследствие регулярных волновых процессов в прибрежной зоне. Сформированная база фильтрованных сигналов легла в основу последующего статистического анализа, направленного на изучение распределения амплитуд и характеристик фонового микросейсмического шума.

### 3.3. Статистические свойства фонового сигнала

После полосовой фильтрации сигналов в диапазоне 0.05–0.5 Гц была проведена статистическая обработка данных, направленная на количественную оценку параметров распределения микросейсмических колебаний. Поскольку два деформографа имели разную длину измерительных плеч, амплитуды зарегистрированных сигналов были приведены к условной единичной длине (1 м)

путём нормировки [88]. Это позволило корректно сравнивать сигналы, полученные с разных каналов.

Для каждого из 16 фрагментов длительностью в 1 час вычислялись основные статистические характеристики: среднее значение, среднеквадратичное отклонение ( $\sigma$ ), коэффициент асимметрии  $Sk$  (формула 1.6) и коэффициент эксцесса  $Ku$  (формула 1.7). Применяемые формулы соответствуют классическим выражениям для третьего и четвёртого центральных моментов нормированных случайных процессов [89].

Для оценки формы распределения амплитуд использовалась, построенная по выборке плотность вероятности нормированных значений. Экспериментальные гистограммы сравнивались с кривыми нормального распределения и ряда Грама–Шарлье, который учитывает малые отклонения от нормальности [41]. Оценка качества аппроксимации выполнялась с помощью процента объяснённой дисперсии [39]. В большинстве случаев распределение сигналов с деформографов оказывалось ближе к распределению Грама–Шарлье, чем к гауссовому, особенно при наличии положительного эксцесса.

Результаты обработки для каждой из компонент приведены в таблицах 3.1 и 3.2. Отмечено, что значения эксцесса в подавляющем числе случаев положительны, что указывает на повышенную вероятность возникновения редких, но амплитудно значительных колебаний. Лишь в одном случае для компоненты Север–Юг зафиксирован отрицательный эксцесс. Положительные значения  $Ku$  могут быть интерпретированы как следствие «тяжёлых хвостов» распределения, что потенциально связано с нестационарными морскими возмущениями, включая волны–убийцы [90].

Таблица 3.1. Данные обработки для компоненты Север – Юг.

Файл №	Начало записи (1 час), UTC	Дата начала записи	Средняя скорость ветра, м/с	$\sigma$ (СЮ), мкм	$Sk$ (СЮ)	$Ku$ (СЮ)	$Pe$ Гаусса (СЮ), %	$Pe$ Грама–Шарлье (СЮ), %
1	16:34:11	07.06.2019	1.7	0.00006	0.074	2.10	97.3%	98.1%
2	16:14:12	25.06.2019	8.4	0.00021	-0.029	0.72	98.6%	98.7%
3	16:09:22	12.07.2019	1.1	0.00007	0.007	0.50	99.1%	99.2%

4	20:09:23	12.07.2019	1.7	0.00008	0.047	-0.22	99.1%	99.3%
5	23:09:24	12.07.2019	4.4	0.00013	-0.004	0.55	98.7%	99.3%
6	16:09:30	13.07.2019	5.1	0.00013	-0.068	2.65	97.2%	96.3%
7	16:09:39	14.07.2019	4.5	0.00008	-0.091	0.43	98.8%	99.2%
8	13:09:46	15.07.2019	3.2	0.00024	-0.051	1.14	97.9%	99.1%
9	16:10:04	17.07.2019	7.1	0.00013	0.097	0.39	98.7%	99.3%
10	16:37:29	20.07.2019	9.2	0.00044	0.118	2.30	87.5%	97.5%
11	16:56:39	24.07.2019	2.4	0.00007	-0.060	1.21	99.1%	98.3%
12	06:10:06	02.08.2019	5.5	0.00025	0.055	0.82	97.9%	99.1%
13	16:11:02	07.08.2019	8.5	0.00108	0.112	1.47	97.2%	98.9%
14	16:11:39	11.08.2019	4.6	0.00015	0.025	0.66	98.9%	99.5%
15	16:17:16	08.06.2020	1.5	0.00011	0.100	0.02	99.3%	99.4%
16	19:49:27	19.09.2020	4.5	0.00010	-0.124	1.74	95%	99.2%

Таблица 3.2 Данные обработки для компоненты Запад–Восток.

Файл №	Начало записи (1 час), UTC	Дата начала записи	Средняя скорость ветра, м/с	$\sigma$ (ЗВ), мкм	$Sk$ (ЗВ)	$Ku$ (ЗВ)	$Pe$ Гаусса (ЗВ), %	$Pe$ Грама–Шарлье (ЗВ), %
1	16:34:11	07.06.2019	1.7	0.00023	0.165	2.77	98%	95.2%
2	16:14:12	25.06.2019	8.4	0.00061	0.159	0.61	98.6%	98.7%
3	16:09:22	12.07.2019	1.1	0.00018	0.023	1.76	98.3%	98%
4	20:09:23	12.07.2019	1.7	0.00016	0.059	1.23	99%	98.6%
5	23:09:24	12.07.2019	4.4	0.00074	-0.200	0.96	97.3%	99.4%
6	16:09:30	13.07.2019	5.1	0.00065	-0.25	4.76	82.5%	92.7%
7	16:09:39	14.07.2019	4.5	0.00035	0.051	0.33	99%	99.1%
8	13:09:46	15.07.2019	3.2	0.00126	-0.022	1.42	97.6%	98.9%
9	16:10:04	17.07.2019	7.1	0.00041	0.111	1.34	98.8%	99%
10	16:37:29	20.07.2019	9.2	0.00317	-0.097	0.84	93.9%	97.1%
11	16:56:39	24.07.2019	2.4	0.00037	-0.017	2.79	97.3%	96.1%
12	06:10:06	02.08.2019	5.5	0.00124	-0.018	1.08	97.3%	99%
13	16:11:02	07.08.2019	8.5	0.00512	0.071	1.17	98.5%	99.1%
14	16:11:39	11.08.2019	4.6	0.00151	-0.318	1.56	96.7%	98.9%
15	16:17:16	08.06.2020	1.5	0.00022	-0.285	0.91	97.9%	98.7%
16	19:49:27	19.09.2020	4.5	0.00077	0.008	1.3	97.7%	99%

Коэффициенты асимметрии варьируются как в положительную, так и в отрицательную сторону, что отражает сложную структуру и возможную нелинейность фоновых колебаний. Для компоненты Север–Юг положительная асимметрия наблюдалась в 9 из 16 случаев, отрицательная – в 7. Для компоненты Запад–Восток эти значения распределились поровну: 8 случаев положительной и 8 – отрицательной асимметрии. На рисунках 3.4–3.19 показаны гистограммы сигналов,

зарегистрированных деформографами, направленными по осям Север–Юг и Запад–Восток. Фрагменты этих данных приведены в Таблице 3.1 и Таблице 3.2. Кроме того, на рисунках отображены розы ветров, соответствующие периоду измерений. Гистограммы изображены синими столбцами, гауссово распределение – красной линией, а аппроксимация по распределению Грама–Шарлье – зелёной. Видно, что распределение Грама–Шарлье точнее соответствует реальным данным по сравнению с нормальным распределением.

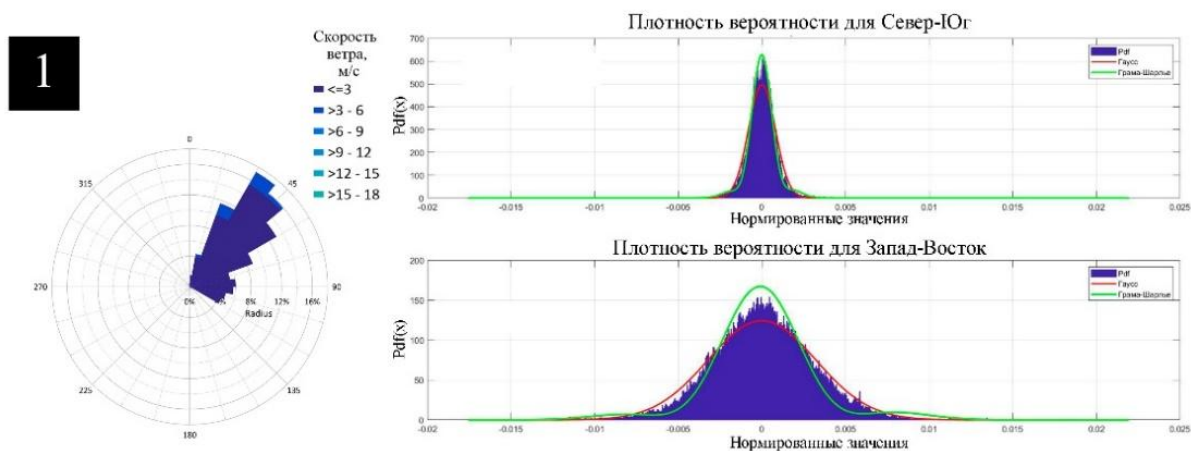


Рисунок 3.4 Плотность вероятности нормированных значений сигнала, с двух деформографов, ориентированных в направлениях Север–Юг и Запад–Восток. 1 – 07.06.2019 в период времени с 16:34:11 по 17:34:11.

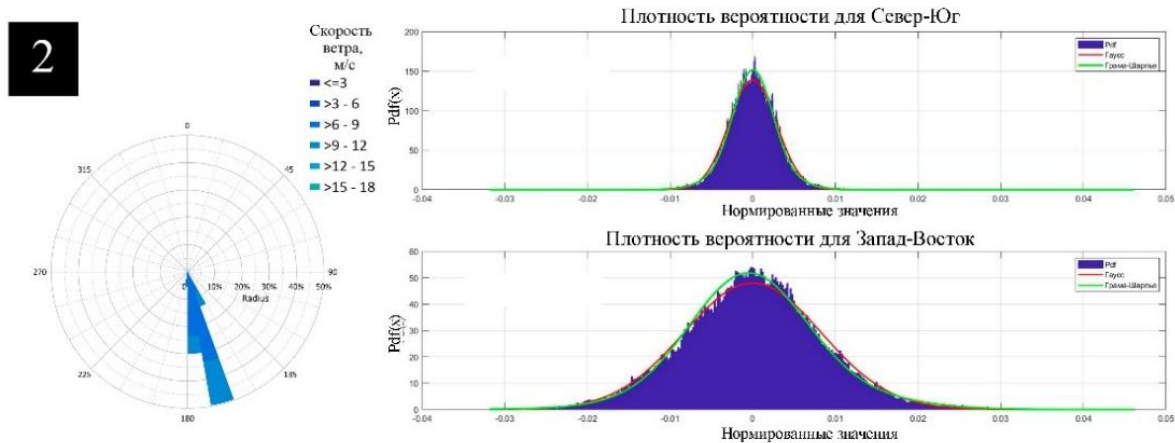


Рисунок 3.5 Плотность вероятности нормированных значений сигнала, с двух деформографов, ориентированных в направлениях Север–Юг и Запад–Восток. 2 – 25.06.2019 в период времени с 16:14:12 по 17:14:12.

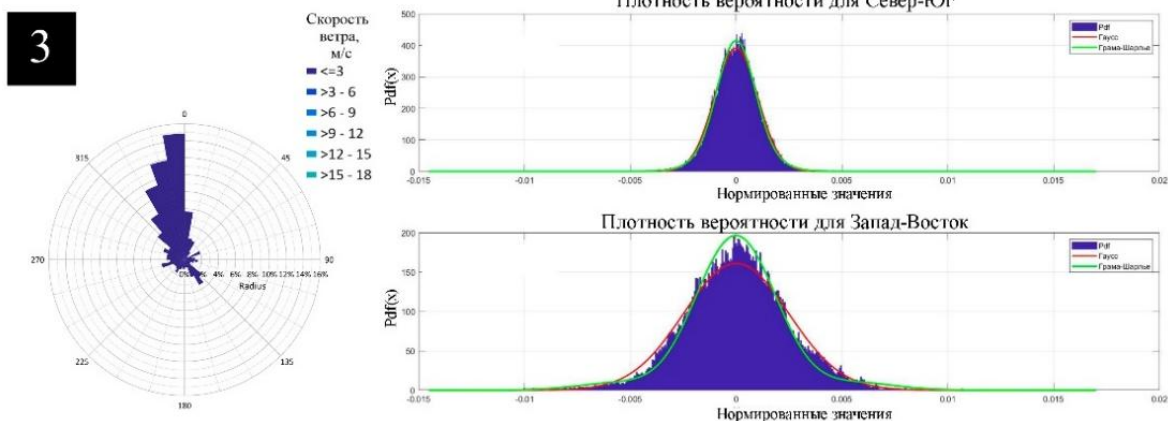


Рисунок 3.6 Плотность вероятности нормированных значений сигнала, с двух деформографов, ориентированных в направлениях Север–Юг и Запад–Восток. 3 – 12.07.2019 в период времени с 16:09:22 по 17:09:22.

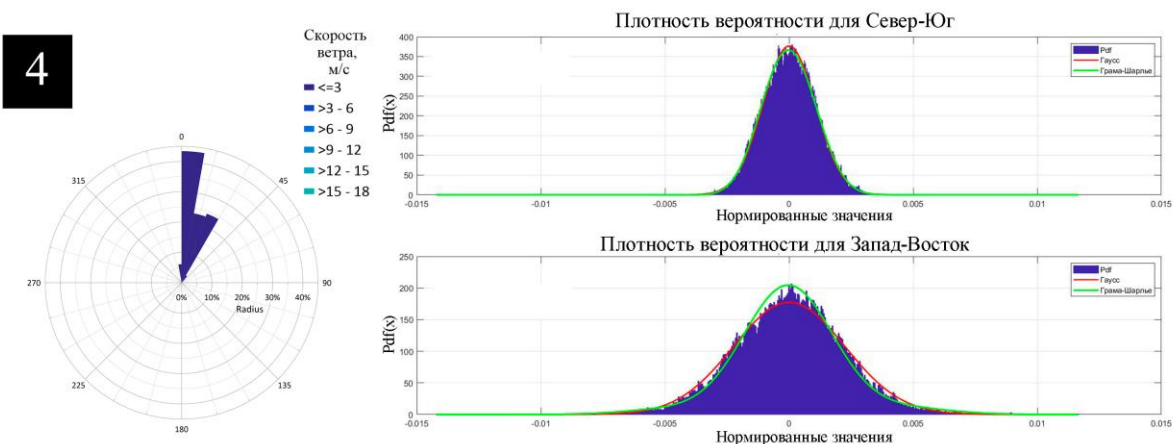


Рисунок 3.7 Плотность вероятности нормированных значений сигнала, с двух деформографов, ориентированных в направлениях Север–Юг и Запад–Восток. 4 – 12.07.2019 в период времени с 20:09:23 по 21:09:23.

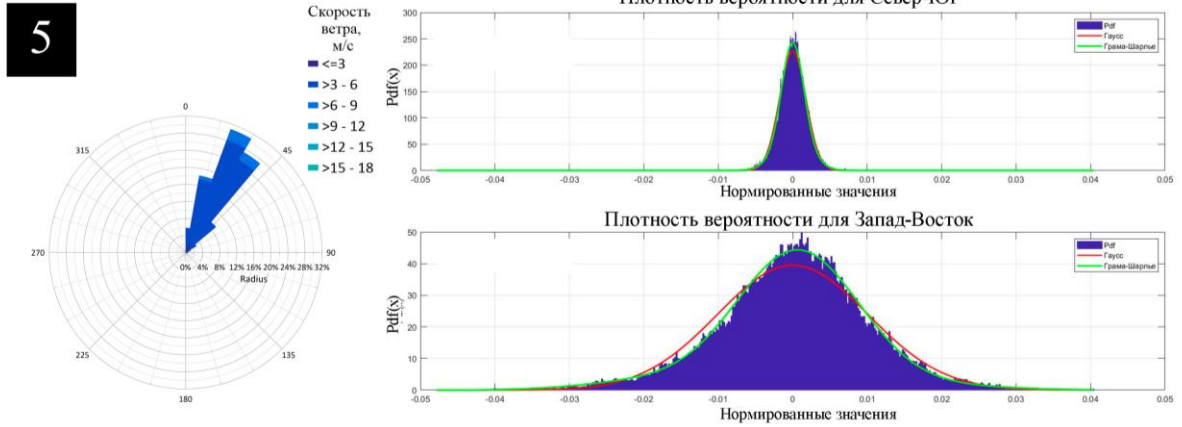


Рисунок 3.8 Плотность вероятности нормированных значений сигнала, с двух деформографов, ориентированных в направлениях Север–Юг и Запад–Восток. 5 – 12.07.2019 в период времени с 23:09:24 по 00:09:24.

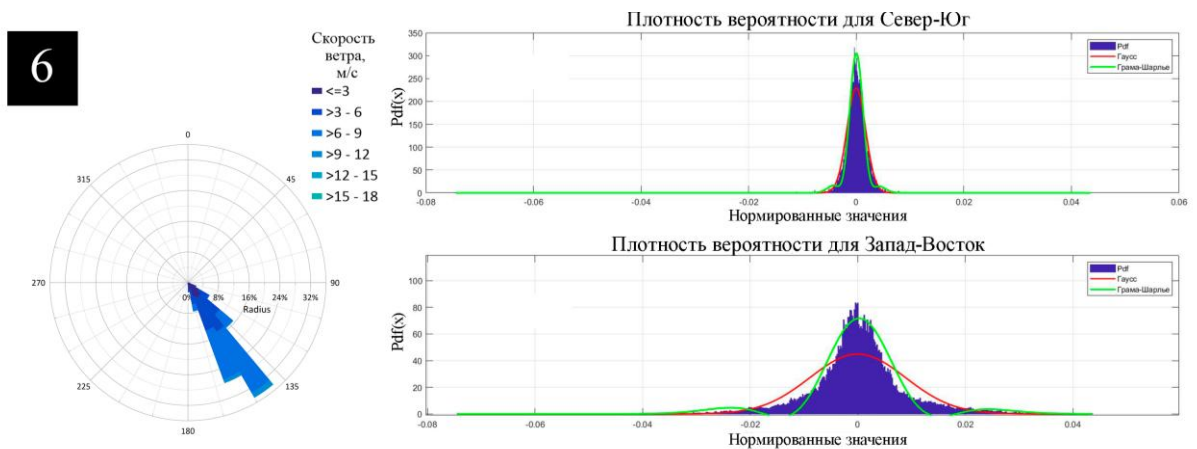


Рисунок 3.9 Плотность вероятности нормированных значений сигнала, с двух деформографов, ориентированных в направлениях Север–Юг и Запад–Восток. 6 – 13.07.2019 в период времени с 16:09:30 по 17:09:30.

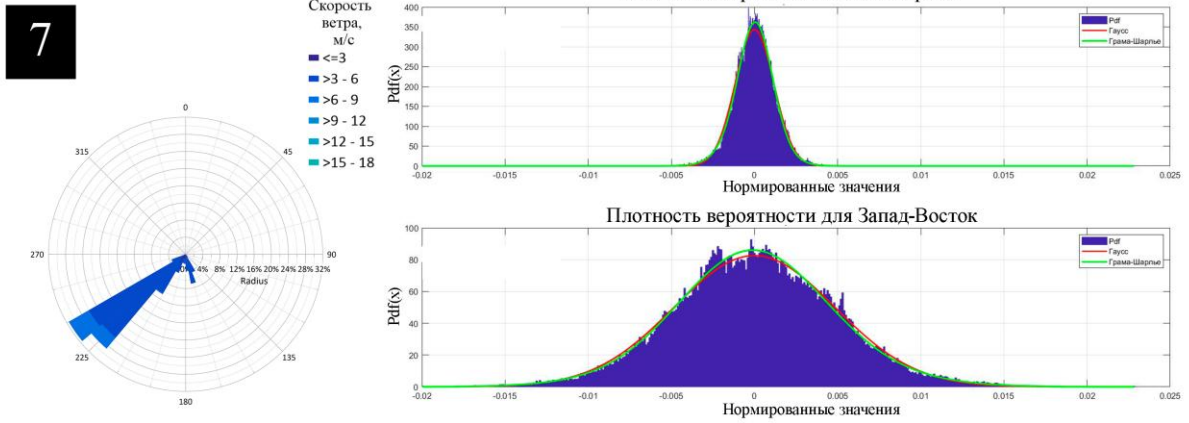


Рисунок 3.10 Плотность вероятности нормированных значений сигнала, с двух деформографов, ориентированных в направлениях Север–Юг и Запад–Восток. 7 – 14.07.2019 в период времени с 16:09:39 по 17:09:39.

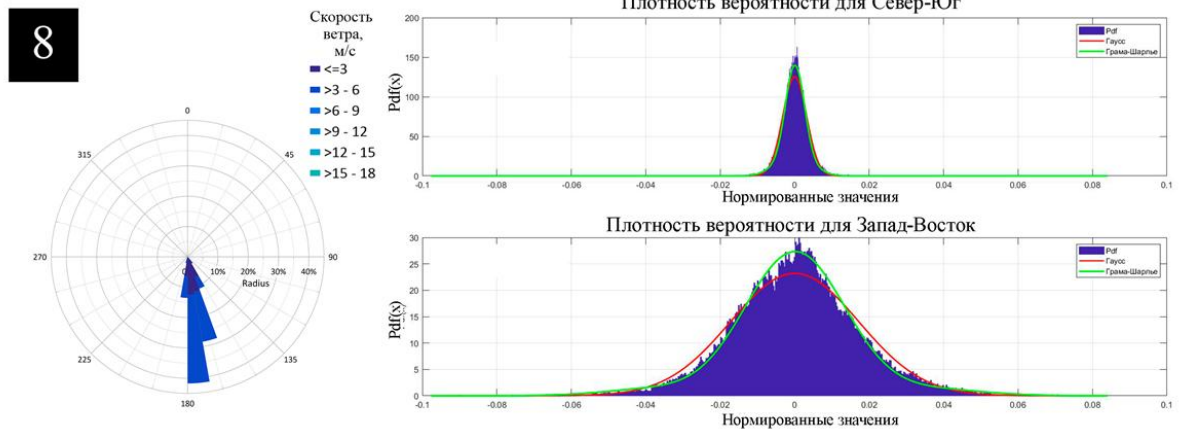


Рисунок 3.11 Плотность вероятности нормированных значений сигнала, с двух деформографов, ориентированных в направлениях Север–Юг и Запад–Восток. 8 – 15.07.2019 в период времени с 13:09:46 по 14:09:46.

