

Научная статья

УДК 551.46 550.34.03: 551.46
EDN: BDAPJS

Высокоточный лазерный интерферометрический измеритель подводного давления на океанографической платформе в Черном море

Г. И. Долгих¹, В. А. Дулов^{2, }, В. А. Чупин¹, А. В. Гармашов²,
В. А. Швец¹, С. В. Яковенко¹, А. А. Латушкин², О. Т. Каменев³

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильчева ДВО РАН,
Владивосток, Россия

² Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

³ Институт автоматики и процессов управления ДВО РАН, Владивосток, Россия
 dulov1952@gmail.com

Поступила в редакцию 04.07.2025; одобрена после рецензирования 15.07.2025;
принята к публикации 10.09.2025.

Аннотация

Цель. В работе представлен эксперимент по пробному запуску высокоточного лазерного интерферометрического измерителя подводного давления в морской среде (ЛИПДМС) на океанографической платформе Морского гидрофизического института РАН в Черном море в октябре – ноябре 2024 г. Сверхвысокая чувствительность прибора приводит к зависимости его характеристик от условий работы, прежде всего от глубины погружения и температуры воды. Основная цель работы – выполнить калибровку прибора с учетом условий его функционирования на платформе. Для этого необходимо было решить нетривиальную самостоятельную задачу – экспериментально оценить передаточную функцию, связывающую частотные спектры возвышений морской поверхности и флуктуаций давления на глубине 27 м.

Методы и результаты. Особенностью прибора ЛИПДМС является практически неограниченный динамический диапазон при сохранении высокой чувствительности, для чего используется оригинальная система регистрации данных. В настоящем исследовании предложен алгоритм извлечения данных из сырых записей. Анализ всего массива данных проведен классическими спектральными методами. Обнаружено сильное влияние температуры воды на сигнал давления, выражающееся в их высокой когерентности на всех периодах, превышающих 30 с, и связанное, по-видимому, с температурным расширением элементов конструкции. Экспериментально исследована связь флуктуации давления на глубине 27 м с возвышениями морской поверхности, синхронно измеряемыми с платформы волнографом, и дана оценка соответствующей передаточной функции. Волнографические записи позволили выполнить сквозную калибровку ЛИПДМС.

Выводы. Влияние температуры воды на сигнал ЛИПДМС требует уточнения его механизма и разработки средств его учета или подавления. Прямая экспериментальная оценка передаточной функции от спектров поверхностных волн к спектрам флуктуаций давления, измеряемого ЛИПДМС, показала линейную связь, которая описывается классической формулой линейной теории гравитационных волн на воде промежуточной глубины. Калибровка ЛИПДМС, выполненная для глубины 27 м и диапазона температуры воды от 15 до 9 °C, позволяет переводить сигнал прибора в физические единицы давления (Па) и использовать полученные данные как калиброванные измерения придонного давления на временных масштабах ниже 30 с. Устройство ЛИПДМС показало в целом стабильное функционирование при относительно длительной работе на океанографической платформе в сложных метеоволновых условиях, характерных для осеннего сезона в Черном море.

© Долгих Г. И., Дулов В. А., Чупин В. А., Гармашов А. В., Швец В. А., Яковенко С. В., Латушкин А. А., Каменев О. Т., 2025

Ключевые слова: лазерные интерферометрические измерители, высокоточный датчик подводного давления, океанографическая платформа Морского гидрофизического института РАН, натурные морские измерения, поверхностные волны на промежуточной глубине, флуктуации подводного давления

Благодарности: авторы выражают благодарность заведующему лабораторией прикладной физики моря Морского гидрофизического института РАН Ю. Ю. Юровскому за обеспечение эксперимента волнографическими и метеорологическими данными и за полезные обсуждения работы. Финансирование исследований выполнялось по договору ЕП-19/2025 от 29 апреля 2025 г. в рамках проекта Министерства науки и высшего образования РФ «Исследование процессов и закономерностей возникновения, развития и трансформации катастрофических явлений в океанах и на континентах методами сейсмоакустического мониторинга» (№ 075-15-2024-642 от 12 июля 2024 г.).

Для цитирования: Высокоточный лазерный интерферометрический измеритель подводного давления на океанографической платформе в Черном море / Г. И. Долгих [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 6. С. 823–842. EDN BDAPJS.

Original article

High-Precision Laser Interferometric Underwater Pressure Meter at the Oceanographic Platform in the Black Sea

G. I. Dolgikh¹, V. A. Dulov^{2,✉}, V. A. Chupin¹, A. V. Garmashov²,
V. A. Shvets¹, S. V. Yakovenko¹, A. A. Latushkin², O. T. Kamenev³

¹ V. I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences,
Vladivostok, Russia

² Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

³ Institute of Automation and Control Processes, Far Eastern Branch of Russian Academy
of Sciences, Vladivostok, Russia
✉ dulov1952@gmail.com

Abstract

Purpose. The paper presents an experiment consisting in trial run of a high-precision laser interferometric underwater pressure meter (LIPDMS) at the MHI oceanographic platform in the Black Sea in October – November, 2024. The device ultra-high sensitivity results in the dependence of its characteristics on operating conditions, primarily the deployment depth and water temperature. The main purpose of the work – calibration of the device for its operating conditions at the platform – required solving a non-trivial independent problem: an experimental assessment of the transfer function linking the frequency spectra of sea surface elevations and pressure pulsations at the 27 m depth.