9

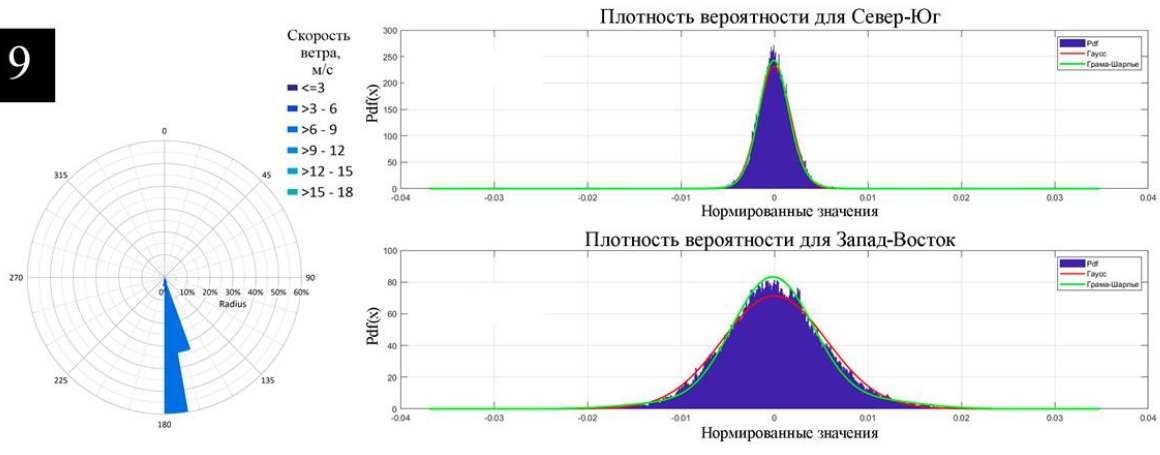


Рисунок 3.12 Плотность вероятности нормированных значений сигнала, с двух деформографов, ориентированных в направлениях Север–Юг и Запад–Восток. 9 – 17.07.2019 в период времени с 16:10:04 по 17:10:04.

10

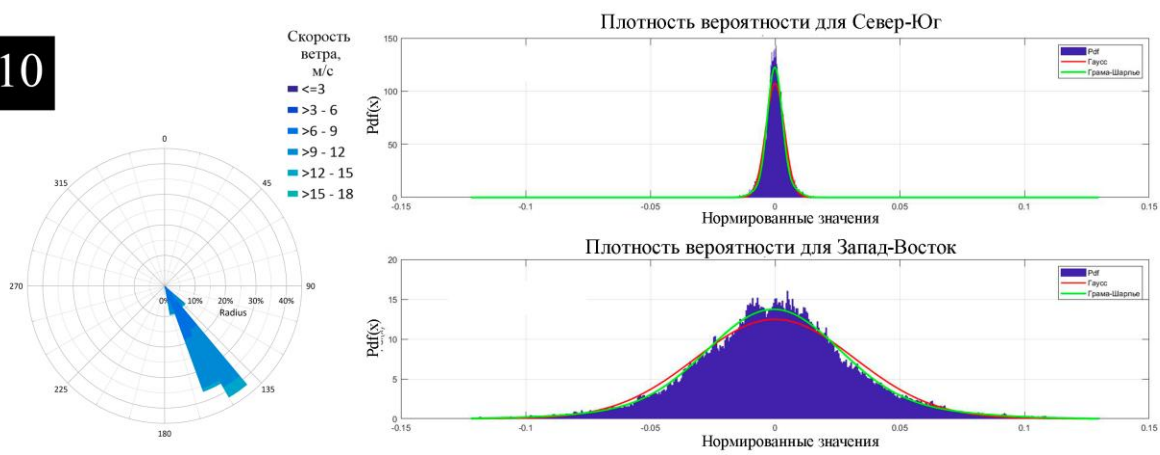


Рисунок 3.13 Плотность вероятности нормированных значений сигнала, с двух деформографов, ориентированных в направлениях Север–Юг и Запад–Восток. 10 – 20.07.2019 в период времени с 16:37:29 по 17:37:29.

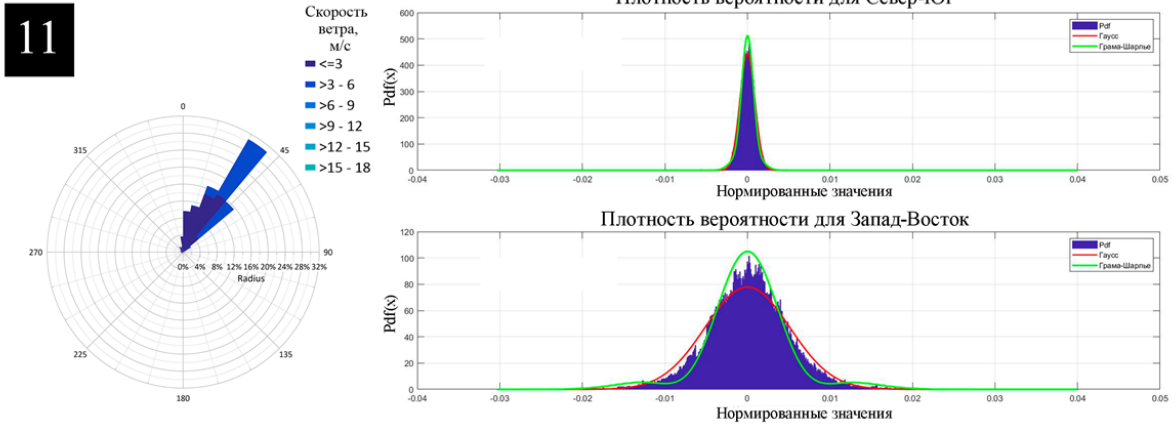


Рисунок 3.14 Плотность вероятности нормированных значений сигнала, с двух деформографов, ориентированных в направлениях Север–Юг и Запад– Восток. 11 – 24.07.2019 в период времени с 16:56:39 по 17:56:39.

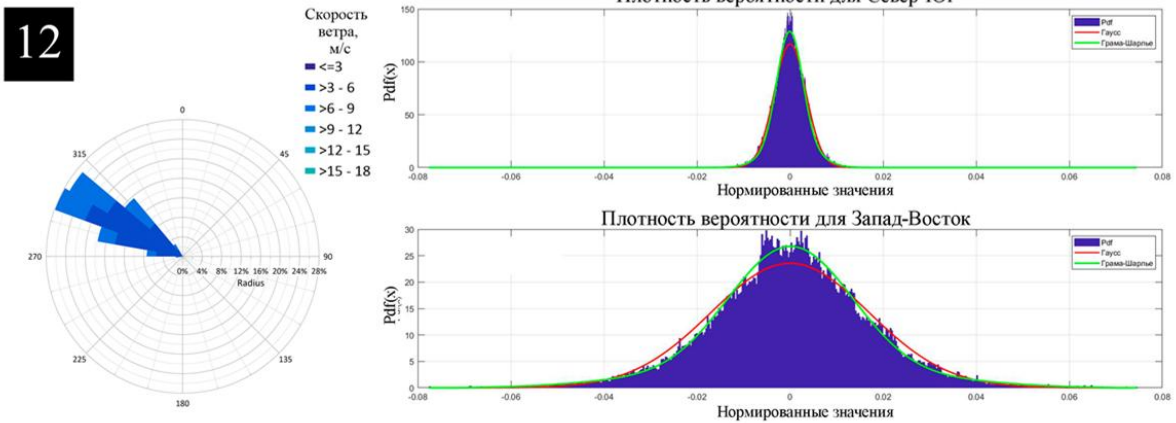


Рисунок 3.15 Плотность вероятности нормированных значений сигнала, с двух деформографов, ориентированных в направлениях Север–Юг и Запад– Восток. 12 – 02.08.2019 в период времени с 06:10:06 по 07:10:06.

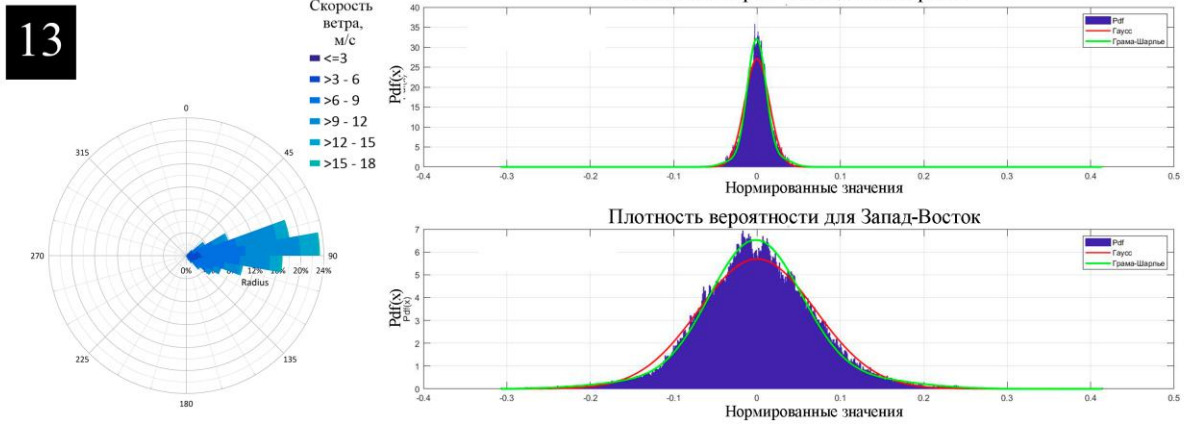


Рисунок 3.16 Плотность вероятности нормированных значений сигнала, с двух деформографов, ориентированных в направлениях Север–Юг и Запад– Восток. 13 – 07.08.2019 в период времени с 16:11:02 по 17:11:02.

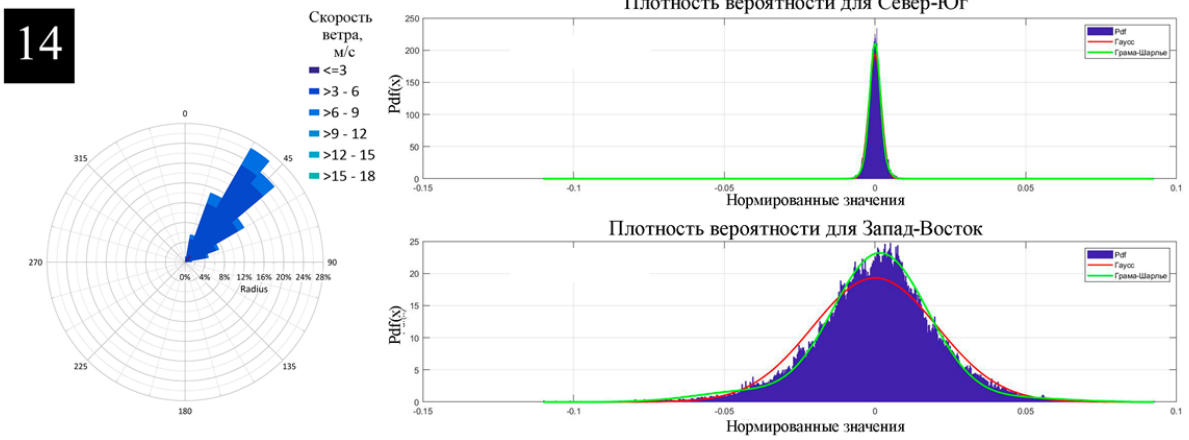


Рисунок 3.17 Плотность вероятности нормированных значений сигнала, с двух деформографов, ориентированных в направлениях Север–Юг и Запад– Восток. 14 – 11.08.2019 в период времени с 16:11:39 по 17:11:39.

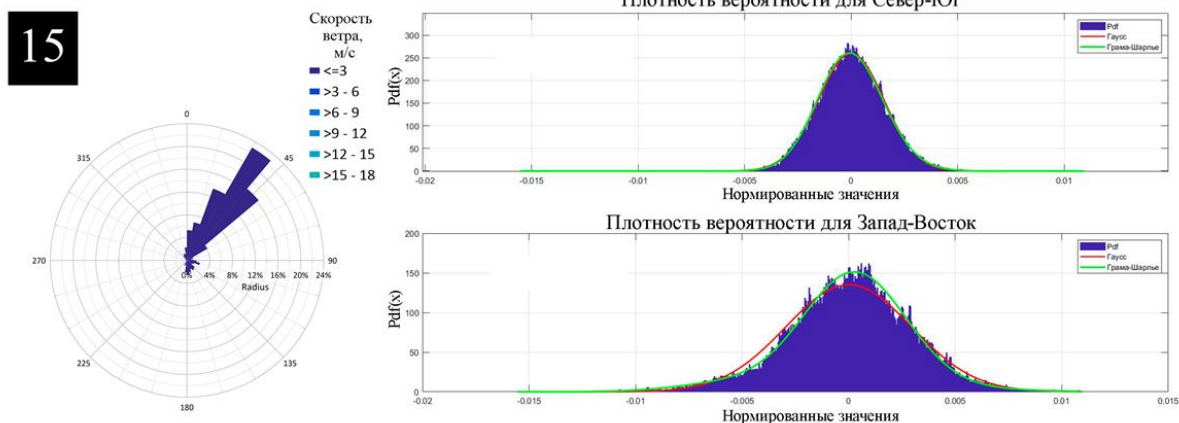


Рисунок 3.18 Плотность вероятности нормированных значений сигнала, с двух деформографов, ориентированных в направлениях Север–Юг и Запад– Восток. 15 – 08.06.2020 в период времени с 16:17:16 по 17:17:16.

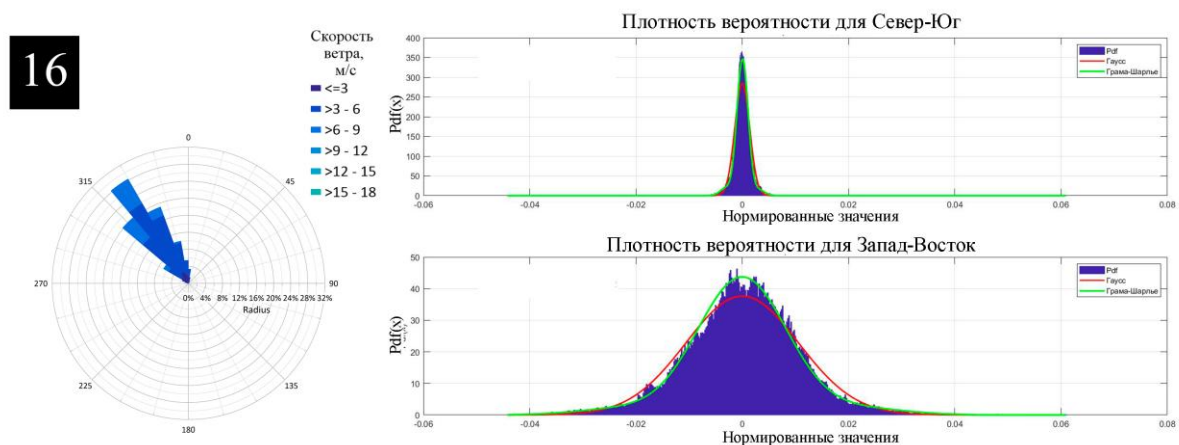


Рисунок 3.19 Плотность вероятности нормированных значений сигнала, с двух деформографов, ориентированных в направлениях Север–Юг и Запад–Восток. 16 – 19.09.2020 в период времени с 19:49:27 по 20:49:27.

Для оценки взаимосвязи между компонентами построены корреляционные графики. Корреляция среднеквадратичного отклонения между Север–Юг и Запад–Восток оказалась высокой – коэффициент детерминации  $R^2 = 0.9$ , что свидетельствует о воздействии общих источников возбуждения (например, волновых процессов) (рисунок 3.20).

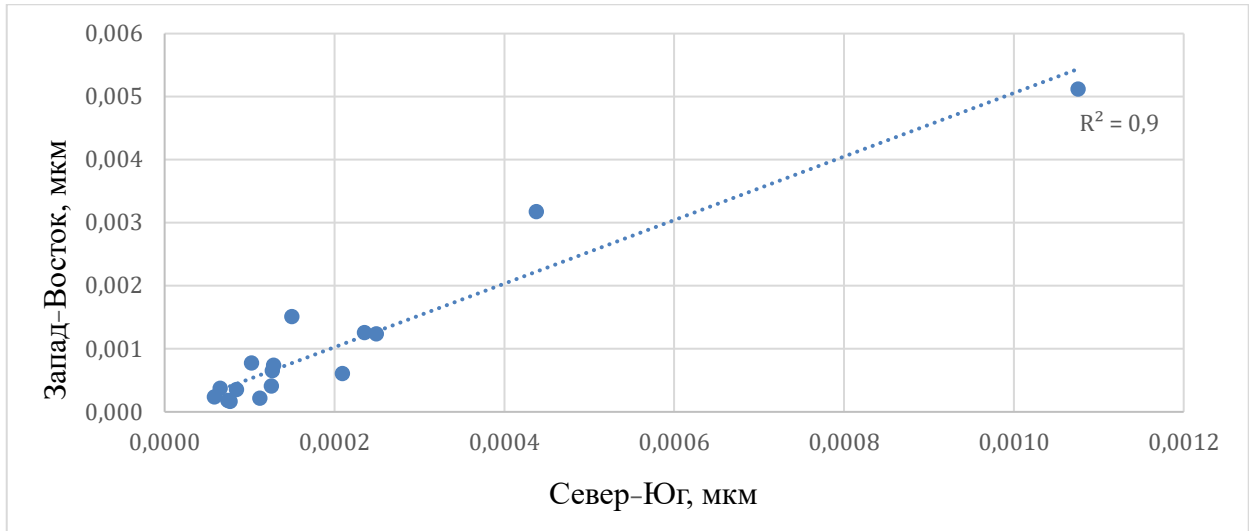


Рисунок 3.20 График корреляции среднеквадратичного отклонения для компоненты Запад–Восток от Север–Юг.

Кроме того, была проведена корреляция между коэффициентами асимметрии (рисунок 3.21) и эксцесса (рисунок 3.22) для компонент деформографов Север–Юг и Запад–Восток. Коэффициент детерминации для асимметрии оказался крайне низким (0.0002), а для эксцесса – умеренным (0.35). Анализ графика показывает, что взаимосвязь между этими параметрами практически отсутствует. Это позволяет предположить, что каждая компонента в большей степени реагирует на специфические внешние воздействия, а не на общие факторы.

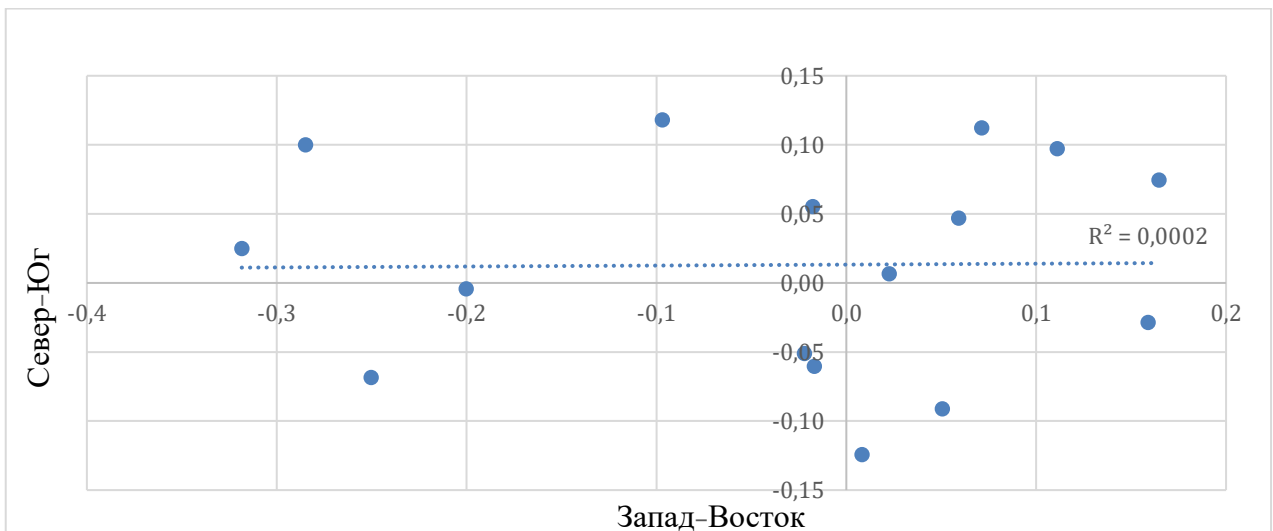


Рисунок 3.21 График корреляции асимметрии для компонент Север–Юг и Запад–Восток.

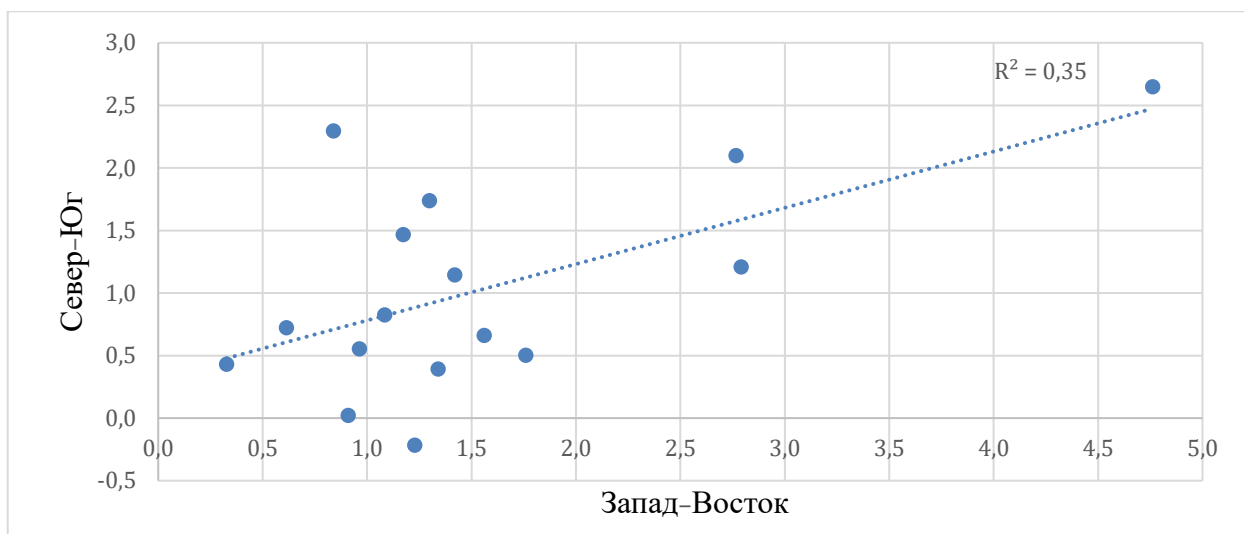


Рисунок 3.22 График корреляции эксцесса для компонент Север–Юг и Запад–Восток.

Таким образом, статистический анализ позволил выявить характерные особенности распределения фоновых микросейсмических колебаний в прибрежной зоне. Полученные данные могут быть использованы как эталон шумового фона при выделении полезных сигналов различного происхождения – от атмосферных фронтов до далеких сейсмических событий.

### 3.4. Выводы к третьей главе

В третьей главе диссертации выполнено исследование статистических характеристик фонового микросейсмического поля в прибрежной зоне Японского моря на основе данных лазерных деформографов, зарегистрированных в условиях минимальной внешней возмущённости. Анализ проведён для двух взаимно ортогональных компонент (Север–Юг и Запад–Восток), что позволило оценить, как общие, так и пространственно–ориентированные особенности фоновых колебаний.

Показано, что в диапазоне частот 0.05–0.5 Гц амплитудные распределения микросейсмических колебаний в большинстве случаев отклоняются от нормального закона. Для обеих компонент характерно наличие положительного эксцесса и варьирующей асимметрии, что указывает на повышенную вероятность редких амплитудно значимых колебаний даже в условиях спокойной метеобстановки.

Проведено сравнение аппроксимации экспериментальных плотностей вероятности с использованием нормального распределения и рядов Грама–Шарлье. Показано, что разложение Грама–Шарлье обеспечивает более точное описание экспериментальных данных, особенно в области «тяжёлых хвостов» распределения, что подтверждается более высокими значениями объяснённой дисперсии.

Установлена высокая корреляция среднеквадратичных отклонений между компонентами Север–Юг и Запад–Восток, что свидетельствует о наличии общего источника возбуждения микросейсмического фона, связанного преимущественно с волновой активностью моря. В то же время корреляция коэффициентов асимметрии и эксцесса между компонентами оказалась низкой, что указывает на различную чувствительность направлений регистрации к локальным и анизотропным внешним воздействиям [91–93].

Полученные в данной главе статистические характеристики могут рассматриваться как эталонные параметры фонового микросейсмического поля прибрежной зоны Японского моря. Эти результаты используются в последующей главе диссертации при анализе микросейсмических колебаний в периоды прохождения тайфунов и при выделении возмущений на фоне естественного микросейсмического шума.

## **Глава 4. Вероятностный анализ микросейсмических колебаний при прохождении тайфунов различной траектории в Японском море**

Настоящая глава посвящена исследованию микросейсмических колебаний, зарегистрированных в прибрежной зоне Японского моря в периоды прохождения тайфунов различной интенсивности. Анализ выполнен на основе натуральных данных лазерно–интерференционных измерительных систем, включая два лазерных деформографа с ориентацией по направлениям Север–Юг и Запад–Восток, ЛИВДГ, а также широкополосный сейсмометр. Особое внимание уделено исследованию структуры сигналов, регистрируемых лазерными деформографами, и выявлению закономерностей изменения статистических характеристик микросейсмического поля.

В разделе 4.1 приводится описание исходных данных и методики обработки измерений. Рассматриваются особенности регистрации микросейсмических колебаний в прибрежной зоне Японского моря, описываются используемые измерительные системы и основные этапы обработки сигналов.

Раздел 4.2 посвящён описанию пяти тайфунов – «Соулик» (2018), «Конг–Рэй» (2018), «Хагупит» (2020), «Чондари» (2024) и «Санба» (2012), проходивших через территорию Корейского полуострова и далее на акваторию Японского моря и их траекторий движения. Приводится информация о метеорологических условиях в точке проведения измерений.

В разделе 4.3 выполняется анализ сигналов лазерных деформографов и их динамических спектрограмм, зарегистрированных в периоды прохождения указанных тайфунов. Рассматриваются особенности изменения амплитуды микросейсмических колебаний и спектральной структуры сигналов для различных компонент лазерных деформографов и широкополосного сейсмометра. Особое внимание уделяется сравнению сигналов различных измерительных систем и

выявлению характерных признаков штормового возбуждения микросейсмического поля.

Раздел 4.4 посвящён статистическому анализу сигналов, зарегистрированных лазерными деформографами в периоды штормовой активности. Исследуются распределения плотности вероятности и их отклонения от нормального закона, а также особенности формирования хвостов функции распределений [94]. Показано, что после нормировки данных деформографа, среднеквадратичное отклонение распределения для различных штормовых событий имеют универсальную форму. Установлено, что хвосты распределений хорошо аппроксимируются экспоненциальной зависимостью, а параметр экспоненциального убывания хвостов связан с эксцессом распределения деформаций.

#### **4.1. Исходные данные и методика обработки**

В данной главе выполнен анализ микросейсмических колебаний, зарегистрированных в периоды прохождения тайфунов над акваторией Японского моря. В качестве объектов исследования выбраны пять тайфунов, траектории которых включали прохождение над территорией Корейского полуострова с последующим выходом в Японское море: «Соулик» (2018 г.), «Конг-Рэй» (2018 г.), «Хагупит» (2020 г.), «Чондари» (2024 г.) и «Санба» (2012 г.). На рисунке 4.1 представлены траектории движения указанных тайфунов относительно района расположения береговой станции МЭС «м. Шульца».

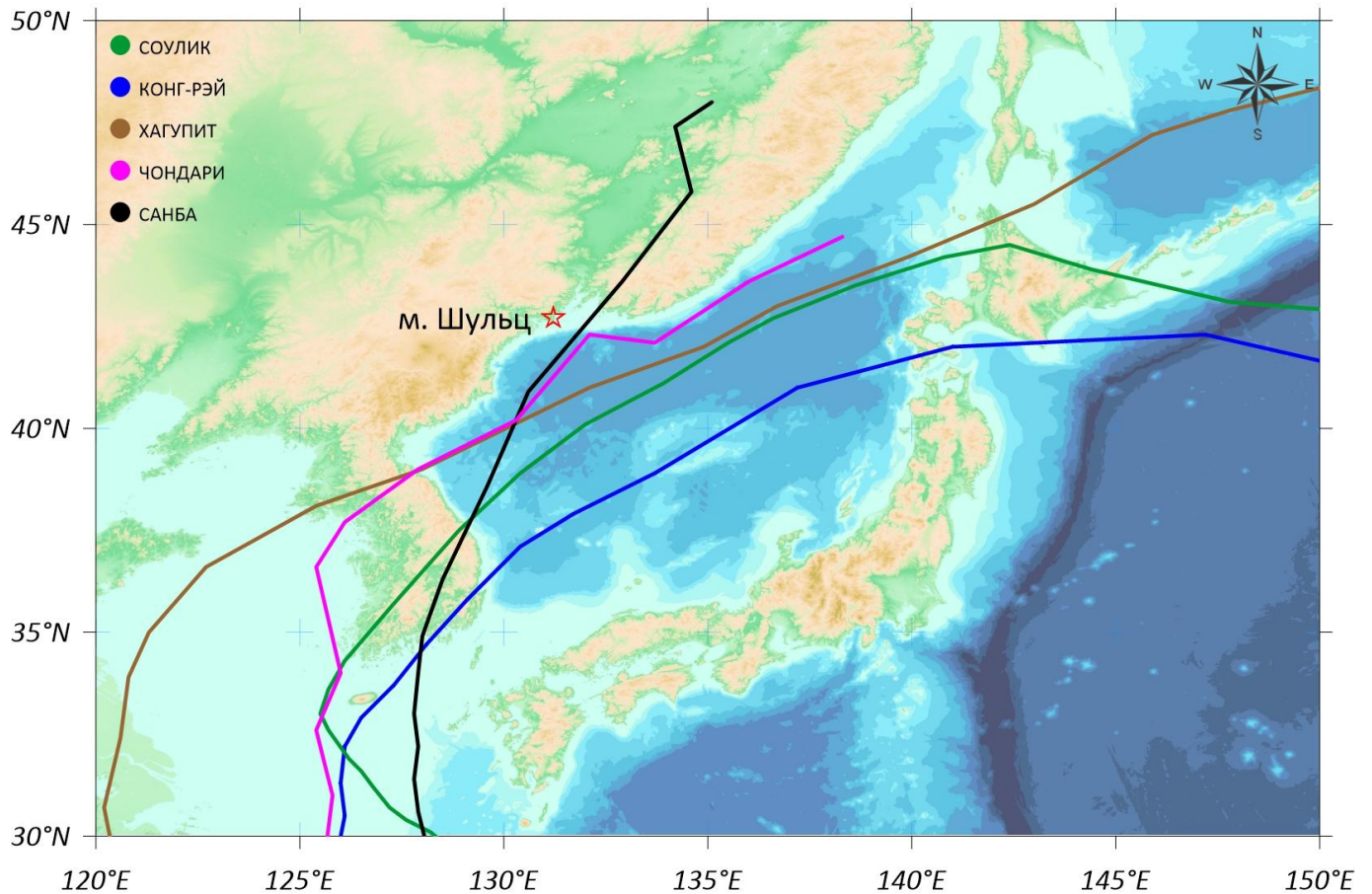


Рисунок 4.1 – Траектории движения тайфунов «Соулик», «Конг-Рэй», «Хагупит», «Чондари» и «Санба».

Регистрация микросейсмических колебаний осуществлялась на береговой экспериментальной станции «м. Шульца» с использованием комплекса лазерно-интерференционных и сейсмических приборов, включающего два неравноплечих лазерных деформографа с ориентацией Север-Юг и Запад-Восток, лазерный измеритель вариаций давления гидросферы (ЛИВДГ), а также широкополосный сейсмометр [95].

Первичная регистрация осуществлялась с частотой дискретизации 1000 Гц. С целью выделения микросейсмического диапазона исходные временные ряды подвергались полосовой фильтрации с использованием окна Хэмминга в диапазоне периодов от 2 до 20 с. Выбор данного диапазона обусловлен характерными периодами

вторичных микросейсм [77,96], формирующихся при нелинейном взаимодействии морских волн.

После фильтрации данные децимировались до частоты 10 Гц, что обеспечивало сокращение объёма данных при сохранении спектральной информации в исследуемом диапазоне. На рисунке 4.2 приведён пример предварительной обработки сигналов тайфуна «Конг–Рэй».

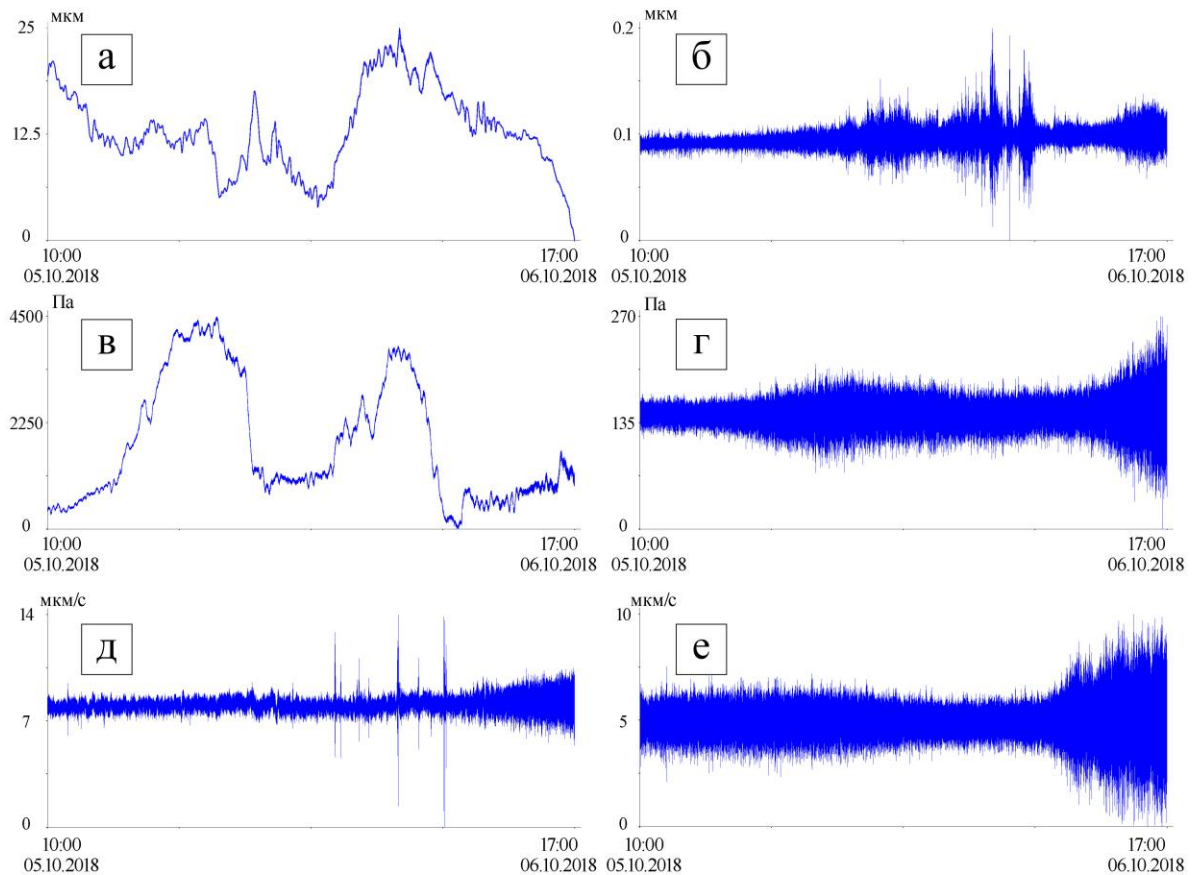


Рисунок 4.2 – Пример предварительной обработки сигналов лазерно–интерференционных приборов. а – исходный сигнал лазерного деформографа (компонента Север–Юг), б – отфильтрованный сигнал деформографа, в – исходный сигнал ЛИВДГ, г – отфильтрованный сигнал ЛИВДГ; д – исходный сигнал широкополосного сейсмографа, е – отфильтрованный сигнал сейсмографа.

## **4.2. Динамика микросейсмических колебаний в период прохождения тайфунов**

### *Тайфун «Соулик»*

В качестве первого рассматриваемого события проанализируем тайфун «Соулик», который в августе 2018 года прошёл над территорией Корейского полуострова и далее вышел на акваторию Японского моря. Согласно данным Японского метеорологического агентства [72], тайфун вошёл на территорию Южной Кореи 23 августа 2018 года около 12:00 UTC и покинул её, выйдя на акваторию Японского моря, 24 августа 2018 года в 00:00 UTC.

На рисунке 4.3 представлены временные записи лазерного деформографа ориентации Север–Юг (рисунок 4.3 (а)), широкополосного сейсмометра по направлению компоненты Север–Юг (рисунок 4.3 (б)), лазерного деформографа ориентации Запад–Восток (рисунок 4.3 (в)), компоненты сейсмометра Запад–Восток (рисунок 4.3 (г)), а также лазерного измерителя вариаций давления гидросферы (рисунок 4.3 (д)). Справа приведены соответствующие сигналам динамические спектрограммы.

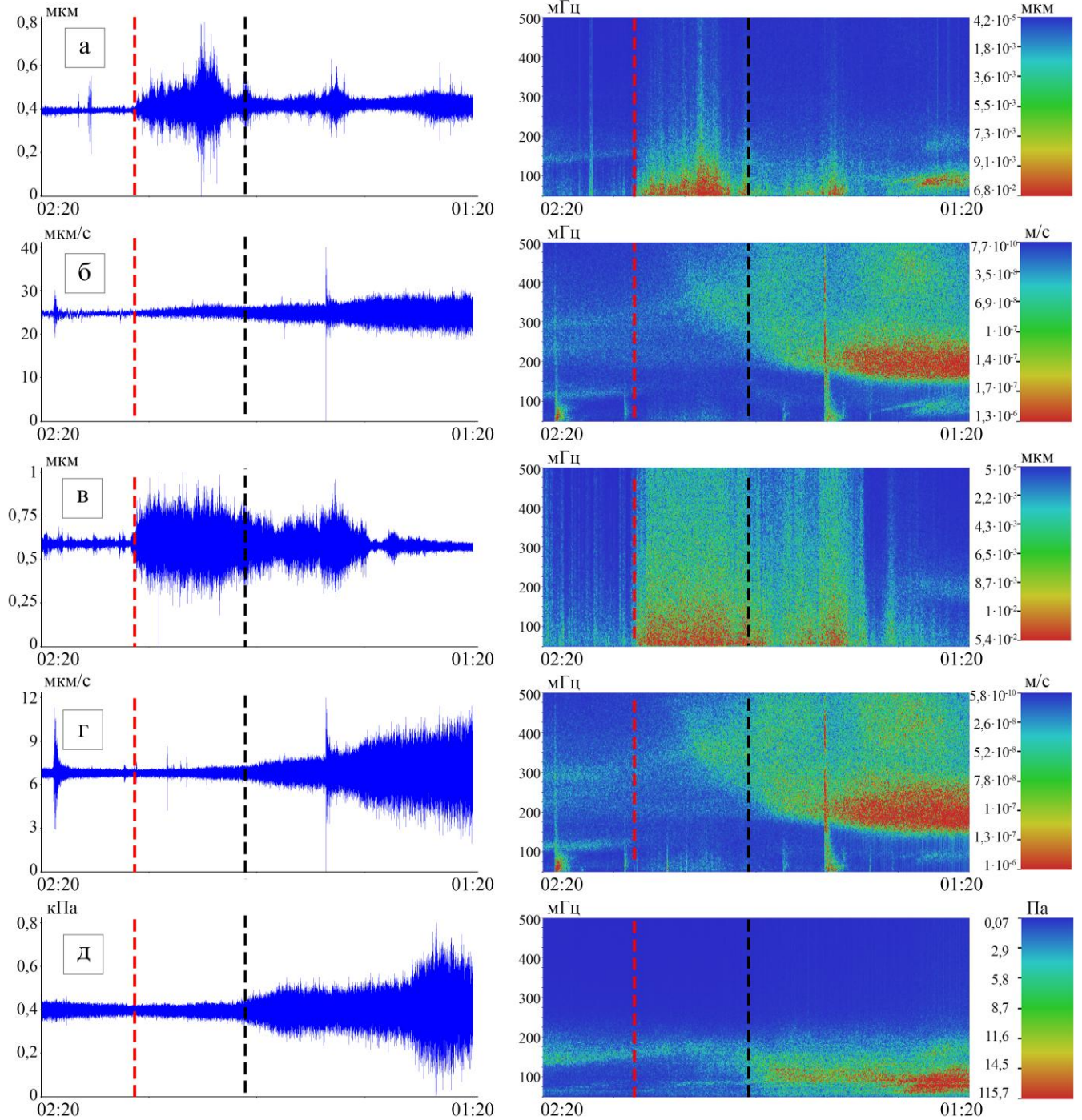


Рисунок 4.3 – Фрагменты записей приборного комплекса в период прохождения тайфуна «Соулик» в период с 23.08.2018 в 02:20 по 25.08.2018 в 01:20 (UTC). (а) – сигнал и динамическая спектрограмма компоненты деформографа по направлению Север–Юг, (б) – сигнал и динамическая спектрограмма сейсмометра по направлению Север–Юг, (в) – сигнал и динамическая спектрограмма компоненты деформографа Запад–Восток, (г) – сигнал и динамическая спектрограмма сейсмометра по направлению Запад–Восток, (д) – сигнал и динамическая спектрограмма ЛИВДГ. Момент входа тайфуна на территорию Корейского

полуострова – 23.08.2018 12:00 (красный пунктир), момент выхода на акваторию Японского моря – 24.08.2018 00:00 (черный пунктир).

На временных реализациях лазерных деформографов (рисунок 4.3 (а, в)) до момента выхода тайфуна с территории Корейского полуострова наблюдается постепенное увеличение амплитуды микродеформаций. После выхода тайфуна на территорию Корейского полуострова амплитуда колебаний достигает максимальных значений и затем постепенно уменьшается. Подобная динамика характерна для усиления микросейсмического фона в условиях интенсивного штормового волнения [97,98].

Динамические спектрограммы деформографов Север–Юг и Запад–Восток (рисунок 4.3 (а, в)) показывают, что основная энергия сигналов сосредоточена в диапазоне частот примерно 80–150 мГц, что соответствует периодам порядка 6–12 секунд. Этот диапазон соответствует вторичным микросейсам, возникающим в результате нелинейного взаимодействия морских волн [77,99]. В отличие от некоторых других рассмотренных тайфунов, в данном случае на спектрограммах деформографов не наблюдается чётко выраженной локализованной полосы спектральных максимумов в диапазоне периодов 16–20 секунд.