Methods and Results. The peculiarity of the LIPDMS device is its virtually unlimited dynamic range while maintaining high sensitivity, for which an original data recording system is used. An algorithm for extracting data from the unprocessed records was proposed. The entire data array was analyzed by classical spectral methods. A strong influence of water temperature on the pressure signals was found; it was manifested in their high coherence at all periods exceeding 30 s, and, apparently, related to the thermal expansion of structural elements. The relationship between pressure fluctuations at the 27 m depth and sea surface elevations synchronously measured by a wave recorder installed at the platform was experimentally investigated, and the corresponding transfer function was assessed. Wave records made it possible to perform end-to-end LIPDMS calibration.

Conclusions. The influence of water temperature on LIPDMS signal requires clarification of its mechanism and development of means for its accounting or suppression. Direct experimental assessment of the transfer function from the surface wave spectra to the spectra of the LIPDMS-measured pressure fluctuations has shown a linear relationship which is described by the classical formula of linear theory of gravity waves on water of intermediate depth. The LIPDMS calibration performed for the 27 m depth and a water temperature range from 15 to 9 °C, allows the instrument signal to be converted into the

physical units of pressure Pa, and the obtained data to be used as the calibrated measurements of bottom pressure on the time scales less than 30 s. The LIPDMS device has demonstrated generally stable operation during relatively long-term deployment at the oceanographic platform under complex meteorological and wave conditions typical of the autumn season in the Black Sea.

Keywords: laser interferometric measuring instruments, high-precision underwater pressure sensor, oceanographic platform of MHI RAS, marine measurements, surface waves at intermediate depth, underwater pressure fluctuations

Acknowledgments: The authors are grateful to Yu. Yu. Yurovsky (Head of the Laboratory of Applied Marine Physics, MHI RAS) for providing the experiment with wave and meteorological data, and for useful discussions of the experiment. The research was funded under the contract EP-19/2025 dated April 29, 2025 within the framework of project of the Ministry of Higher Education and Science of Russian Federation “Study of the processes and patterns of occurrence, development and transformation of catastrophic phenomena in the oceans and on the continents using seismic-acoustic monitoring methods” (No. 075-15-2024-642 dated July 12, 2024).

For citation: Dolgikh, G.I., Dulov, V.A., Chupin, V.A., Garmashov, A.V., Shvets, V.A., Yakovchenko, S.V., Latushkin, A.A. and Kamenev, O.T., 2025. High-Precision Laser Interferometric Underwater Pressure Meter at the Oceanographic Platform in the Black Sea. *Physical Oceanography*, 32(6), pp. 841-860.

Введение

К настоящему времени в Тихоокеанском океанологическом институте им. В. И. Ильинова Дальневосточного отделения Российской академии наук (ТОИ ДВО РАН) разработана линейка высокоточных лазерных интерферометрических датчиков для новых перспективных геофизических исследований [1, 2]. Датчики, в основе которых лежит идея измерений микроскопических смещений методом лазерной интерферометрии, предназначены для регистрации сейсмических деформаций, флуктуаций давления в водной среде и в атмосфере [2–4]. Беспрецедентная точность измерений наряду с практически неограниченным динамическим диапазоном приборов дает возможность не только мониторинга землетрясений, но и удаленного обнаружения тайфунов и цунами [5, 6], изучения процессов взаимодействия геосфер (гидросфера, литосфера и атмосфера) [5], детального исследования океанических процессов на масштабах от акустических и ветровых волн до приливов [5, 7, 8]. В настоящее время в рамках проекта Министерства науки и высшего образования РФ «Исследование процессов и закономерностей возникновения, развития и трансформации катастрофических явлений в океанах и на континентах методами сейсмоакустического мониторинга» (№ 075-15-2024-642 от 12 июля 2024 г.) на территории Российской Федерации создается планетарная распределенная антenna связанных лазерных интерферометрических датчиков, охватывающая пространство от Дальнего Востока до европейской части РФ. Звеном этой антены является высокоточный лазерный интерферометрический измеритель подводного давления в морской среде (ЛИПДМС) [3, 4], установленный на океанографической платформе Морского гидрофизического института (МГИ) РАН в Черном море.

Хотя прибор ЛИПДМС ранее широко использовался в экспедиционных исследованиях ТОИ ДВО РАН [6–8], применение его в качестве штатного измерительного средства на морской океанографической платформе потребовало выполнения специальных исследований. Платой за высокую чувствительность прибора является зависимость его характеристик от условий работы, МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 6 2025 825

прежде всего от глубины погружения и температуры воды [8]. Поэтому потребовалось выполнить калибровку ЛИПДМС именно для условий его планируемой эксплуатации под платформой на фиксированной глубине 27 м.

Планируемые применения ЛИПДМС на океанографической платформе охватывают широкий спектр явлений. Сверхвысокая чувствительность лазерного интерферометра делает прибор уникальным инструментом для мониторинга процессов в гидросфере, включая сейсмические события, внутренние волны, сейши, цунами и другие геофизические явления [5–8]. Ветровые волны также регистрируются ЛИПДМС [5, 6], что и позволило выполнить калибровку прибора путем сопоставления его данных с записями волнографа, установленного на платформе. Данная работа включает подробное описание процедуры калибровки.