Аналогичная картина наблюдается и на спектрограммах сейсмометра по направлению Север–Юг и Запад–Восток (рисунок 4.3 (б, г)). В этих каналах доминируют колебания в диапазоне частот примерно 150–250 мГц, соответствующие периодам около 4–7 секунд, что также характерно для штормовых микросейсм [100]. После выхода тайфуна с территории Корейского полуострова наблюдается значительное увеличение энергии в этом диапазоне, что указывает на усиление микросейсмического фона.

В записях лазерного измерителя вариаций давления гидросферы (рисунок 4.3 (г)) также наблюдается увеличение амплитуды колебаний, связанное с усилением морского волнения. Динамическая спектрограмма (рисунок 4.3 (г)) демонстрирует

доминирование энергии в диапазоне частот порядка 100–150 мГц, соответствующих периодам около 6–10 секунд.

Таким образом, анализ записей приборного комплекса в период прохождения тайфуна «Соулик» показывает, что усиление микросейсмического фона в данном случае связано главным образом с развитием интенсивного морского волнения. Основная энергия колебаний сосредоточена в диапазоне периодов 6–12 секунд, характерном для вторичных микросейсм. В отличие от некоторых других рассмотренных тайфунов, в данном событии не наблюдается чётко выраженного формирования колебаний с периодами порядка 16–20 секунд, что указывает на различие механизмов генерации микросейсмических колебаний для различных тайфунов.

#### *Тайфун «Конг–Рэй»*

Следующим рассматриваемым событием является тайфун «Конг–Рэй», который в октябре 2018 года прошёл над территорией Корейского полуострова и далее вышел на акваторию Японского моря. Согласно данным Японского метеорологического агентства [72], тайфун вошёл на территорию Южной Кореи 06 октября 2018 года в 00:00 и покинул её, выйдя на акваторию Японского моря, 06 октября 2018 года в 04:00. На рисунке 4.4 представлены фрагменты записей приборного комплекса в период прохождения тайфуна «Конг–Рэй».

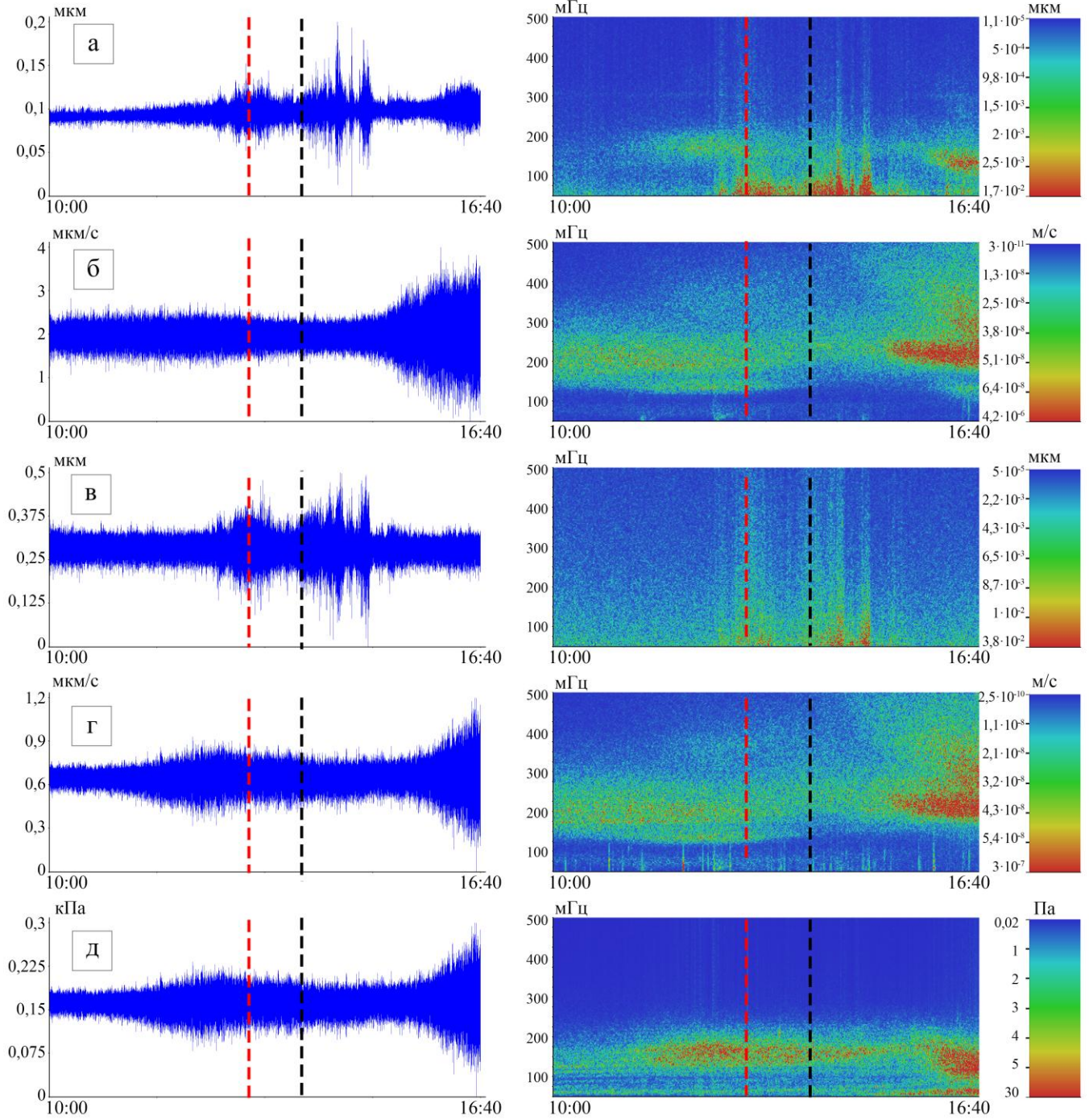


Рисунок 4.4 – Фрагменты записей приборного комплекса в период прохождения тайфуна «Конг–Рэй» проходившего в период: 05.10.2018 10:00 – 06.10.2018 16:40(UTC). На рисунке отмечены: (а) – сигнал и динамическая спектрограмма компоненты деформографа по направлению Север–Юг, (б) – сигнал и динамическая спектрограмма сейсмометра по направлению Север–Юг, (в) – сигнал и динамическая спектрограмма компоненты деформографа Запад–Восток, (г) – сигнал и динамическая спектрограмма сейсмометра по направлению Запад–Восток, (д) – сигнал и

динамическая спектрограмма ЛИВДГ. Момент входа тайфуна на территорию Корейского полуострова – 06.10.2018 00:00 (красный пунктир), момент выхода на акваторию Японского моря – 06.10.2018 04:00 (чёрный пунктир).

Как видно из сигналов деформографов (рисунок 4.4 (а, в)), до момента выхода тайфуна на акваторию Японского моря амплитуда микродеформаций остаётся относительно стабильной и лишь постепенно увеличивается. После выхода тайфуна наблюдается заметный рост амплитуды колебаний, сопровождающийся появлением отдельных импульсных возмущений.

Динамические спектрограммы обеих компонент деформографов (рисунок 4.4 (а, в)) показывают, что основная энергия сигналов сосредоточена в диапазоне частот порядка 80–150 мГц. Однако в отличие от рассмотренного ранее тайфуна «Соулик», в данном случае на спектрограммах деформографов после выхода тайфуна с территории Корейского полуострова появляется выраженная область повышенной спектральной мощности в области более низких частот. Эта область соответствует периодам порядка 16–20 секунд и проявляется как локализованная полоса усиления энергии, возникающая после перехода тайфуна на акваторию Японского моря.

В записях сейсмометра по направлению Север–Юг и Запад–Восток (рисунок 4.4 (б, г)) также наблюдается увеличение амплитуды колебаний в рассматриваемый временной интервал. На соответствующих динамических спектрограммах (рисунок 4.4 (б, г)) доминируют колебания в диапазоне частот порядка 150–250 мГц, соответствующие периодам около 4–7 секунд. Усиление энергии в этом диапазоне наблюдается преимущественно после выхода тайфуна на акваторию Японского моря.

Записи лазерного измерителя вариаций давления гидросферы (рисунок 4.4 (д)) демонстрируют аналогичную тенденцию изменения амплитуды сигналов. На динамической спектрограмме основной вклад в спектр вносит диапазон частот около 100–150 мГц, соответствующий периодам морского волнения порядка 6–10 секунд.

Таким образом, структура спектральных характеристик микросейсмического фона при прохождении тайфуна «Конг–Рэй» отличается от случая тайфуна «Соулик». Помимо усиления энергии в диапазоне периодов, характерных для волн зыби на записях лазерных деформографов появляется дополнительная область спектральной энергии в диапазоне периодов порядка 16–20 секунд, возникающая после выхода тайфуна с территории Корейского полуострова.

#### *Тайфун «Хагупит»*

Ещё одним примером тайфуна, прошедшего через территорию Корейского полуострова и оказавшего влияние на микросейсмический фон в акватории Японского моря, является тайфун «Хагупит», наблюдавшийся в августе 2020 года [72]. На рисунке 4.5 представлены данные сигналов приборного комплекса и соответствующие динамические спектрограммы в период прохождения данного тайфуна.

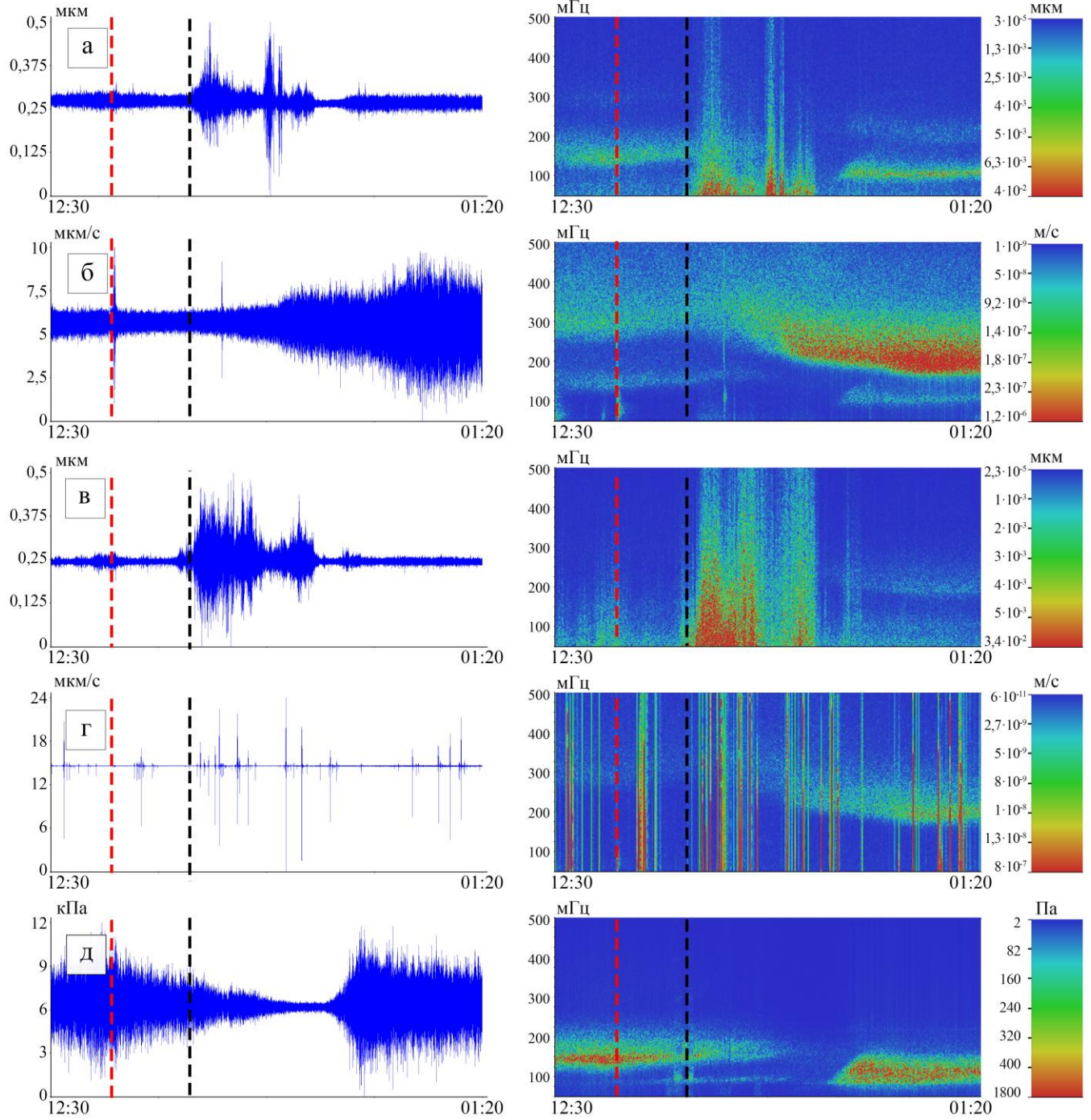


Рисунок 4.5 – Фрагменты записей приборного комплекса в период прохождения тайфуна «Хагупит» с 05.08.2020 12:30 по 07.08.2020 11:20 (UTC). (а) – сигнал и динамическая спектрограмма компоненты деформографа по направлению Север–Юг, (б) – сигнал и динамическая спектрограмма сейсмометра по направлению Север–Юг, (в) – сигнал и динамическая спектрограмма компоненты деформографа Запад–Восток, (г) – сигнал и динамическая спектрограмма сейсмометра по направлению Запад–Восток, (д) – сигнал и

динамическая спектрограмма ЛИВДГ. Момент входа тайфуна на территорию Корейского полуострова – 05.08.2020 18:00 (красный пунктир), момент выхода на акваторию Японского моря – 06.08.2020 00:00 (чёрный пунктир).

На временных реализациях деформографов по направлениям Север–Юг и Запад–Восток (рисунок 4.5 (а, в)) наблюдается увеличение амплитуды микродеформаций в интервале времени, соответствующем прохождению тайфуна над Корейским полуостровом и последующему выходу его на акваторию Японского моря. После момента выхода тайфуна наблюдается серия импульсных возмущений, сопровождающихся заметным ростом амплитуды колебаний.

Динамические спектрограммы каналов деформографов показывают, что в рассматриваемый период происходит усиление спектральной мощности в широком диапазоне частот. При этом, как и в случае тайфуна «Конг–Рэй», после выхода тайфуна с территории Корейского полуострова формируется выраженная область повышенной энергии в области более низких частот, соответствующих периодам порядка 16–20 секунд. Данная область проявляется в виде локализованных вертикальных структур повышенной интенсивности на спектрограммах и указывает на усиление длиннопериодных микросейсмических колебаний.

На записях сейсмометра по направлению Север–Юг (рисунок 4.5 (б)) также наблюдается заметное увеличение амплитуды колебаний после выхода тайфуна на акваторию Японского моря. Динамическая спектрограмма данного канала демонстрирует постепенное усиление спектральной мощности в диапазоне частот порядка 150–250 мГц, соответствующих периодам около 4–7 секунд.

Следует отметить, что записи сейсмометра по направлению Запад–Восток (рисунок 4.5 (г)) частично содержат повреждённые данные, что проявляется в виде отдельных импульсных выбросов и вертикальных полос на динамической спектрограмме. Несмотря на наличие этих артефактов, в записи всё же прослеживается усиление микросейсмических колебаний в интервале времени после

выхода тайфуна на акваторию Японского моря, что соответствует наблюдаемой динамике в других каналах.

Записи лазерного измерителя вариаций давления гидросферы (рисунок 4.5 (д)) также демонстрируют увеличение амплитуды колебаний давления в рассматриваемый временной интервал. На соответствующей динамической спектрограмме наблюдается усиление энергии в диапазоне частот порядка 100–150 мГц, соответствующих периодам около 6–10 секунд, что связано с развитием интенсивного штормового волнения.

#### *Тайфун «Чондари»*

Следующим рассматриваемым событием является тайфун «Чондари», наблюдавшийся в августе 2024 года [72]. На рисунке 4.6 представлены временные реализации сигналов приборного комплекса и соответствующие динамические спектрограммы, отражающие изменение микросейсмического фона в период прохождения данного тайфуна.

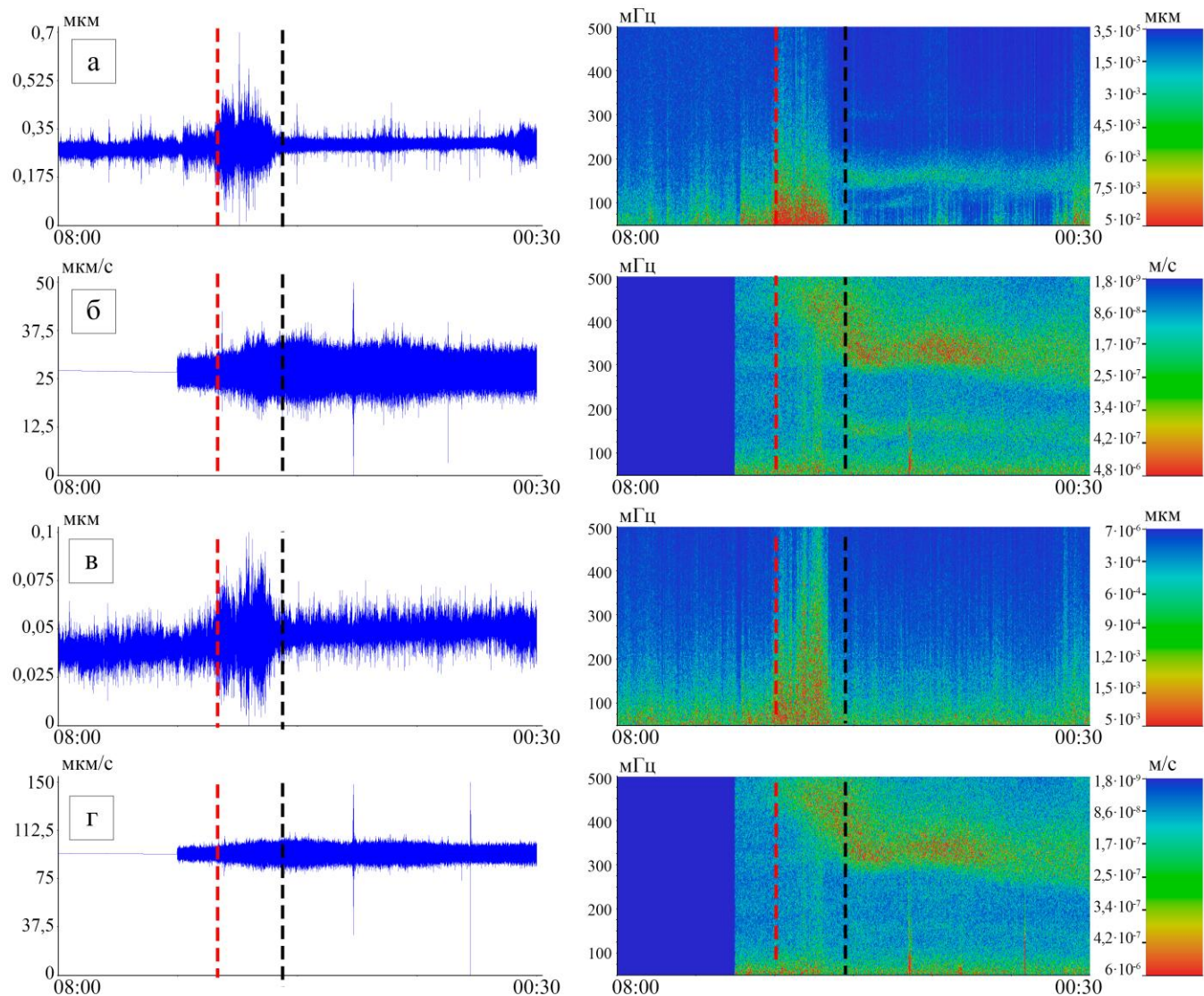


Рисунок 4.6 – Фрагменты записей приборного комплекса в период прохождения тайфуна «Чондари» в период с 20.08.2024 08:00 – 23.08.2024 00:30 (UTC). (а) – сигнал и динамическая спектрограмма компоненты деформографа по направлению Север–Юг, (б) – сигнал и динамическая спектрограмма сейсмометра по направлению Север–Юг, (в) – сигнал и динамическая спектрограмма компоненты деформографа Запад–Восток, (г) – сигнал и динамическая спектрограмма сейсмометра по направлению Запад–Восток. Момент входа тайфуна на территорию Корейского полуострова – 21.08.2024 05:00 (красный пунктир), момент выхода на акваторию Японского моря – 21.08.2024 14:00 (чёрный пунктир).

На временных реализациях лазерных деформографов по направлениям Север–Юг и Запад–Восток (рисунок 4.6 (а, в)) наблюдается заметное увеличение амплитуды

микродоформаций в интервале времени, соответствующем прохождению тайфуна над территорией Корейского полуострова. Максимальные значения амплитуды колебаний фиксируются вблизи момента выхода тайфуна на акваторию Японского моря. После этого уровень микросейсмического фона постепенно уменьшается.

Динамические спектрограммы каналов деформографов (рисунок 4.6 (а, в)) демонстрируют усиление спектральной мощности в широком диапазоне частот. Наиболее интенсивное усиление наблюдается в области частот порядка 80–150 мГц, соответствующих периодам около 6–12 секунд. Кроме того, в низкочастотной части спектра проявляется область повышенной энергии, соответствующая периодам порядка 16–20 секунд. Эта область становится наиболее заметной в интервале времени, близком к выходу тайфуна с территории Корейского полуострова.

Следует отметить, что записи сейсмометра по направлениям Север–Юг и Запад–Восток начинаются не с начала рассматриваемого временного интервала. На временных реализациях и динамических спектрограммах (рисунок 4.6 (б, г)) это проявляется в виде участка отсутствия данных в начальной части записи. Таким образом, анализ сейсмических каналов проводится для интервала времени, начинающегося приблизительно через 16 часов относительно начала записей деформографов.