В штатное оборудование платформы входят струнные волнографы [9, 10], хорошо апробированные в течение десятилетия как при мониторинговых [11], так и при исследовательских работах [12, 13]. Мы использовали волнографические данные, чтобы выполнить калибровку ЛИПДМС по флуктуациям давления в поверхностных волнах, связанных с локальным возвышением морской поверхности.

В рамках линейной теории гравитационных волн подповерхностное давление строго связано с возвышениями поверхности, так что спектры возвышений поверхности S_w и давления S_p могут быть выражены один через другой с помощью передаточной функции T [14–16]:

$$S_p = TS_w, \quad T = \left(\rho g \frac{\cosh(kh)}{\cosh(kH)} \right)^2, \quad (1)$$

где ρ – плотность воды; g – ускорение свободного падения; H – глубина моря; h – расстояние от датчика до дна; k – волновое число, связанное с частотой волн f дисперсионным соотношением для линейных поверхностных волн при конечной глубине моря $2\pi f = \sqrt{gk \tanh(kH)}$.

Однако в последние десятилетия исследования связи давления с возвышениями морской поверхности активизируются благодаря двум актуальным практическим темам – задаче восстановления возвышений по измерениям заглубленных датчиков давления (ДД) («обратная задача») [16–18] и задаче оценки давления под цунами при их выходе на мелкую воду [19–21], где учет отклонений от линейной теории может иметь принципиальное значение. Эффект нелинейности монохроматической волны приводит к появлению дополнительных составляющих давления – слабо меняющегося по глубине низкочастотного вклада («разностной гармоники») и вклада второй гармоники, сосредоточенного ближе к поверхности, чем вклад основной гармоники [22]. В то же время в частотном диапазоне ветровых волн вклад во флуктуации давления обусловлен не только непосредственно волновым давлением, но также и акустическим излучением от ветровых волн – вторичными и первичными микрореисмами (*secondary and primary microseisms*) [23–25], называемыми в акустике моря дипольным и монопольным излучением звука поверхностными волнами [26]. С увеличением глубины ДД относительный вклад акустических сигналов растет, что может приводить к ошибкам в экспериментальных оценках связи волнового давления с возвышениями. В этом контексте возникают

вопросы о применимости формулы (1) при решении различных частных задач (см. [14, 16, 18, 21, 27] и цитируемую в них литературу). Поэтому калибровка ЛИПДМС для условий платформы по данным о возвышениях поверхности оказывается нетривиальной задачей, требующей дополнительных обоснований применения классической формулы (1).

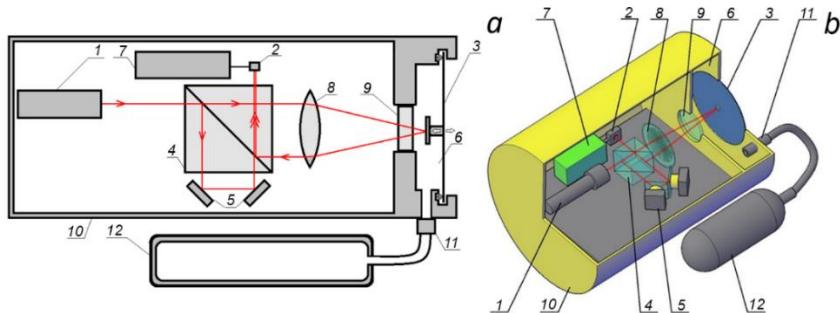
Цель данной работы – представление эксперимента по пробному запуску ЛИПДМС на океанографической платформе в Черном море в октябре – ноябре 2024 г. Описаны условия и схема эксперимента, принцип работы прибора и особенности обработки данных ЛИПДМС. По данным эксперимента оценена передаточная функция, связывающая частотные спектры возвышений морской поверхности и флюктуаций давления на глубине 27 м, где был установлен ЛИПДМС. Получено, что передаточная функция описывается классической формулой линейной теории гравитационных волн (1). Выполнена калибровка ЛИПДМС для условий его работы на платформе.

Эксперимент и обработка данных

Описание прибора. Высокоточный лазерный интерферометрический измеритель подводного давления – современный прибор, являющийся звеном в развитии линейки приборов, предназначенных для регистрации вариаций давления в гидросфере в широком диапазоне частот. В конструкции прибора использован частотно-стабилизированный лазер 25-STP-912, обладающий высокой стабильностью частоты излучения (нестабильность не превышает 10^{-9}), что критически важно для прецизионных интерферометрических измерений.

В оптической схеме прибора используется модифицированный интерферометр Майкельсона, адаптированный для работы в условиях высокой внешней нестабильности и ограниченного динамического диапазона. Гелий-неоновый лазер закреплен на нижней стороне оптической платы и не имеет регулировок своего положения, что обеспечивает жесткость и стабильность всей интерферометрической системы. Излучение лазера с помощью перископной системы из двух зеркал проводится на верхнюю сторону оптической скамьи через специальное отверстие. Зеркала оснащены регулировкой в двух плоскостях. На рис. 1 представлены упрощенные плоская и объемная (в разрезе) оптико-механические схемы высокоточного ЛИПДМС (система зеркал на рисунке не показана).