В доступной части записи сейсмометра по направлению Север–Юг (рисунок 4.6 (б)) наблюдается повышенный уровень амплитуды колебаний. Соответствующая динамическая спектрограмма демонстрирует устойчивое присутствие энергии в диапазоне частот порядка 150–300 мГц, что соответствует периодам около 3–7 секунд. Данный диапазон является характерным для штормовых микросейсмических колебаний, возникающих при развитии интенсивного морского волнения.

Аналогичная спектральная структура наблюдается и в записи сейсмометра по направлению Запад–Восток (рисунок 4.6 (г)). На динамической спектрограмме также присутствует усиление спектральной мощности в диапазоне частот порядка 150–300

мГц, которое сохраняется в течение значительной части наблюдаемого интервала записи.

Следует отметить, что для данного события отсутствуют данные лазерного измерителя вариаций давления гидросферы, поэтому анализ ограничивается записями лазерных деформографов и широкополосного сейсмометра.

### *Тайфун «Санба»*

Финальным рассмотренным событием является тайфун «Санба», наблюдавшийся в сентябре 2012 года [72] (рисунок 4.7).

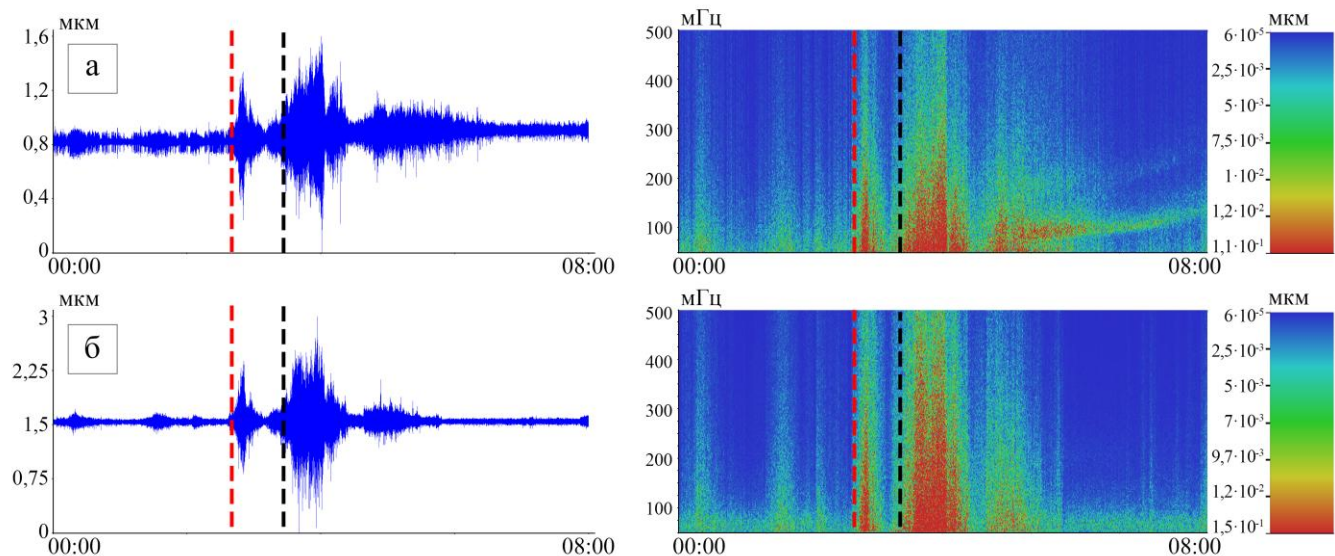


Рисунок 4.7 – Фрагменты записей лазерных деформографов в период прохождения тайфуна «Санба» проходивший в период с 16.09.2012 00:00 по 19.09.2012 08:00 (UTC). (а) – сигнал и динамическая спектрограмма компоненты деформографа по направлению Север–Юг, (б) – сигнал и динамическая спектрограмма сейсмометра по направлению Север–Юг. Момент входа тайфуна на территорию Корейского полуострова – 17.09.2012 03:00 (красный пунктир), момент выхода на акваторию Японского моря – 17.09.2012 10:00 (чёрный пунктир).

На временных реализациях лазерных деформографов по направлениям Север–Юг и Запад–Восток (рисунок 4.7 (а, б)) наблюдается заметное увеличение амплитуды микродеформаций в интервале времени, соответствующем прохождению тайфуна над

территорией Корейского полуострова. Наибольшие значения амплитуды колебаний фиксируются вблизи момента выхода тайфуна на акваторию Японского моря, после чего уровень микросейсмического фона постепенно уменьшается.

Динамические спектрограммы обоих деформографов (рисунок 4.7 (а, б)) демонстрируют существенное усиление спектральной мощности в широком диапазоне частот. Наиболее интенсивная область энергии сосредоточена в диапазоне частот порядка 80–150 мГц, что соответствует периодам около 6–12 секунд. Вблизи момента выхода тайфуна с территории Корейского полуострова наблюдается максимальная интенсивность спектральной энергии, проявляющаяся в виде ярко выраженной области на динамических спектрограммах.

После прохождения тайфуна наблюдается постепенное уменьшение спектральной мощности и возвращение уровня микросейсмического фона к значениям, характерным для спокойных гидрометеорологических условий.

Следует отметить, что для данного события отсутствуют записи сейсмометра и лазерного измерителя вариаций давления гидросферы, поэтому анализ ограничивается данными лазерных деформографов.

Таким образом, проведенный выше анализ записей лазерных деформографов, широкополосного сейсмометра и лазерного измерителя вариаций давления гидросферы в периоды прохождения тайфунов «Соулик», «Конг–Рэй», «Хагупит», «Чондари» и «Санба» позволяет выявить ряд общих особенностей изменения микросейсмического фона в акватории Японского моря.

Для всех рассмотренных событий характерно увеличение амплитуды микродеформаций в интервалах времени, соответствующих прохождению тайфунов над территорией Корейского полуострова и их последующему выходу на акваторию Японского моря. На временных реализациях сигналов лазерных деформографов это проявляется в виде заметного роста амплитуды колебаний и появления отдельных импульсных возмущений, сопровождающих развитие интенсивного морского волнения.

Анализ динамических спектрограмм показывает, что основная энергия микросейсмических колебаний сосредоточена в диапазоне частот порядка 80–150 мГц, что соответствует периодам около 6–12 секунд. Данный диапазон частот наблюдается для всех рассмотренных тайфунов и является характерным для штормовых микросейсм[30,97,101], возникающих в результате нелинейного взаимодействия морских волн.

В ряде случаев, в частности при прохождении тайфунов «Конг–Рэй», «Хагупит» и «Чондари», на записях лазерных деформографов дополнительно наблюдается область повышенной спектральной мощности в более низкочастотной части спектра, соответствующей периодам порядка 16–20 секунд. Эта область проявляется преимущественно после выхода тайфуна с территории Корейского полуострова на акваторию Японского моря и может быть связана с особенностями формирования длиннопериодных микросейсмических колебаний в условиях интенсивного штормового волнения.

В записях широкополосного сейсмометра наблюдается усиление спектральной мощности преимущественно в диапазоне частот порядка 150–300 мГц, соответствующем периодам около 3–7 секунд. Данный диапазон частот также характерен для штормовых микросейсмических колебаний и фиксируется в периоды развития интенсивного волнения в акватории моря. При этом следует учитывать, что для отдельных событий записи сейсмометра начинаются не с начала рассматриваемого временного интервала или частично содержат повреждённые участки, что ограничивает возможность анализа некоторых фаз прохождения тайфунов.

Сигналы лазерного измерителя вариаций давления гидросферы демонстрируют изменение амплитуды колебаний, согласующееся с динамикой микросейсмического фона, наблюдаемой на записях деформографов и сейсмометра. На динамических спектрограммах записей ЛИВДГ основной вклад в спектральную энергию также

вносит диапазон частот, соответствующий периодам морского волнения порядка нескольких секунд.

Проведённый анализ показывает, что прохождение тайфунов через территорию Корейского полуострова и их последующий выход на акваторию Японского моря сопровождается заметным усилением микросейсмического фона, регистрируемого различными типами приборов. При этом наблюдаемые изменения амплитудно–частотных характеристик сигналов обладают схожими особенностями для различных тайфунов.

Для более детального изучения структуры микросейсмических колебаний и выявления закономерностей их изменения в периоды штормовой активности далее проводится статистический анализ временных рядов микродеформаций. В частности, рассматриваются распределения плотности вероятности значений деформации, а также характеристики «хвостов» этих распределений, позволяющие количественно описать особенности микросейсмического фона в условиях интенсивных атмосферных воздействий.

#### **4.3 Статистические характеристики микросейсмических колебаний в периоды прохождения тайфунов**

В предыдущем разделе были рассмотрены сигналы, регистрируемые лазерными деформографами в периоды прохождения тайфунов над акваторией Японского моря. Анализ временных записей и соответствующих динамических спектрограмм показал, что при развитии штормовой активности происходит существенное увеличение спектральной мощности в диапазоне частот, характерных для штормовых микросейсмических колебаний.

Однако временной анализ сигналов позволяет выявить лишь качественные особенности изменения динамики колебательных процессов. Для более глубокого понимания физических механизмов формирования микросейсмических колебаний необходимо провести статистический анализ регистрируемых сигналов деформаций

земной коры, позволяющий исследовать структуру распределений случайных колебаний и выявить характер отклонений от нормального распределения [102–104].

Статистические методы анализа микросейсмических колебаний широко применяются в геофизике и океанологии [31,105–107] при исследовании фонового микросейсмического поля и штормовых процессов. В частности, анализ распределений плотности вероятности сигналов деформографов позволяет выявить наличие негауссовых свойств, связанные с нелинейными процессами морского волнения и взаимодействием волн с береговой зоной.

Для сравнения статистических свойств данных, зарегистрированных при различных штормовых событиях, используется нормировка деформаций на среднеквадратичное отклонение.

Среднее значение деформации определяется выражением:

$$\mu = \langle \varepsilon(t) \rangle, \quad (4.1)$$

где угловые скобки обозначают усреднение по времени.

Среднеквадратичное отклонение вычисляется по формуле

$$\sigma = \sqrt{\langle (\varepsilon(t) - \mu)^2 \rangle} \quad (4.2)$$

Нормированная деформация определяется как

$$z(t) = \frac{\varepsilon(t) - \mu}{\sigma} \quad (4.3)$$

Использование нормированных переменных позволяет сравнивать статистические характеристики сигналов, зарегистрированных при различных уровнях штормовой активности и различной амплитуде деформационных колебаний.

Подобная нормировка широко применяется при исследовании случайных процессов в геофизике и турбулентности [108].

Одной из основных характеристик случайного процесса является распределение плотности вероятности. Оценка плотности вероятности деформаций выполняется на основе гистограммного метода:

$$p(\varepsilon) = \frac{N_i}{N\Delta\varepsilon}, \quad (4.4)$$

где  $N_i$  – число значений деформации в  $i$ -м интервале,  $N$  – общее число измерений,  $\Delta\varepsilon$  – ширина интервала.

Аналогичным образом определяется распределение плотности вероятности нормированных деформаций:

$$p(\varepsilon) = p\left(\frac{\varepsilon}{\sigma}\right), \quad (4.5)$$

Анализ распределений плотности вероятности является одним из ключевых инструментов исследования случайных геофизических процессов и позволяет выявить отклонения от гауссовской статистики, возникающие в результате нелинейных процессов в системе.

#### *Статистические характеристики деформаций в период прохождения тайфуна «Соулик»*

В качестве первого этапа статистического анализа рассмотрим распределения плотности вероятности деформаций, зарегистрированных в период прохождения тайфуна «Соулик».

На рисунке 4.8 представлены распределения плотности вероятности деформаций для компонент Север–Юг и Запад–Восток, полученные по данным лазерных деформографов.

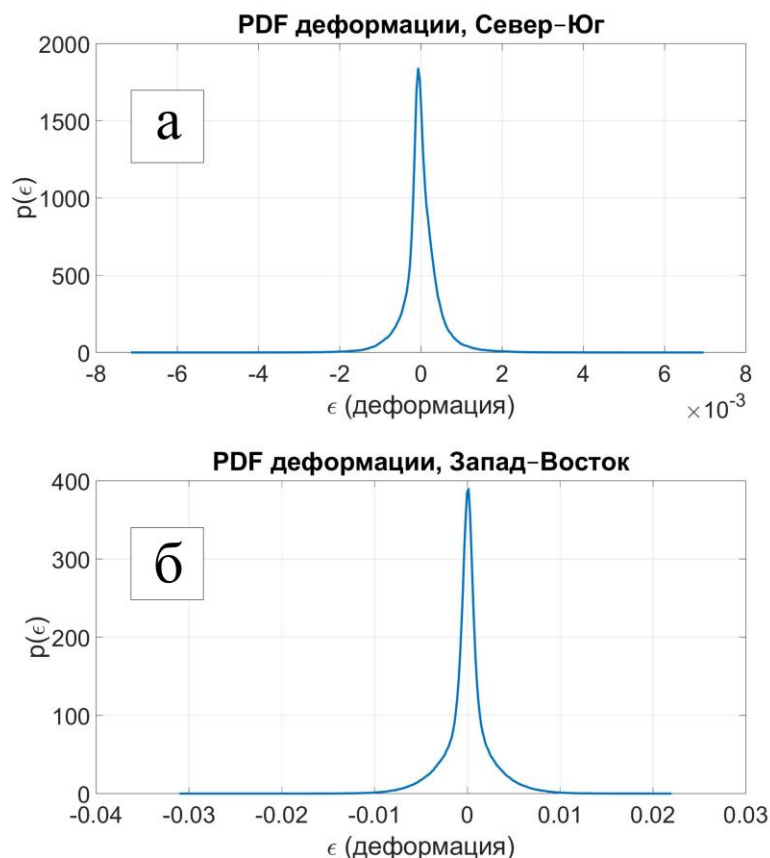


Рисунок 4.8 Распределения плотности вероятности деформаций для компонент Север-Юг (а) и Запад-Восток (б) в период прохождения тайфуна «Соулик».

Анализ представленных распределений показывает, что центральная часть распределения имеет выраженную симметричную форму, близкую к гауссовскому распределению. Однако при удалении от центра распределения наблюдается заметное увеличение вероятности больших отклонений деформации.

В связи с тем, что вероятности больших отклонений деформации оказываются значительно меньше вероятностей центральной части распределения, анализ структуры хвостов распределения в линейном масштабе оказывается затруднённым. Для более наглядного исследования поведения распределения при больших значениях деформаций нормированные распределения плотности вероятности были представлены в полулогарифмических координатах, в которых по оси абсцисс

откладывается нормированная деформация  $\frac{\varepsilon}{\sigma}$ , а по оси ординат – логарифм плотности вероятности.

Таким образом, на графике отображается зависимость:

$$\lg p\left(\frac{\varepsilon}{\sigma}\right), \quad (4.6)$$

Использование полулогарифмического масштаба позволяет значительно лучше визуализировать область малых вероятностей, соответствующую хвостам распределения. Подобный подход широко применяется при анализе статистики экстремальных событий и нелинейных флуктуаций в геофизических процессах.

Распределения плотности вероятности деформаций, построенные в полулогарифмических координатах для компонент Север–Юг и Запад–Восток в период прохождения тайфуна «Соулик», представлены на рисунке 4.9.

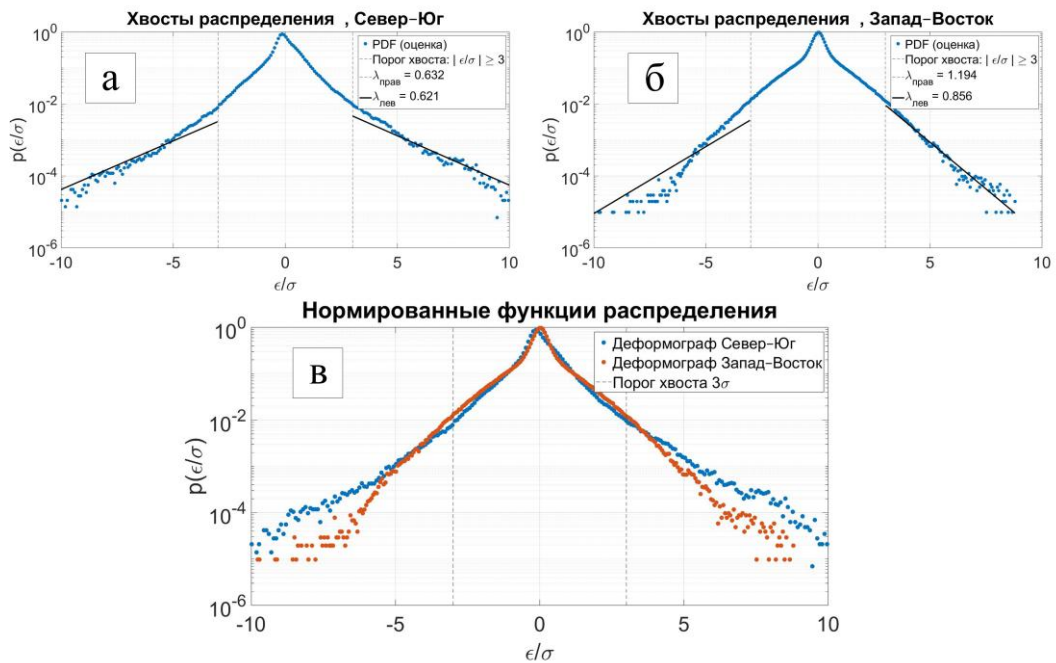


Рисунок 4.9 Распределения плотности вероятности  $p(\varepsilon/\sigma)$  для компонент деформации в период прохождения тайфуна «Соулик», представленные в полулогарифмическом масштабе. а – для компоненты деформографа Север–Юг, б – для Запад–Восток, в – нормированные распределения плотности вероятности для обеих компонент.

Как видно из рисунка 4.9, в полулогарифмических координатах хвосты распределений имеют близкую к линейной форму. Это свидетельствует о том, что вероятность больших отклонений деформации подчиняется экспоненциальному закону распределения [103,109,110]. В области больших значений нормированной деформации  $z = \frac{\varepsilon}{\sigma}$  плотность вероятности может быть приближённо описана выражением:

$$p(z) \sim \exp(-\lambda z), \quad (4.7)$$

где  $\lambda$  – параметр экспоненциального распределения, характеризующий скорость убывания вероятности больших отклонений деформации [111].

В полулогарифмическом масштабе выражение (4.7) принимает вид

$$\ln p(z) = -\lambda z + C, \quad (4.8)$$

где  $C$  – константа нормировки.

Таким образом, в координатах  $\ln p(z) - z$  экспоненциальная зависимость проявляется в виде прямой линии, наклон которой определяется параметром  $\lambda$ . Для более точного описания структуры распределения аппроксимация выполнялась отдельно для правого и левого хвостов распределения. Это связано с тем, что реальные геофизические процессы могут обладать определённой асимметрией распределений.

Соответственно вводятся два параметра:

$\lambda_{\text{прав}}$  – коэффициент экспоненциальной аппроксимации правого хвоста распределения  $z > 3$ , и  $\lambda_{\text{лев}}$  – коэффициент аппроксимации левого хвоста  $z < -3$ . Значения этих коэффициентов определяются методом линейной регрессии в полулогарифмических координатах.

Физически параметр  $\lambda$  характеризует скорость убывания вероятности экстремальных деформационных событий. Чем меньше значение  $\lambda$ , тем более

«тяжёлыми» оказываются хвосты распределения и тем выше вероятность возникновения больших отклонений деформации.

Для данного тайфуна получены следующие значения параметров экспоненциальной аппроксимации: для компоненты Север–Юг  $\lambda_{прав}=0.63$ ,  $\lambda_{лев}=0.62$ , а для компоненты Запад–Восток  $\lambda_{прав}=1.19$ ,  $\lambda_{лев}=0.86$

Как видно из рисунка, значения параметров  $\lambda_{прав}$  и  $\lambda_{лев}$  для компоненты Север–Юг практически совпадают, что указывает на симметричную структуру хвостов распределения. Для компоненты Запад–Восток наблюдается несколько более выраженная асимметрия, однако в целом характер убывания хвостов вероятности остаётся близким к экспоненциальному.

#### *Статистические характеристики деформаций в период прохождения тайфуна «Конг–Рэй»*

Аналогичный статистический анализ был выполнен для данных, зарегистрированных в период прохождения тайфуна «Конг–Рэй» в октябре 2018 года. Для данного события были построены распределения плотности вероятности деформаций для компонент деформографов Север–Юг и Запад–Восток, а также исследована структура хвостов распределений в нормированных координатах.

На рисунке 4.10 представлены распределения плотности вероятности деформаций и их нормированные формы для компонент деформографов, зарегистрированные в период прохождения тайфуна «Конг–Рэй».