После прохождения через систему дополнительных зеркал и коллиматора луч лазера 1 направляется на делительный куб 4, на котором разделяется на два луча – измерительный и опорный. Измерительный луч фокусируется собирающей линзой 8 и через оптическое окно 9 падает на мембрану 3, отражаясь от ее зеркальной поверхности. Оптическое окно выполняет двойную функцию: оно пропускает лазерное излучение в компенсационную камеру и одновременно герметизирует систему, предотвращая проникновение воды при аварийной деформации мембранны. После отражения от мембранны измерительный луч снова проходит через делительный куб и регистрируется фотоприемником 2. Опорный луч, отраженный от зеркал раскачки/компенсации 5, также регистрируется фотоприемником 2, где формируется интерференционная картина.



Р и с. 1. Плоская (a) и объемная (b) оптико-механические схемы высокоточного ЛИПДМС: 1 – источник излучения (лазер); 2 – фотоприемник; 3 – мембрана с зеркалом в центре; 4 – делительный куб; 5 – зеркала на пьезокерамических цилиндрах; 6 – компенсационная камера; 7 – система регистрации; 8 – собирающая линза; 9 – оптическое окно; 10 – корпус прибора; 11 – электромагнитный клапан; 12 – эластичная емкость с запасом воздуха для компенсационной камеры

Fig. 1. Flat (a) and volumetric (b) optical-mechanical schemes of high-precision LIPDMS: 1 – radiation source (laser), 2 – light receiver, 3 – membrane with a central mirror, 4 – beam-splitting cube, 5 – mirrors on piezoceramic cylinders, 6 – compensation chamber, 7 – recording system, 8 – collecting lens, 9 – optical window, 10 – device housing, 11 – electromagnetic valve, 12 – elastic reservoir with an air reserve for a compensation chamber

Цифровая система регистрации автоматически настраивает интерференционный максимум на фотоприемнике, что соответствует условию совпадения фаз между измерительным и опорным лучами. Изменения интенсивности интерференционной картины позволяют с высокой точностью регистрировать микроскопические вариации длины измерительного плеча интерферометра, вызываемые изменением внешнего давления.

Однако интерференционный метод имеет ограниченный динамический диапазон, определяемый пределами фазового сдвига, в которых сохраняется возможность наблюдения одного интерференционного максимума. Для используемого лазера с длиной волны 0,63 мкм смещение, приводящее к исчезновению интерференционного сигнала, соответствует половине длины волны. Это означает, что при превышении указанного порога изменений длины оптического пути система теряет способность регистрировать с высокой точностью вариации давления без дополнительных технических решений.

Для расширения измерительного диапазона используется система автоматического сброса уровней, которая реализована с помощью цифрового управления цифроаналоговым преобразователем. При выходе рабочей точки за пределы динамического диапазона система регистрации обнуляет выходное напряжение цифро-аналогового преобразователя, что приводит к смещению рабочей точки на ближайший интерференционный максимум.

На выходе формируется пилообразный сигнал, в котором плавные участки соответствуют изменению давления в пределах одного интерференционного цикла, а скачки вверх или вниз сигнализируют о переходе между интерференционными максимумами. Подобный характер сигнала позволяет получить информацию не только о текущих изменениях давления, но и о его накопленных вариациях во времени, что особенно важно при регистрации продолжительных гидросферных процессов.

В системе регистрации применяется аналого-цифровой преобразователь (АЦП), обеспечивающий точную дискретизацию сигнала. При этом сбросы уровней фиксируются с сохранением данных, что позволяет на этапе последующей обработки восстановить непрерывную осциллограмму измерений.

Общее описание эксперимента. Постановка ЛИПДМС на Черноморском гидрофизическом подспутниковом полигоне МГИ, расположеннном в море вблизи Кацивели (рис. 2), проводилась с 21 октября по 29 ноября 2024 г. Прибор был установлен на глубине 27 м на дне под океанографической платформой МГИ, расположенной примерно в 500 м от берега, иочно закреплен там якорной цепью. Чувствительный элемент ДД находился в 30 см от дна. На рис. 2, *a* показан внешний вид прибора в момент его постановки с платформы, на рис. 2, *b* – географическое положение платформы и батиметрия на месте работ (батиметрия *ETOPO-1*: <https://www.ncei.noaa.gov/products/etopo-global-relief-model>).

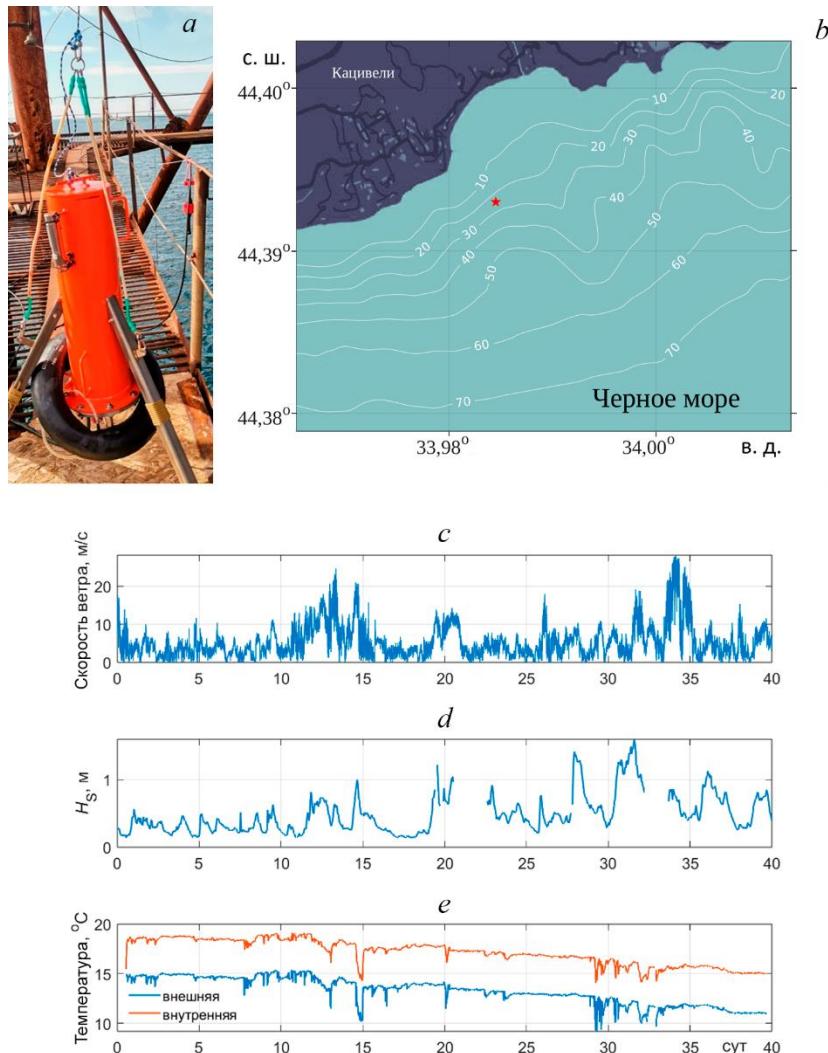


Рис. 2. Внешний вид ЛИПДМС перед погружением (*a*), географическое положение платформы (отмечено звездочкой) и батиметрия (*b*), скорость ветра (*c*), высота значительных волн (*d*), внешняя и внутренняя температура (*e*) на протяжении эксперимента. Нулевой отсчет времени соответствует 21.10.2024, 00:00 UTC

Fig. 2. Appearance of LIPDMS before immersion (*a*), geographical location of the platform (marked with an asterisk) and bathymetry (*b*), wind speed (*c*), significant wave heights (*d*), and outer and inner temperature (*e*) during the experiment. Zero-time reference corresponds to 21.10.2024, 00:00 UTC

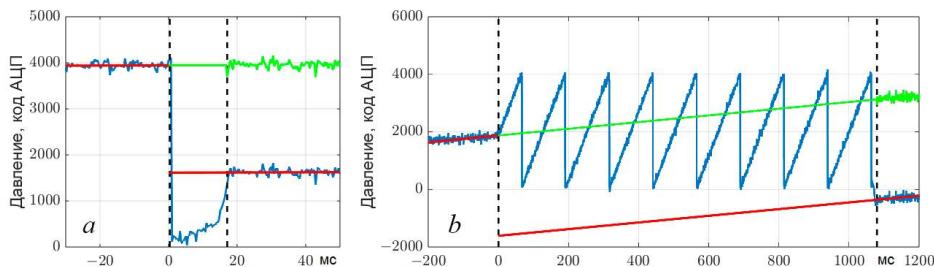
Кроме флюктуаций давления ЛИПДМС измерял также температуру окружающей воды и внутреннюю температуру в корпусе прибора. Запись всех сигналов проводилась с частотой 3 кГц. Данные передавались по кабелю на компьютер в каюте платформы, где сохранялись в виде файлов длительностью один час, непрерывно следующих друг за другом.

Одновременно проводились записи возвышений морской поверхности струнным волнографом [10] и стандартные метеоизмерения автоматизированной метеостанцией *Davis Vantage Pro* [28]. Регистрация данных волнографа проводилась с частотой 7 Гц, регистрация метеорологический данных – с дискретностью 1 мин. На рис. 2, *c* – *e* представлен обзор внешних условий в период эксперимента – скорости ветра на горизонте 21 м, высоты значительных волн $H_s = 4\sqrt{\int S_w df}$, температуры воды на глубине установки ЛИПДМС и внутри прибора. За время эксперимента скорость ветра изменялась от 0 до 27 м/с; высота волн, включающих зыбы и ветровую систему, изменялась от 0,3 до 1,6 м; температура воды, которая регистрировала как осенне похолодание, так и кратковременные затоки холодных придонных вод, снижалась с 15 до 9 °С.