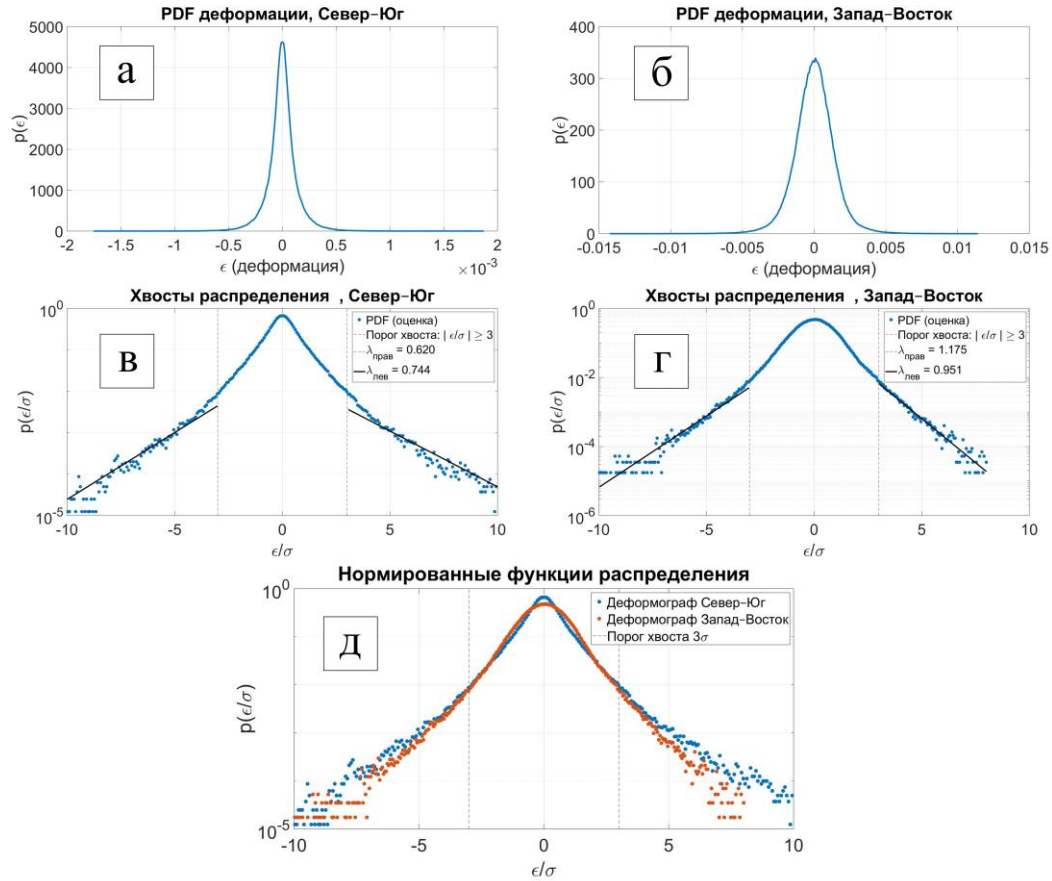


Рисунок 4.10 Статистические характеристики деформаций, зарегистрированных в период прохождения тайфуна «Конг–Рэй». а – распределение плотности вероятности деформаций для компоненты деформографа Север–Юг, б – распределение плотности вероятности деформаций для компоненты Запад–Восток, в – хвосты распределения плотности вероятности нормированных деформаций  $p(\epsilon/\sigma)$  для компоненты Север–Юг в полулогарифмических координатах, г – хвосты распределения для компоненты Запад–Восток, д – сравнение нормированных распределений плотности вероятности для обеих компонент.

Вертикальными пунктирными линиями на рисунке показана граница области хвостов распределения  $|\frac{\epsilon}{\sigma}| > 3$ . Сплошные линии соответствуют экспоненциальной аппроксимации хвостов распределения вида (формула 4.7).

Как видно из рисунка, распределения деформаций для обеих компонент имеют выраженную симметричную форму с максимумом вблизи нулевых значений деформации. Центральная часть распределения близка к гауссовской форме, однако в

области больших отклонений деформации наблюдается формирование хвостов распределения, вероятность которых существенно превышает соответствующие значения для нормального распределения.

Для количественного описания структуры хвостов распределений была выполнена экспоненциальная аппроксимация правого и левого хвостов распределения как это описано для предыдущего события.

Для компоненты Север–Юг получены следующие значения параметров экспоненциального убывания вероятности:  $\lambda_{прав}=0.62$ ,  $\lambda_{лев}=0.74$ . Для компоненты Запад–Восток значения параметров составили  $\lambda_{прав}=1.17$ ,  $\lambda_{лев}=0.95$ .

Полученные значения параметров показывают, что для компоненты Север–Юг хвосты распределения несколько более протяжённые, что соответствует меньшему значению параметра  $\lambda$  и, следовательно, более медленному убыванию вероятности больших отклонений деформации. Для компоненты Запад–Восток значения параметра  $\lambda$  оказываются несколько больше, что указывает на более быстрое убывание вероятности экстремальных деформационных событий.

Сравнение нормированных распределений для обеих компонент (рисунок 4.10 (д)) показывает, что центральные части распределений практически совпадают. Различия проявляются главным образом в области хвостов распределений, что связано с различиями в динамике деформационных процессов вдоль различных направлений.

#### *Статистические характеристики деформаций в период прохождения тайфуна «Хагупит»*

Аналогичный статистический анализ был выполнен для данных с лазерных деформографов, зарегистрированных в период прохождения тайфуна «Хагупит» в августе 2020 года. Для данного события были построены распределения плотности вероятности деформаций для компонент деформографов Север–Юг и Запад–Восток,

а также исследована структура хвостов распределений в нормированных координатах.

На рисунке 4.11 представлены распределения плотности вероятности деформаций, хвосты распределений в полулогарифмическом масштабе, а также сравнение нормированных распределений для обеих компонент деформации.

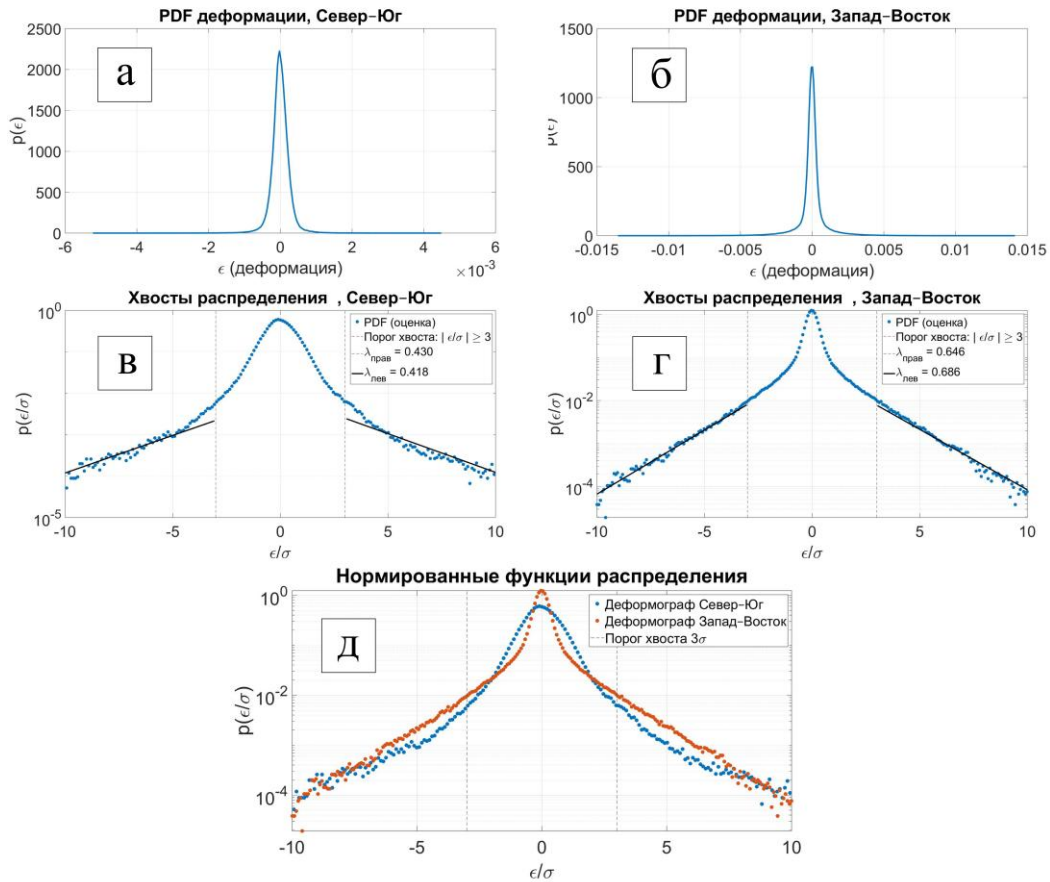


Рисунок 4.11 Статистические характеристики деформаций, зарегистрированных в период прохождения тайфуна «Хагупит». а – распределение плотности вероятности деформаций для компоненты деформографа Север–Юг, б – распределение плотности вероятности деформаций для компоненты Запад–Восток, в – хвосты распределения плотности вероятности для компоненты Север–Юг, г – хвосты распределения для компоненты Запад–Восток, д – сравнение нормированных распределений плотности вероятности для обеих компонент.

Как и в предыдущем случае, хвосты распределений в полулогарифмических координатах имеют близкую к линейной форму, что свидетельствует о возможности их описания экспоненциальным законом

Для компоненты Север–Юг значения параметров экспоненциальной аппроксимации хвостов распределения составили  $\lambda_{прав}=0.43$ ,  $\lambda_{лев}=0.42$ .

Для компоненты Запад–Восток получены следующие значения параметров:  $\lambda_{прав}=0.646$ ,  $\lambda_{лев}=0.686$ .

Полученные значения параметров  $\lambda$  для данного тайфуна оказываются заметно меньшими по сравнению с предыдущим случаем, что свидетельствует о более медленном убывании вероятности больших отклонений деформации и, соответственно, о более выраженных хвостах распределения.

Сравнение нормированных распределений для компонент Север–Юг и Запад–Восток (рисунок 4.11 (д)) показывает, что центральная часть распределения практически совпадает для обеих компонент. Различия наблюдаются преимущественно в области хвостов распределений, где вероятность больших отклонений деформации для компоненты Запад–Восток оказывается несколько выше.

#### *Статистические характеристики деформаций в период прохождения тайфуна «Чондари»*

Следующий этап статистического анализа был выполнен по данным, зарегистрированным в период прохождения тайфуна «Чондари» в августе 2024 года. Для данного события были построены распределения плотности вероятности деформаций для компонент деформографов Север–Юг и Запад–Восток, а также исследована структура хвостов распределений нормированных деформаций.

На рисунке 4.12 представлены распределения плотности вероятности деформаций, хвосты распределений в полулогарифмическом масштабе, а также сравнение нормированных распределений для обеих компонент деформации.

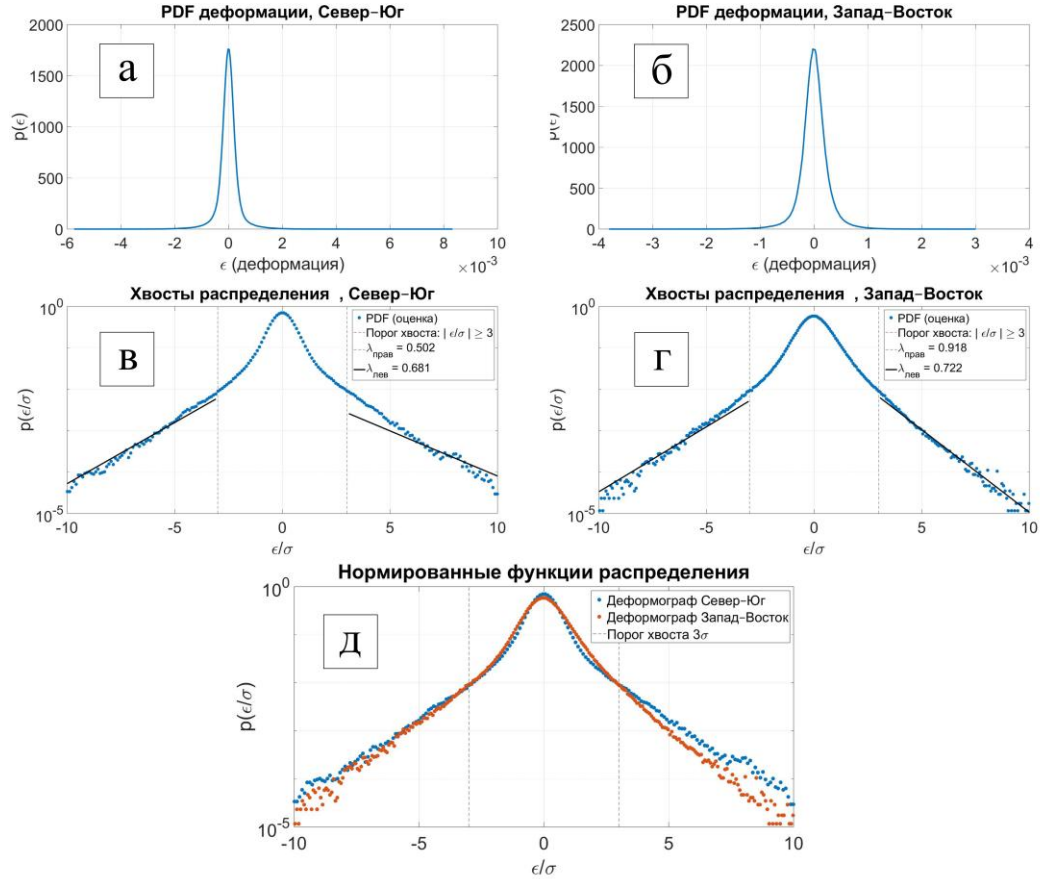


Рисунок 4.12 Статистические характеристики деформаций, зарегистрированных в период прохождения тайфуна «Чондари». а – распределение плотности вероятности деформаций для компоненты деформографа Север–Юг, б – распределение плотности вероятности деформаций для компоненты Запад–Восток, в – хвосты распределения плотности вероятности нормированных деформаций для компоненты Север–Юг, г – хвосты распределения для компоненты Запад–Восток, д – сравнение нормированных распределений плотности вероятности для обеих компонент.

Как и в предыдущих случаях, центральная часть распределений деформаций имеет выраженную симметричную форму и сосредоточена вблизи нулевых значений деформации.

В области больших отклонений деформации наблюдается формирование хвостов распределения, которые в полулогарифмических координатах имеют близкую к линейной форму.

Для компоненты Север–Юг значения параметров экспоненциальной аппроксимации хвостов распределения составили  $\lambda_{прав}=0.5$ ,  $\lambda_{лев}=0.68$ . Для компоненты Запад–Восток получены следующие значения параметров:  $\lambda_{прав}=0.92$ ,  $\lambda_{лев}=0.72$ .

Как видно из рисунка 4.12 (д), нормированные распределения для обеих компонент в центральной части практически совпадают. Небольшие различия наблюдаются в области хвостов распределения, где вероятность больших отклонений деформации для компоненты Север–Юг оказывается несколько выше.

В целом статистическая структура распределений деформаций для тайфуна «Чондари» демонстрирует те же характерные особенности, что и для ранее рассмотренных событий: центральная часть распределения близка к гауссовской форме, тогда как хвосты распределения подчиняются экспоненциальному закону.

#### *Статистические характеристики деформаций в период прохождения тайфуна «Санба»*

Аналогичный статистический анализ был выполнен для тайфуна «Санба» проходившем в сентябре 2012 года. Как и в предыдущих случаях, для двух ортогональных компонент лазерных деформографов были построены распределения плотности вероятности деформаций, исследована структура хвостов распределений нормированных деформаций, а также выполнено сравнение распределений для направлений Север–Юг и Запад–Восток.

На рисунке 4.13 представлены распределения плотности вероятности деформаций, хвосты распределений нормированных деформаций в полулогарифмическом масштабе, а также сравнение нормированных распределений для обеих компонент.

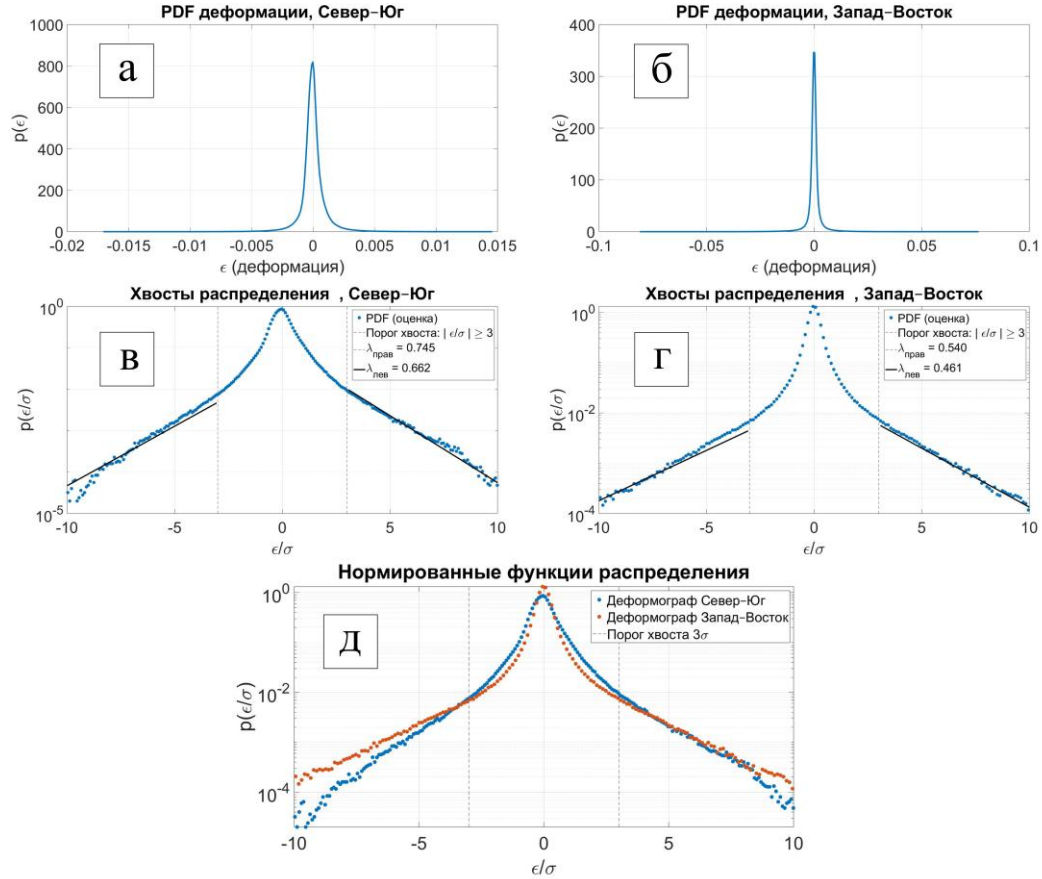


Рисунок 4.13 Статистические характеристики деформаций, зарегистрированных в период прохождения тайфуна «Санба». а – распределение плотности вероятности деформаций для компоненты деформографа Север–Юг, б – распределение плотности вероятности деформаций для компоненты Запад–Восток, в – хвосты распределения плотности вероятности для компоненты Север–Юг, г – хвосты распределения для компоненты Запад–Восток, д – сравнение нормированных распределений плотности вероятности для обеих компонент деформации.

Как видно из рисунка 4.13 (а), (б), распределения плотности вероятности деформаций для обеих компонент имеют выраженный максимум вблизи нулевых значений деформации и характеризуются симметричной формой центральной части распределения. Основная доля вероятности сосредоточена в области  $|\epsilon| \lesssim 2\sigma$ , что соответствует характерным значениям фоновых микродеформаций земной коры.

В полулогарифмических координатах зависимость  $p(z)$  демонстрирует близкую к линейной форму (рисунок 4.13 (в), (г)), что указывает на экспоненциальный характер спада хвостов распределения.

Для компоненты Север–Юг получены следующие значения параметров экспоненциальной аппроксимации хвостов распределения:  $\lambda_{прав}=0.74$ ,  $\lambda_{лев}=0.66$ . Для компоненты Запад–Восток значения параметров составили  $\lambda_{прав}=0.54$ ,  $\lambda_{лев}=0.46$ .

Из рисунка 4.13 (д) видно, что нормированные распределения для обеих компонент имеют схожую форму в центральной части распределения. При этом в области хвостов распределения наблюдаются определённые различия: вероятность больших отклонений деформации для компоненты Запад–Восток несколько выше, что отражается в меньших значениях параметра  $\lambda$ .

Полученные результаты показывают, что статистическая структура сигналов в период прохождения тайфуна «Санба» обладает теми же характерными особенностями, что и для других рассмотренных тайфунов: центральная часть распределений близка к гауссовской форме, тогда как хвосты распределений демонстрируют экспоненциальный характер спада.

#### *Универсальность нормированных распределений деформаций*

Результаты статистического анализа, представленные в предыдущих подразделах, показывают, что форма распределений деформаций, зарегистрированных лазерными деформографами в период прохождения различных тайфунов, обладает рядом общих статистических особенностей. Для более детального исследования этой закономерности было выполнено сравнение нормированных распределений деформаций для всех рассмотренных тайфунов. Полученные распределения для всех пяти тайфунов и обеих компонент деформографов представлены на рисунке 4.14.

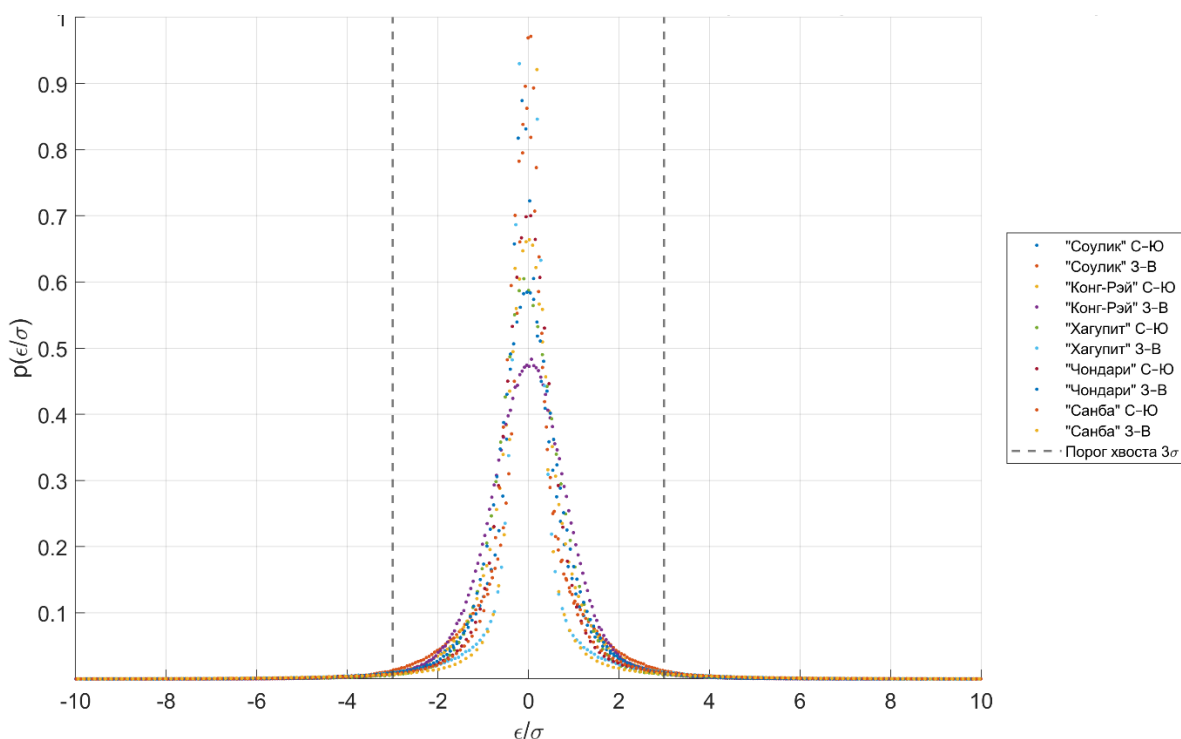


Рисунок 4.14 Нормированные распределения плотности вероятности деформаций  $p(\epsilon/\sigma)$  для всех рассмотренных тайфунов и обеих компонент деформографов.