Особенности обработки данных ЛИПДМС. Широкий динамический диапазон высокоточных лазерных интерферометрических приборов при сохранении точности отсчетов достигается с помощью системы сброса уровня сигнала. При выходе сигнала за пределы рабочего диапазона $[-U, U]$ выполняется его сброс в нуль с выработкой в этот момент импульса сброса. Импульсы сброса записываются вместе с измеряемым сигналом, что позволяет при обработке легко скорректировать запись, добавляя или вычитая в момент сброса граничное значение U . Однако такой идеальный режим работы прибора возможен лишь при точной настройке оптико-электронной системы прибора и при стабильной внешней температуре. В нашем эксперименте наблюдались отклонения от идеального режима, проиллюстрированные на рис. 3. На рис. 3, *a* синим цветом показан сигнал ДД, регистрируемый в кодах АЦП, где $U = 4000$, а нулевой отсчет времени совмещен с моментом сброса. После сброса имеет место область релаксации длительностью 17–70 мс, форма сигнала в которой может быть произвольной. Затем сигнал устанавливается, но его смещение по отношению к уровню до сброса может случайным образом отличаться от 4000 (для рассматриваемого графика оно составляет 2400). При мерно в середине периода эксперимента по мере понижения температуры воды в работе прибора наблюдались сбои (рис. 3, *b*), частота которых со временем нарастала, что привело к прекращению эксперимента.

Для обработки сигнала ДД нами была разработана специальная программа, четыре последовательных шага которой иллюстрируются на рис. 3, *a*:

- определяем границу области релаксации (прерывистые вертикальные линии на рисунке);
- выполняем аппроксимацию прямыми для двух граничащих с областью релаксации участков невозмущенной записи длительностью 70 мс (красные линии);
- продолжаем прямые до пересечения с вертикалью, соответствующей моменту сброса, а расстояние между точками пересечения принимаем в качестве смещения сигнала;
- смещаем сигнал после области релаксации, а в области релаксации заменяем его линейной интерполяцией (скорректированный сигнал показан зеленым цветом).

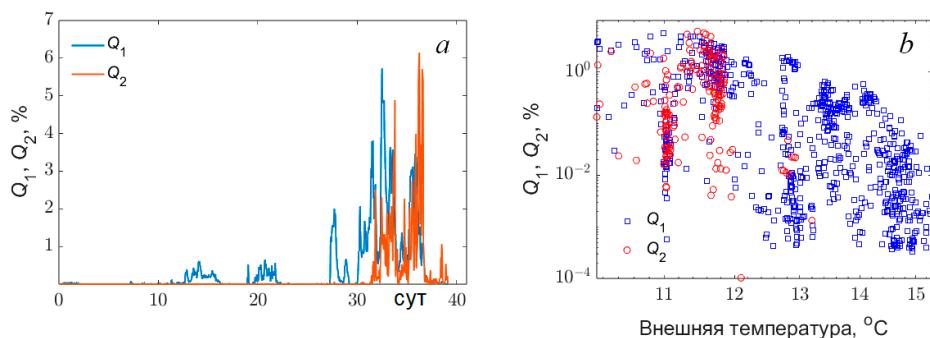


Р и с. 3. Сброс сигнала давления (a), сбой записи (b) и их коррекция. Синие линии – исходные записи, красные – их аппроксимация прямыми, зеленые – скорректированный сигнал

F i g. 3. Pressure signal reset (a), recording failures (b) and their correction. Blue lines denote the original records, red lines – their approximation by straight lines, and green lines – the corrected signal

Средние по часовым записям длительности областей релаксации не превышают 0,09 с, максимальные – 0,23 с. Таким образом, коррекция, связанная со сбросами сигнала, не влияет на информацию на периодах ветровых волн от 4 с и выше.

Такая же процедура коррекции была применена и к сбойным участкам записи, при этом вместо области релаксации рассматривалась область сбоя (рис. 3, b). Длительности сбойных участков в среднем составляли 0,35 с при максимальных значениях до 4 с. Поскольку уровень сигнала после сбоя оказался неопределенным, наша коррекция сбоев не позволяет восстановить невозмущенный сигнал, но уменьшает шумовую составляющую, привнесенную сбоями. Ниже будем обсуждать влияние сбоев на результаты калибровки.



Р и с. 4. Доля скорректированных областей релаксации (Q_1) и сбоев (Q_2) в зависимости от времени (a) и внешней температуры (b). Нулевой отсчет времени на фрагменте a соответствует 21.10.2024, 00:00 UTC

F i g. 4. Percentage of the corrected relaxation (Q_1) and failure (Q_2) regions depending on time (a) and outer temperature (b). Zero-time reference in fragment a corresponds to 21.10.2024, 00:00 UTC

Качество данных ДД, полученных в эксперименте, характеризуется длительностью областей, подвергнутых описанной коррекции. На рис. 4, a показана их зависимость от времени, на рис. 4, b – от внешней температуры (на этом фрагменте не показаны точки, где $Q_1 = 0$ и $Q_2 = 0$). Рис. 4 (вместе с рис. 2, e) указывает на внешнюю температуру как на возможную причину нарушений

корректной работы ЛИПДМС – чем холоднее вода, тем больше процент сбойных участков. Влияние температуры на сигнал ЛИПДМС, связанное с температурным расширением элементов конструкции, уже отмечалось ранее [8] и будет рассмотрено подробнее ниже. Для дальнейшего анализа мы использовали только те файлы, для которых суммарная доля $Q_1 + Q_2$ не превышала 5 %.

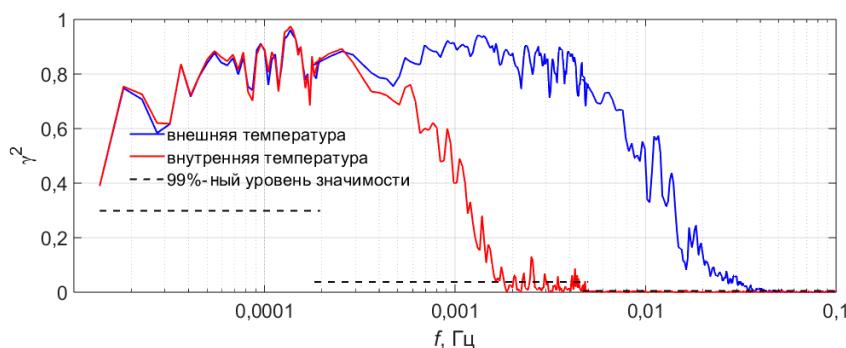
Спектры сигналов и влияние температуры. Описанная процедура смещения сигнала относительно предыдущего участка была применена и для сравнения исходных часовых записей, что позволило анализировать флюктуации подводного давления на временных масштабах выше 1 ч.

Для спектрального анализа исходные записи сигналов сглаживались и разрежались до нужной частоты. Оценки спектральной плотности были выполнены стандартным методом с помощью быстрого преобразования Фурье. Усреднение выполнялось по наполовину перекрывающимся отрезкам записей с применением окна Ханна [29].

Чтобы определить, на каких временных масштабах имеет место влияние температуры воды на сигнал ДД, были рассчитаны функции когерентности [29, 30]:

$$\gamma^2 = \frac{|S_{PT}|^2}{S_P S_T},$$

где S_P и S_T – автоспектры давления и температуры; S_{PT} – их взаимный спектр. Результат приведен на рис. 5, где показаны функции когерентности давления и внешней температуры (синяя линия), а также давления и внутренней температуры (красная линия). Расчет проведен для периода работ до 10 ноября, когда сбои в записи сигнала давления отсутствовали (рис. 4, a). На графике также показан 99%-ный уровень значимости γ^2 , оцененный согласно работам [30, 31]. Приведенный график объединяет три расчета, сделанные с различным частотным разрешением, чтобы перекрыть довольно широкий частотный диапазон. Переходы между результатами расчетов видны по ступенчатым изменениям уровня значимости.



Р и с. 5. Функции когерентности сигнала давления с внешней и внутренней температурой и их 99%-ный уровень значимости

F i g. 5. Coherence functions of the pressure signal and temperature and their 99 % significance level

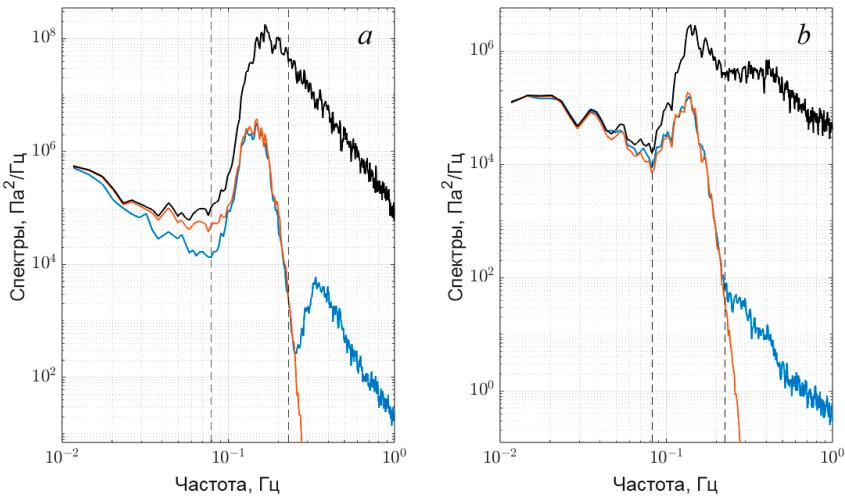
Как следует из рис. 5, сильное влияние внешней температуры на сигнал ДД наблюдается на всех временных масштабах, больших примерно 30 с (частота $f < 0,03$ Гц). Влияние внутренней температуры на сигнал ДД наблюдается на временных масштабах, больших примерно 600 с (частота $f < 0,0016$ Гц). Вероятно, эти температурные воздействия связаны с термическим расширением конструкционных элементов прибора. Длительные изменения температуры приводят к изменению геометрии корпуса и внутренних компонентов устройства, при этом меняется длина оптического пути и модулируется измеряемый сигнал давления [8]. Обсуждение этих связей, как и, возможно, разработка метода коррекции сигнала ДД с учетом влияния на него температуры, требует специальных рассмотрений, выходящих за рамки данной работы. Для целей данной работы важно, что на частотах ветровых волн ($f > 0,05$ Гц) флюктуации температуры не влияют на флюктуации сигнала давления, измеряемого ЛИПДМС. Поэтому мы можем выполнить калибровку ДД по волнографическим данным.

Калибровка ЛИПДМС и оценка передаточной функции между возвышениями морской поверхности и подводным давлением

Спектры сигналов. Под калибровкой ЛИПДМС подразумевается определение коэффициента, позволяющего переводить флюктуации давления, измеренные ЛИПДМС и записанные в кодах АЦП, в физические единицы давления. Для калибровки использовались синхронные записи ДД и волнографа (рис. 2, d) за весь период работ. Из записей ДД, обработанных как описано ранее, были выбраны 811 часовых фрагментов с долей $Q_1 + Q_2$ скорректированных участков, не превышающей 5 %. Фрагменты записей ДД были сглажены и разрежены в 1000 раз до частоты 3 Гц. Анализ основывался на сопоставлении спектров записей ДД и поверхностных волн, оцененных по фрагментам длительностью один час, которая соответствует характерному временному масштабу изменчивости ветро-волновых условий.