Как видно из рисунка 4.14, несмотря на различия в интенсивности тайфунов, траекториях их движения и длительности штормовых воздействий, все нормированные распределения демонстрируют очень близкую форму.

Центральная часть распределений имеет выраженный максимум вблизи  $z=0$ , и характеризуется симметричной формой, близкой к нормальному распределению. Основная доля вероятности сосредоточена в диапазоне  $|z| \lesssim 2$ .

В то же время в области больших отклонений наблюдается формирование тяжёлых хвостов распределения [109,112–115], существенно превышающих гауссовское распределение. Такие хвосты отражают повышенную вероятность экстремальных деформационных событий, возникающих в результате нелинейных процессов взаимодействия морского волнения с дном и береговой зоной [30,96].

Для количественного описания структуры хвостов распределения была использована экспоненциальная аппроксимация (формула 4.7)

Несмотря на определённую вариативность, значения  $\lambda$  для всех реализаций лежат в сравнительно узком диапазоне, что указывает на наличие универсального механизма формирования статистической структуры микродеформаций верхнего слоя земной коры.

Для дальнейшего анализа взаимосвязи формы распределения и параметров хвостов распределения была исследована зависимость параметра  $\lambda$  от коэффициента эксцесса распределения (формула 1.7). Коэффициент эксцесса характеризует степень отклонения распределения [102,104] от нормального закона и широко используется при анализе статистики микросейсмических сигналов.

На рисунке 4.15 представлена зависимость параметра  $\lambda$  от значения эксцесса для всех рассмотренных сигналов.

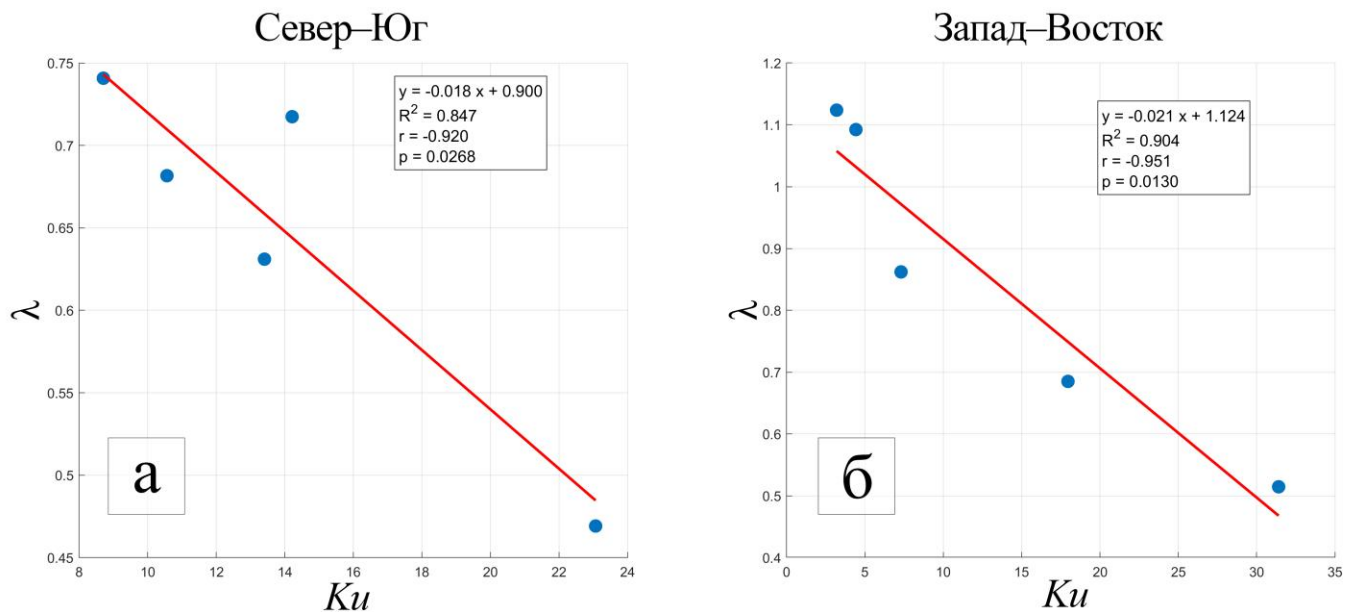


Рисунок 4.15 Зависимость параметра экспоненциального спада хвостов распределения  $\lambda$  от коэффициента эксцесса распределения деформаций  $Ku$  для компонент деформографа Север–Юг (а) и Запад–Восток (б).

Анализ, представленных на рисунке 4.15 данных, показывает наличие выраженной взаимосвязи между коэффициентом эксцесса распределения деформаций и параметром экспоненциального спада хвостов распределения  $\lambda$ .

Для обеих компонент деформографов наблюдается устойчивая отрицательная корреляция между рассматриваемыми параметрами. Это означает, что при увеличении значения коэффициента эксцесса, характеризующего степень отклонения распределения от нормального закона, параметр  $\lambda$  уменьшается.

Для компоненты деформографа Север–Юг получена линейная аппроксимация зависимости:

$$\lambda = -0.018 K_u + 0.9$$

где  $K_u$  – коэффициент эксцесса распределения деформаций.

Коэффициент детерминации для данной зависимости составляет  $R^2=0.847$ , что свидетельствует о достаточно высокой степени линейной связи между рассматриваемыми параметрами. Коэффициент корреляции  $r = -0.920$  указывает на сильную отрицательную корреляцию между эксцессом распределения и параметром экспоненциального спадания хвостов.

Статистическая значимость полученной зависимости подтверждается значением  $p=0.0268$ , что соответствует уровню значимости менее 0.05.

Для компоненты деформографа Запад–Восток получена аналогичная зависимость:

$$\lambda = -0.021 K_u + 1.12$$

при коэффициенте детерминации  $R^2=0.904$ . Коэффициент корреляции для данной зависимости составляет  $r = -0.951$ , что свидетельствует о ещё более выраженной взаимосвязи между рассматриваемыми параметрами. Значение уровня значимости  $p=0.013$  подтверждает статистическую значимость полученной зависимости.

Таким образом, увеличение коэффициента эксцесса распределения, характеризующего усиление тяжёлых хвостов распределения вероятностей, сопровождается уменьшением параметра  $\lambda$ , что соответствует более медленному экспоненциальному спаданию хвостов распределения.

Наблюдаемая закономерность отражает усиление нелинейных процессов генерации микросейсмических колебаний в условиях интенсивного штормового волнения.

В таблице 4.1 приведены основные статистические параметры распределений деформаций, полученные для различных тайфунов и обеих компонент лазерных деформографов. В таблице представлены значения стандартного отклонения деформации  $\sigma$ , коэффициента эксцесса распределения  $Ku$ , а также параметры экспоненциального спада хвостов распределения  $\lambda$  для правого и левого хвостов распределения. Для удобства сравнения также приведено среднее значение параметра  $\lambda$ .

Таблица 4.1 Статистические характеристики распределений деформаций, зарегистрированных лазерными деформографами в период прохождения тайфунов

Тайфун	Компонента деформографа	$\sigma$ (СКО деформации)	Эксцесс $Ku$	$\lambda$ прав	$\lambda$ лев	$\lambda$ ср
Соулик	Север–Юг	$4.75 \times 10^{-4}$	10.56	0.63	0.62	0.63
	Запад–Восток	$2.5 \times 10^{-3}$	4.42	1.19	0.86	1.02
Конг–Рэй	Север–Юг	$1.43 \times 10^{-4}$	8.71	0.62	0.74	0.68
	Запад–Восток	$1.42 \times 10^{-3}$	3.19	1.17	0.95	1.06
Хагупит	Север–Юг	$2.72 \times 10^{-4}$	23.07	0.43	0.42	0.42
	Запад–Восток	$1 \times 10^{-3}$	17.96	0.65	0.69	0.66
Чондари	Север–Юг	$3.98 \times 10^{-4}$	13.41	0.5	0.68	0.59
	Запад–Восток	$2.66 \times 10^{-4}$	7.31	0.92	0.72	0.82
Санба	Север–Юг	$1.05 \times 10^{-3}$	14.21	0.74	0.66	0.7
	Запад–Восток	$3.73 \times 10^{-3}$	31.41	0.54	0.46	0.5

Как видно из таблицы 4.3, значения коэффициента эксцесса распределений изменяются в широком диапазоне от  $Ku \approx 3$  до  $Ku \approx 31$ , что свидетельствует о значительном отклонении распределений деформаций от нормального закона. Хотя для тайфуна «Санба» значения Эксцесса достигают 31.41, что связано с наличием редких импульсных деформационных событий. При этом значения параметра экспоненциального спада хвостов распределения  $\lambda$  лежат в диапазоне приблизительно 0.4–1.2 что соответствует экспоненциальному характеру спада хвостов распределения.

Полученный результат подтверждает, что параметры статистических распределений деформаций тесно связаны между собой и могут использоваться для количественного описания динамики микросейсмических процессов, возникающих в прибрежной зоне в период штормовой активности.

#### **4.4. Выводы к четвёртой главе**

В четвертой главе диссертации выполнено исследование микросейсмических сигналов в прибрежной зоне Японского моря в периоды прохождения тайфунов. Анализ проведён для пяти тайфунов различной интенсивности и траекторий движения: «Соулик» (2018), «Конг–Рэй» (2018), «Хагупит» (2020), «Чондари» (2024) и «Санба» (2012). Используются данные двух взаимно ортогональных лазерных деформографов, широкополосного сейсмометра и лазерного измерителя вариаций давления гидросферы, что позволило исследовать особенности деформационного отклика земной коры на штормовое воздействие.

Показано, что в период выхода тайфунов с Корейского полуострова и последующего их движения над акваторией Японского моря вдоль берегов Северной Кореи наблюдается существенное увеличение амплитуды микросейсмических колебаний, сопровождающееся усилением энергии в характерном диапазоне периодов. Динамические спектрограммы демонстрируют устойчивое увеличение спектральной плотности энергии в диапазоне периодов 16–20 секунд, которое не регистрировалось лазерным измерителем вариаций гидросферного давления. Из вышесказанного можно предположить, что колебания с периодом в диапазоне 16–20 с вызваны собственными колебаниями какой–то части Корейского полуострова, возможно минигеоблоком достаточно большой добротности, период колебаний которого незначительно изменяется в зависимости от величины воздействия внешней силы или от вариаций упругих параметров внешней среды зоны расположения минигеоблока.

Статистический анализ сигналов лазерных деформографов показал, что распределения деформаций во всех рассмотренных случаях существенно отклоняются от нормального закона. Для всех сигналов характерны положительные значения коэффициента эксцесса, что свидетельствует о наличии выраженных «тяжёлых хвостов» распределения и повышенной вероятности возникновения экстремальных деформационных событий в условиях интенсивного штормового волнения.

Показано, что при нормировке деформации на среднеквадратичное отклонение распределения различных реализаций демонстрируют высокую степень сходства формы. Центральная часть распределений близка к гауссовской, тогда как хвосты распределений подчиняются экспоненциальному закону. Получено, что вероятность больших отклонений деформации может быть описана зависимостью вида

$$p(z) \sim \exp(-\lambda z),$$

где  $z = \frac{\varepsilon}{\sigma}$  – нормированная деформация, а параметр  $\lambda$  характеризует скорость спада хвостов распределения.

Проведённый анализ показал, что значения параметра  $\lambda$ , полученные для различных тайфунов, лежат в сравнительно узком диапазоне, несмотря на значительные различия в интенсивности штормовых воздействий. Это свидетельствует о наличии универсальных статистических закономерностей формирования деформаций в условиях штормовой активности.

Установлена устойчивая отрицательная корреляция между коэффициентом эксцесса распределения и параметром экспоненциального спада хвостов  $\lambda$ . Показано, что увеличение эксцесса сопровождается уменьшением значения  $\lambda$ , что соответствует более медленному спаданию хвостов распределения и увеличению вероятности экстремальных деформационных отклонений. Полученные зависимости характеризуются высокими значениями коэффициентов корреляции и статистической значимостью.

Таким образом, результаты, полученные в данной главе, показывают, что данные, регистрируемые лазерными деформографами в период прохождения тайфунов, обладают выраженной негауссовской статистикой и характеризуются универсальной структурой нормированных распределений. Выявленные статистические закономерности могут использоваться для диагностики динамики микросейсмических процессов и оценки интенсивности штормовых воздействий в прибрежной зоне Японского моря.

Полученные результаты создают основу для дальнейшего использования статистических характеристик микросейсмических сигналов в задачах мониторинга штормовой активности и анализа микросейсмических процессов, возникающих при взаимодействии морского волнения с прибрежной зоной.

## Заключение

В представленной диссертационной работе выполнено комплексное исследование микросейсмических колебаний в прибрежной зоне Японского моря, основанное на анализе натуральных данных, полученных с использованием лазерно–интерференционных измерительных систем и сейсмометрических наблюдений. Основное внимание уделено изучению механизмов формирования микросейсмического поля, его спектральных и статистических характеристик как в условиях фонового состояния, так и при интенсивных атмосферных воздействиях, обусловленных прохождением тайфунов.

В ходе работы показано, что микросейсмическое поле прибрежной зоны представляет собой сложную динамическую систему, структура которой определяется взаимодействием морского волнения с донной поверхностью и верхними слоями земной коры. Установлено, что спектральные характеристики микросейсмических колебаний чувствительно зависят от параметров волнения, включая интенсивность, направленность и пространственную структуру волнового поля.

На основе анализа данных, зарегистрированных в периоды прохождения тайфунов различной интенсивности, показано, что во всех рассмотренных случаях формируются как первичные, так и вторичные микросейсмические колебания. Первичные микросейсмы, возбуждаемые прямым воздействием длиннопериодной волны на морское дно, устойчиво регистрируются в диапазоне частот 0.05–0.215 Гц. Вторичные микросейсмы, возникающие вследствие нелинейного взаимодействия встречных волн, проявляются в более высокочастотной области и характеризуются значительным энергетическим вкладом в спектр.

Продемонстрировано, что особенности регистрации микросейсмических колебаний существенно зависят от типа используемых измерительных систем. Показано, что лазерный измеритель вариаций давления гидросферы эффективно

регистрирует низкочастотные компоненты сигнала, соответствующие первичным микросейсам, в то время как лазерный деформограф обеспечивает устойчивую регистрацию смещений в широком диапазоне частот, включая как первичные, так и вторичные микросейсмические колебания. Установлено, что на записях широкополосного сейсмометра вторичные микросейсмические колебания проявляются с большей амплитудой, что обусловлено регистрацией скорости смещений и соответствующим усилением высокочастотной части спектра. Таким образом, показана принципиальная необходимость комплексного использования различных типов приборов для достоверной интерпретации микросейсмического поля.

В рамках исследования фонового состояния микросейсмического поля установлено, что даже в условиях минимальной внешней возмущённости амплитудные распределения микросейсмических колебаний отклоняются от нормального закона. Показано, что для обеих компонент деформографов характерны положительные значения эксцесса и вариабельная асимметрия, что свидетельствует о наличии «тяжёлых хвостов» распределения и повышенной вероятности редких, но значительных по амплитуде колебаний. Установлено, что использование распределения Грама–Шарлье позволяет более точно описывать экспериментальные данные по сравнению с нормальным законом, особенно в области экстремальных значений.

Выявлено, что среднеквадратичные отклонения сигналов в ортогональных направлениях характеризуются высокой степенью корреляции, что указывает на наличие общего источника возбуждения микросейсмического фона, связанного с морским волнением. В то же время параметры, характеризующие форму распределения (асимметрия и эксцесс), демонстрируют слабую корреляцию, что отражает влияние локальных и анизотропных факторов на структуру микросейсмического поля.

Анализ микросейсмических колебаний в прохождении тайфунов различной интенсивности через территорию Корейского полуострова, что данные штормовые

воздействия приводят к существенному увеличению амплитуды колебаний и перераспределению энергии в спектре. Установлено, что в условиях прохождения циклонов данного типа усиление энергии проявляется в диапазоне периодов 16–20 с, причём данное увеличение амплитуды не регистрировалось лазерным измерителем вариаций гидросферного давления. Из вышесказанного можно предположить, что колебания с периодом в диапазоне 16–20 с вызваны собственными колебаниями какой-то части Корейского полуострова, возможно минигеоблоком достаточно большой добротности, период колебаний которого незначительно изменяется в зависимости от величины воздействия внешней силы или от вариаций упругих параметров внешней среды зоны расположения минигеоблока.

Показано, что статистические распределения деформаций в период штормовых воздействий обладают выраженной негауссовской природой и характеризуются наличием устойчивых «тяжёлых хвостов». Установлено, что при нормировке деформаций на среднеквадратичное отклонение распределения различных реализаций демонстрируют универсальную структуру: центральная часть близка к нормальному распределению, тогда как хвосты описываются экспоненциальным законом. Получено, что вероятность экстремальных отклонений деформаций подчиняется зависимости вида  $p(z) \sim \exp(-\lambda z)$ , где параметр  $\lambda$  характеризует скорость спада хвостов распределения. Установлено, что значения параметра  $\lambda$  для различных тайфунов лежат в ограниченном диапазоне, несмотря на различия в интенсивности штормовых воздействий, что свидетельствует о наличии универсальных статистических закономерностей формирования микросейсмического поля. Показана устойчивая отрицательная корреляция между коэффициентом эксцесса и параметром  $\lambda$ , отражающая связь между формой распределения и вероятностью экстремальных событий.

Таким образом, в работе впервые на основе комплексного анализа данных лазерно-интерференционных приборов и сейсмометрических наблюдений получены новые результаты о спектральной и статистической структуре микросейсмических

колебаний в прибрежной зоне Японского моря. Установлены закономерности формирования микросейсмического поля как в фоновых условиях, так и при воздействии интенсивных атмосферных процессов.

Практическая значимость работы заключается в том, что полученные результаты могут быть использованы для разработки методов мониторинга морского волнения и штормовой активности на основе анализа микросейсмических данных. Применение лазерно–интерференционных методов регистрации позволяет проводить диагностику состояния морской среды в условиях ограниченного доступа к прямым океанографическим измерениям, что особенно важно для удалённых и труднодоступных прибрежных районов.

Полученные в диссертации результаты открывают перспективы дальнейших исследований, направленных на развитие методов статистического анализа микросейсмических сигналов, уточнение моделей генерации микросейсм и интеграцию данных различных геофизических наблюдений для комплексного изучения взаимодействия атмосферы, океана и литосферы.

## Список литературы

1. Филлипс О. М. Динамика верхнего слоя океана // Ленинград: Гидрометеиздат, 1980. №2. 319 с.
2. Deigaard R., Nielsen P. Wind generation of waves: Energy and momentum transfer – An overview with physical discussion // *Coast. Eng.* 2018. Vol. 139. P. 36–46.
3. Komen G.L., Cavaleri L., Donelan M, Hasselmann K., Hasselmann S., Janssen P.A.E.M. *Dynamics and Modelling of Ocean Waves.* // Cambridge: Cambridge University Press, 1994. 532 p.
4. Jeffreys H. On the formation of water waves by wind // *Proc. R. Soc. London. Ser. A, Contain. Pap. a Math. Phys. Character.* 1925. Vol. 107, № 742. P. 189–206.
5. Miles J.W. A note on the interaction between surface waves and wind profiles // *J. Fluid Mech.* 1965. Vol. 22, № 4. P. 823–827.
6. Longuet–Higgins M.S. The instabilities of gravity waves of finite amplitude in deep water II. Subharmonics // *Proc. R. Soc. London. A. Math. Phys. Sci.* 1978. Vol. 360, № 1703. P. 489–505.
7. Airy G.B. *Tides and Waves* // *Encyclopedia Metropolitana.* London, 1845. Vol. 5. P. 241–396.
8. Miles J.W. On the generation of surface waves by shear flows // *J. Fluid Mech.* 1957. Vol. 3, № 2. P. 185–204.
9. Benjamin T.B., Feir J.E. The disintegration of wave trains on deep water Part 1. Theory // *J. Fluid Mech.* 1967. Vol. 27, № 3. P. 417–430.
10. Bistafa S.R. First Theoretical Constructions to the Fluid Mechanics Problem of the Discharge // *Adv. Hist. Stud.* 2015. Vol. 04, № 03. P. 172–199.
11. Boussinesq J. Theory of liquid swelling called solitary wave or translation, propagating in a rectangular canal // *Les Comptes Rendus de l'Académie des Sciences,* Vol. 72, 1871, P. 755–759.

12. Stokes G.G. On the theory of oscillatory waves // Trans. Camb. Phil. Soc. 1847. Vol. 8. 441 p.
13. Pierson W.G., Neumann G. J.R.W. Practical method for observing and forecasting ocean waves by means of wave spectra and statistics // U.S. Navy Hydrographic Office Pub. 1963 №603, 284 p.
14. Phillips O.M. The equilibrium range in the spectrum of wind-generated waves // J. Fluid Mech. 1958. Vol. 4, № 4. P. 426–434.
15. Давидан И.Н., Давидан Г.И., Дымов В.И., Пасечник Т.А. Модифицированная версия спектрально-параметрической модели ветрового волнения и результаты её верификации // Известия Русского географического общества. 2010. Т. 142, № 2. С. 31–39.
16. Lighthill M.J. River waves // National Academy of Sciences, 1957. P. 17–44.
17. Esteva D.C. Evaluation of preliminary experiments assimilating Seasat significant wave heights into a spectral wave model // J. Geophys. Res. Ocean. 1988. Vol. 93, № C11. P. 14099–14105.
18. Carobbi C.F.M., Cati M. The Absolute Maximum of the Likelihood Function of the Rice Distribution: Existence and Uniqueness // IEEE Trans. Instrum. Meas. 2008. Vol. 57, № 4. P. 682–689.
19. Yakovleva T.V. Conditions of Rice statistical model applicability and estimation of the Rician signals parameters by maximum likelihood technique // Comput. Res. Model. 2014. Vol. 6, № 1. P. 13–25.
20. Konarev P. V. Volkov V. V., Sokolova A. V., Koch M. H. J., Svergun D. I. PRIMUS: a Windows PC-based system for small-angle scattering data analysis // J. Appl. Crystallogr. 2003. Vol. 36, № 5. P. 1277–1282.
21. Басович А.Я., Баханов В.В., Браво-Животовский Д.М., Гордеев Л.Б., Жидко Ю.М., Муякшин С.И. О корреляции изменения спектральной плотности сантиметровых и дециметровых поверхностных волн в поле внутренней волны // Доклады АН СССР. 1988. Т. 298, № 4. С. 967–971.

22. Saprykina Y. V. Kuznetsov S. Yu., Andreeva N. K., Shtremel M. N. Scenarios of nonlinear wave transformation in the coastal zone // *Oceanology*. 2013. Vol. 53, № 4. P. 422–431.
23. Le Pape F., Craig D., Bean C.J. How deep ocean–land coupling controls the generation of secondary microseism Love waves // *Nat. Commun.* 2021. Vol. 12, № 1. P. 2332.
24. The SWAMP Group. Sea Wave Modelling Project (SWAMP). An intercomparison study of wind wave prediction models. Part 1. Principal results and conclusion // Plenum Press. Boston, MA: Springer US, 1985. 256 p.
25. Tanimoto T., Anderson A. Seismic noise between 0.003 Hz and 1.0 Hz and its classification // *Prog. Earth Planet. Sci.* 2023. Vol. 10, № 1. P. 56.
26. Ebel J.E. Watching the Weather Using a Seismograph // *Seismol. Res. Lett.* 2002. Vol. 73, № 6. P. 930–932.
27. Beucler É., Mocquet A., Schimmel M., Chevrot S., Quillard O., Vergne J., Sylvander M. Observation of deep water microseisms in the North Atlantic Ocean using tide modulations // *Geophys. Res. Lett.* 2015. Vol. 42, № 2. P. 316–322.
28. Snyder R.L. Dobson F. W., Elliott J. A., Long R. B. Array measurements of atmospheric pressure fluctuations above surface gravity waves // *J. Fluid Mech.* 1981. Vol. 102. P. 1–59.
29. Боуден К. Физическая океанография прибрежных вод // МИР. Москва, 1988. 324 с.
30. Ardhuin F., Stutzmann E., Schimmel M., Mangeney A. Ocean wave sources of seismic noise // *J. Geophys. Res.* 2011. Vol. 116, № C9. P. C09004.
31. Longuet–Higgins M.S. A Theory of the Origin of Microseisms // *Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. A, Math. Phys. Sci.* 1950. Vol. 243, № 857. P. 1–35.
32. Hasselmann K. Weak interaction theory of ocean waves // *Basic Developments in Fluid Dynamics*. USA: Academic Press, 1968. P. 117–182.

33. Hasselmann K. On the non-linear energy transfer in a gravity-wave spectrum Part 1. General theory // *J. Fluid Mech.* 1962. Vol. 12, № 4. P. 481–500.
34. Lin J., Fang S., Xu W., Ni S., Zhang H., Yang T. Multi-instrument observations of microseisms generated by typhoon Kalmaegi (2014) over the Northwestern Pacific // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2022. Vol. 594, № C9. P. 117746.
35. Bromirski P. D. Vibrations from the “perfect storm” // *Geochemistry, Geophys. Geosystems.* 2001. Vol. 2. P. 13.
36. Anthony R.E., Aster R.C., McGrath D. Links between atmosphere, ocean, and cryosphere from two decades of microseism observations on the Antarctic Peninsula // *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 2017. Vol. 122, № 1. P. 153–166.
37. Saprykina Y., Shtremel M., Volvaiker S., Kuznetsov S. Frequency Downshifting in Wave Spectra in Coastal Zone and Its Influence on Mudbank Formation // *J. Mar. Sci. Eng.* 2020. Vol. 8, № 9. P. 723.
38. Dolgikh G., Dolgikh S., Chupin V., Davydov A., Mishakov A. Remote Seismoacoustic Monitoring of Tropical Cyclones in the Sea of Japan // *Remote Sens.* 2023. Vol. 15, № 6. P. 1707.
39. Montgomery D., Runger G. *Applied Statistics and Probability for Engineers.* 5th ed.// Wiley, 2010. 784 p.
40. Donelan M.A. A nonlinear dissipation function due to wave breaking // *Proc. of a Workshop on Ocean Wave Forecasting.* ECMWF, 2001. P. 87–94.
41. Сайфуллин Р. Т. Бочкарев А.В. Вычисление коэффициентов асимметрии и эксцесса хроматографических пиков с применением функций Чебышева–Эрмита и рядов Грамма–Шарлье // *Вестник СамГТУ. Серия: Технические науки.* 2020. Т. 28, № 4 (68). С. 89–105.
42. Weng R.C. Expansions for multivariate densities // *J. Stat. Plan. Inference.* 2015. Vol. 167. P. 174–181.

43. Давидан И.Н., Лавренов И.В., Пасечник Т.А. и др. Математическая модель и метод оперативных расчетов ветрового волнения на морях СССР // Метеорология и гидрология. 1988. Т. 11. С. 81–90.
44. Лавренов И.В. Математическое моделирование ветрового волнения в пространственно–неоднородном океане // СПб Гидрометеоздат. 1998. С. 499.
45. Yang J., Zhang J. Validation of Sentinel–3A/3B Satellite Altimetry Wave Heights with Buoy and Jason–3 Data // Sensors. 2019. Vol. 19, № 13. P. 2914.
46. Woo H.–J., Park K.–A. Validation of significant wave height from Jason–3 and Sentinel–3A/B and relation to tidal currents in coastal regions of the Korean Peninsula // Int. J. Remote Sens. 2022. Vol. 43, № 3. P. 961–996.
47. Леухин А.Н., Безродный В.И., Воронин А.А. Дистанционное зондирование Земли с помощью радиолокаторов с синтезированной апертурой антенны // Ученые записки Казанского университета. Серия Физико–математические науки. 2018. Т. 160. С. 24–41.
48. Donelan M.A., Pierson W.J. Radar scattering and equilibrium ranges in wind-generated waves with application to scatterometry // J. Geophys. Res. Ocean. 1987. Vol. 92, № C5. P. 4971–5029.
49. Bondur V.G., Murynin A.B. Methods for retrieval of sea wave spectra from aerospace image spectra // Izv. Atmos. Ocean. Phys. 2016. Vol. 52, № 9. P. 877–887.
50. Vesecky J.F. et al. Using multifrequency HF radar to estimate ocean wind fields // IEEE International IEEE International IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2004. IGARSS '04. Proceedings. 2004. IEEE. Vol. 2. P. 1167–1170.
51. Dolgikh G., Budrin S., Dolgikh S., Bolsunovskii M., Ivanov M.P. Planetary Laser Interferometric Seismoacoustic Observatory // Sensors. 2024. Vol. 25, № 1. P. 48.
52. Долгих Г.И., Привалов В.Е. Лазеры: лазерные системы // Владивосток: Дальнаука, 2009. 202 с.
53. Dolgikh G.I., Kovalev S.N., Koren, I.A., Ovcharenko V.V. A two–coordinate laser strainmeter // Izv. Phys. Solid Earth. 1998. Vol. 34, № 11. P. 946–950.

54. Алешин В.А., Борисюк Ю.А., Дубров М.Н., Луканенков А.В., Матвеев Р.Ф., Николаев А.В. О регистрации быстрораспространяющихся компонент сейсмических сигналов лазерным деформографом // Вулканология и сейсмология. 2004. Т. 1. С. 70.
55. Dolgikh G., Bolsunovskii M., Budrin S., Dolgikh S., Ivanov M.P., Ovcharenko V., Pivovarov A., Samchenko A., Chupin V., Yaroshchuk I. Transformation of Hydroacoustic Energy into Seismoacoustic Energy at 22 Hz in Medium Depth– and Deep–Sea Conditions // Appl. Sci. 2024. Vol. 15, № 1. P. 267.
56. Davydov A.V., Dolgikh G.I. Recording of ultralow–frequency oscillations by a 52.5–m laser strainmeter // Izv. Phys. Solid Earth. 1995. Vol. 31. P. 248–251.
57. Долгих Г.И., Долгих С.Г. Учет воздействия атмосферного давления на деформацию земной коры // Доклады Российской Академии Наук. Науки о Земле. 2021. Т. 500, № 2. С. 168–172.
58. Dolgikh G., Budrin S., Dolgikh S., Plotnikov A. Supersensitive Detector of Hydrosphere Pressure Variations // Sensors. 2020. Vol. 20, № 23. P. 6998.
59. Dolgikh G., Dolgikh S., Ivanov M. Verification of Data from Supersensitive Detector of Hydrosphere Pressure Variations // Sensors. 2023. Vol. 23, № 15. P. 6915.
60. Иванов М.П., Долгих С.Г. Расчет коэффициента преобразования натуральных данных лазерного измерителя вариаций давления гидросферы // PHOTONICS Russ. 2023. Т. 17, № 6, С. 462–472.
61. Иванов М.П., Долгих С.Г. Расчет коэффициента преобразования данных лазерного измерителя вариаций давления гидросферы // Океанологические исследования: мат. X конф. молодых уч., 24 – 28 апр. 2023 г., Владивосток, ТОИ ДВО РАН. С. 201–202.
62. Иванов М.П., Долгих С.Г. Расчет коэффициента преобразования данных лазерного измерителя вариаций давления гидросферы от глубины погружения // Физика геосфер: мат докл. XIII Всеросс. сипоз., Владивосток, 11–15 сент. 2023.. С. 342–343.

63. Dolgikh G., Budrin S., Dolgikh S. Studies of Geosphere Interactions by Means of Laser Interference Complex // *Sensors*. 2026. Vol. 26, № 2. P. 569.
64. Hasselmann K., Hasselmann S., Bauer E., Janssen P., Komen G., Bertotti L. et al. The WAM Model—A Third Generation Ocean Wave Prediction Model // *J. Phys. Oceanogr.* 1988. Vol. 18, № 12. P. 1775–1810.
65. Tolman H.L., Chalikov D. Source Terms in a Third–Generation Wind Wave Model // *J. Phys. Oceanogr.* 1996. Vol. 26, № 11. P. 2497–2518.
66. Ardhuin F., Rogers E., Babanin A., Filipot J., Magne R., Roland A. et al. Semiempirical Dissipation Source Functions for Ocean Waves. Part I: Definition, Calibration, and Validation // *J. Phys. Oceanogr.* 2010. Vol. 40, № 9. P. 1917–1941.
67. Tilinina N., Ivonin D., Gavrikov A., Sharmar V., Gulev S., Suslov A., et al. Wind waves in the North Atlantic from ship navigational radar: SeaVision development and its validation with the Spotter wave buoy and WaveWatch III // *Earth Syst. Sci. Data*. 2022. Vol. 14, № 8. P. 3615–3633.
68. Booij N., Ris R.C., Holthuijsen L.H. A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation // *J. Geophys. Res. Ocean.* 1999. Vol. 104, № C4. P. 7649–7666.
69. Dolgikh G., Dolgikh S., Chupin V., Ovcharenko V., Shvets V., Yakovenko S. Registration of Nonlinear Hydrophysical Disturbances—Rogue Waves in Full–Scale Conditions // *J. Mar. Sci. Eng.* 2022. Vol. 10, № 12. P. 1997.
70. Долгих С.Г., Будрин С.С., Плотников А.А. Лазерный измеритель вариаций давления гидросферы с механической системой компенсации температурного воздействия // *Океанология*. 2017. № 4. С. 663–666.
71. MAN–ESP–0001 – 3ESP – Operator’s Manual // Issue G. 2016. P. 1–45.
72. Japan Meteorological Agency // [Электронный ресурс]. URL: <https://www.jma.go.jp/jma/indexe.html> (дата обращения: 15.07.2025).
73. Dolgikh G., Dolgikh S. Deformation Anomalies Accompanying Tsunami Origination // *J. Mar. Sci. Eng.* 2021. Vol. 9, № 10. P. 1144.

74. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ковалев С.Н., Швец В.А., Чупин В.А., Яковенко С.В. Лазерный измеритель вариаций давления гидросферы // Приборы и техника эксперимента. 2005. Т. 6. С. 137–138.
75. Долгих Г. И., Ковалев С.Н., Корень И.А., Овчаренко В.В. Двухкоординатный лазерный деформограф // Физика Земли. 1998. Т. 11. С. 76–81.
76. Долгих Г.И., Будрин С.С., Долгих С.Г., Болсуновский М.А., Иванов М. П. Создание планетарной лазерно–интерферометрической обсерватории // Океанологические исследования: материалы XI Всерос. конф. молодых ученых с междунар. участием, 26 – 30 мая 2025 г., г. Владивосток, Россия. С. 48.
77. Hasselmann K. A statistical analysis of the generation of microseisms // Rev. Geophys. John Wiley & Sons, Ltd, 1963. Vol. 1, № 2. P. 177–210.
78. Беседина А.Н., Тубанов Ц.А. Микросейсмы как инструмент геофизических исследований. Состояние вопроса // Вулканология и сейсмология. The Russian Academy of Sciences, 2023. Т. 17, № 2. С. 12–32.
79. Baranbooei S. Bean C., Rezaeifar M., Donne S. Determining Offshore Ocean Significant Wave Height (SWH) Using Continuous Land–Recorded Seismic Data: An Example from the Northeast Atlantic // J. Mar. Sci. Eng. 2025, Vol. 13, Page 807. Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 2025. Vol. 13, № 4. P. 807.
80. Donne S. Nicolau M., Bean C., O’Neill M. Wave height quantification using land based seismic data with grammatical evolution // Proc. 2014 IEEE Congr. Evol. Comput. CEC 2014. Institute of Electrical and Electronics Engineers Inc., 2014. P. 2909–2916.
81. Cannata A. Cannavò F., Moschella S., Grazia G. et al. Unravelling the Relationship Between Microseisms and Spatial Distribution of Sea Wave Height by Statistical and Machine Learning Approaches // Remote Sens. 2020, Vol. 12, Page 761. Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 2020. Vol. 12, № 5. P. 761.

82. Ardhuin F., Gualtieri L., Stutzmann E. How ocean waves rock the Earth: Two mechanisms explain microseisms with periods 3 to 300 s // *Geophys. Res. Lett.* 2015. Vol. 42, № 3. P. 765–772.
83. Dolgikh G, Budrin S., Dolgikh S., Ivanov M. Microseismic Motion As Affected by a Typhoon // *J. Volcanol. Seismol.* 2025. Vol. 19, № 6. P. 564–571.
84. Иванов М.П., Долгих С.Г. Динамика микросейсм под воздействием тайфунов // *Океанологические исследования: материалы XI Всерос. конф. молодых ученых с междунар. участием, 26 – 30 мая 2025 г. г. Владивосток, Россия, 2025. С. 56.*
85. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Батюшин Г.Н., Валентин Д.И., Ковалев С.Н., Корень И.А., Овчаренко В.В., Яковенко С.В. Сейсмоакустико–гидрофизический комплекс для мониторинга системы «атмосфера – гидросфера – литосфера» // *Приборы и техника эксперимента.* 2002. Т. 3. С. 120–122.
86. Sheen D., Shin J., Kang T. Seismic noise level variation in South Korea // *Geosci. J.* 2009. Vol. 13, № 2. P. 183–190.
87. Moni A., Craig D., Bean C.J. Separation and location of microseism sources // *Geophys. Res. Lett.* 2013. Vol. 40, № 12. P. 3118–3122.
88. Долгих Г.И., Привалов В.Е. *Лазерная физика. Фундаментальные и прикладные исследования»* // ООО «Рея», Владивосток, 2016. 352 с.
89. Крамер Г. *Математические методы статистики.* // Мир, Москва 1975. 648 с.
90. Slunyaev A. V., Pelinovsky D.E., Pelinovsky E.N. Rogue waves in the sea: observations, physics and mathematics // *Physics Uspekhi.* 2023. Vol. 66, № 2. P.148–172.
91. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Иванов М.П., Пелиновский Е.Н., Талипова Т.Г. Статистические характеристики фонового поля микросейсмических колебаний // *Морской гидрофизический журнал.* 2025. Т. 41, № 5. С. 611–630.
92. Dolgikh G.I., Dolgikh S.G., Ivanov M.P., Pelinovsky E.N. Talipova T.G. Statistical Characteristics of the Background Microseismic Field // *Phys. Oceanogr.* 2025. Vol. 32, № 5. P. 624–642.

93. Иванов М.П., Долгих С.Г., Пелиновский Е.Н., Талипова Т.Г. Статистический анализ фонового поля, зарегистрированного лазерными деформографами // Физика геосфер № 14, 2025. С. 93–96.
94. Кантонистова Е. О., Родионов И. В. О критериях проверки гипотезы об эквивалентности хвостов распределений // Докл. РАН. Матем., информ., проц. упр. 2022. Т. 507, № 1. С. 36–39.
95. Долгих Г.И., Антонов В.А., Болсуновский М.А., Будрин С.С., Долгих С.Г., Иванов М.П., Овчаренко В.В., Чупин В.А., Швец В.А., Яковенко С.В. Комплексный подход к исследованиям геосферных волновых процессов // Экологические системы и приборы. 2025. Т. 11. С. 31–41.
96. Traer J., Gerstoft P. A unified theory of microseisms and hum // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2014. Vol. 119, № 4. P. 3317–3339.
97. Vogel M. Waves in Oceanic and Coastal Waters, by Leo H. Holthuijsen // Contemp. Phys. 2011. Vol. 52, № 1. P. 75–75.
98. Kedar S., Longuet-Higgins M., Webb F., Graham N., Clayton R., Jones C. The origin of deep ocean microseisms in the North Atlantic Ocean // Proc. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci. 2008. Vol. 464, № 2091. P. 777–793.
99. Zeng X., Ni S. A persistent localized microseismic source near the Kyushu Island, Japan // Geophys. Res. Lett. 2010. Vol. 37, № 24.
100. Huo D., Yang T. Seismic ambient noise around the South China Sea: seasonal and spatial variations, and implications for its climate and surface circulation // Mar. Geophys. Res. 2013. Vol. 34, № 3–4. P. 449–459.
101. Zhang J., Gerstoft P., Bromirski P.D. Pelagic and coastal sources of P -wave microseisms: Generation under tropical cyclones // Geophys. Res. Lett. 2010. Vol. 37, № 15. P. 478–491.
102. Frisch U. Turbulence // Cambridge University Press, 1995. 289 p.

103. Franz S. Critical Phenomena in Natural Sciences: Chaos, Fractals, Selforganization and Disorder: Concepts and Tools // J. Phys. A. Math. Gen. 2004. Vol. 37, № 40. P. 9604–9605.
104. Coles S. An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values // London: Springer London, 2001. 209 p.
105. Bendat J., Piersol A. Random Data Analysis and Measurement Procedures // Meas. Sci. Technol. 2000. Vol. 11, № 12. P. 1825–1826.
106. Rajan D. Probability, Random Variables, and Stochastic Processes // Mathematical Foundations for SIGNAL PROCESSING, COMMUNICATIONS, AND NETWORKING. CRC Press, 2017. P. 205–244.
107. Harvey A.C. Spectral Analysis and Time Series, M. B. Priestly. Two volumes, 890 pages plus preface, indexes, references and appendices, London: Academic Press, 1981. Price in the UK: Vol. I, £49-60: Vol. II, £20-60 // J. Forecast. 1982. Vol. 1, № 4. P. 422–423.
108. Monin A.S., Yaglom A.M., Lundgren T.S. Statistical Fluid Mechanics, Vol. II // J. Appl. Mech. 1976. Vol. 43, № 3. P. 521–521.
109. Талеб Н.Н. Статистические последствия жирных хвостов. О новых вычислительных подходах к принятию решений // КоЛибри, Азбука–Аттикус. 2024. 480 с.
110. Mohammed A., Ugwuowo F., Patrice T., Muhammad H. Generalized Transmuted Exponential–Exponential Distribution and its Applications // Reliability: Theory & Applications. 2022. Vol. 17 No 2 (68). P. 492–506.
111. Thoroddsen S.T., Van Atta C.W. Exponential tails and skewness of density–gradient probability density functions in stably stratified turbulence // J. Fluid Mech. 1992. Vol. 244. P. 547–566.
112. Cirillo P., Taleb N.N. On the statistical properties and tail risk of violent conflicts // Phys. A Stat. Mech. its Appl. 2016. Vol. 452. P. 29–45.

113. Laherrère J., Sornette D. Stretched exponential distributions in nature and economy: “fat tails” with characteristic scales // *Eur. Phys. J. B.* 1998. Vol. 2, № 4. P. 525–539.

114. Талеб Н. Н. Рискюя собственной шкурой. Скрытая асимметрия повседневной жизни // КоЛибри, Азбука–Аттикус. 2018. 380 с.

115. Талеб Н. Н. Чёрный лебедь. Под знаком непредсказуемости // КоЛибри, 2009. 528 с.