Примеры полученных спектров приведены на рис. 6. Синими линиями показаны спектры сигнала ДД, уже откалиброванного методом, описанным ниже. Спектры возвышений поверхности переведены в спектры волнового давления на поверхности (черные линии) путем умножения на $(\rho g)^2$ и в спектры волнового давления на глубине ДД (красные линии) путем умножения на передаточную функцию из уравнения (1).

Как следует из рис. 6, в сигнале ДД имеется область частот $[f_1, f_2]$ (показана прерывистыми вертикальными линиями), где явно доминируют флюктуации давления поверхностных волн. Передаточная функция вырезает из спектра поверхностных волн лишь наиболее длинные волны, которые и регистрируются ДД. В более высокочастотной области иногда выделяются акустические образы поверхностных волн («микросейсмы» [25, 26]) – на рис. 6, a виден пример спектра вторичных микросейсмов (первичные микросейсмы должны возникать в области $[f_1, f_2]$, где они маскируются волновыми флюктуациями давления). Для частот слева от области $[f_1, f_2]$ спектр сигнала ДД в общих чертах может быть похожим на спектр сигнала волнографа или не совпадать с ним. Например, на рис. 6, b эти спектры практически совпадают, но на рис. 6, a видны явные отклонения (не рассматриваемые в рамках данной работы).



Р и с. 6. Спектры сигналов: датчика давления (синие линии), волнографа (черные линии); спектр волнографа, умноженный на передаточную функцию (красные линии). Прерывистые линии ограничивают область проявления ветровых волн в сигнале ДД, выделенную при визуальном анализе
Fig. 6. Signal spectra: pressure sensor (blue lines), wave recorder (black lines), wave recorder spectrum multiplied by the transfer function (red lines). Dashed lines limit the area of wind wave manifestations in the PS signal identified by visual analysis

Для целей калибровки использовались лишь спектральные оценки из области $[f_1, f_2]$. Границные частоты областей f_1 и f_2 были определены путем визуального анализа спектров для каждого фрагмента записи. Наблюдается резкое (более чем на порядок величины) спадание спектров волн (справа от пика) и спектров ДД (слева от пика). В этих областях возможны сильные систематические ошибки при спектральном оценивании. Как известно [29], увеличение спектрального разрешения приводит к снижению систематических ошибок с одновременным ростом случайных ошибок. Поэтому мы провели четыре варианта расчетов с длинами отрезков для преобразований Фурье 85,8, 171,5, 343 и 686 с соответственно, где спектральное разрешение обратно пропорционально длине отрезка. Общие характеристики расчетов даны в табл. 1.

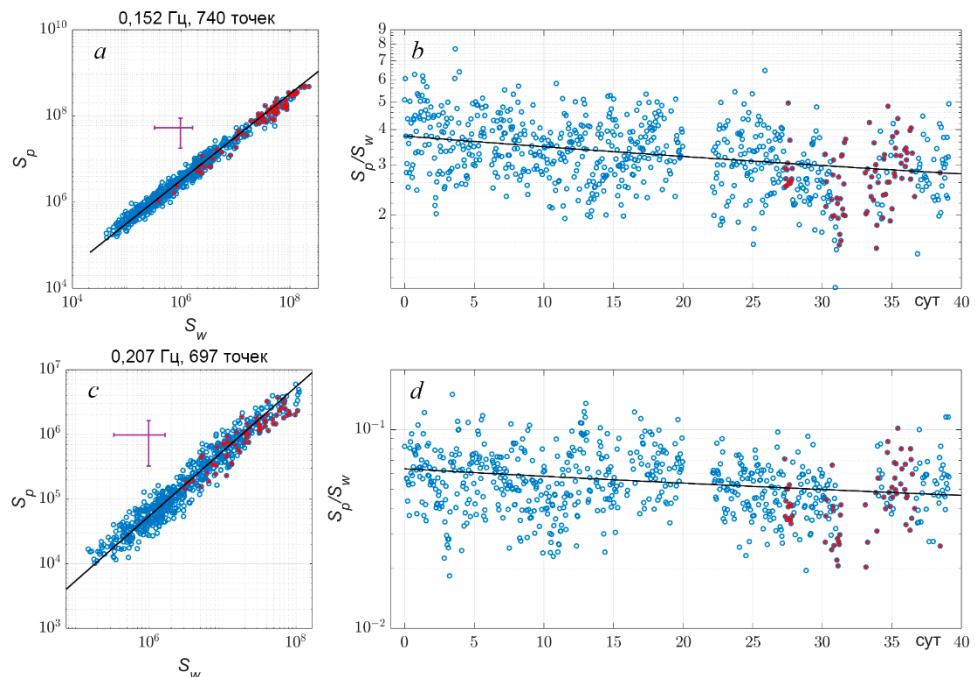
Т а б л и ц а 1
 Т а b l e 1

Общие характеристики расчетов
General characteristics of calculations

Рас- чет / Run	Число точек при преобразовании Фурье / Number of points in the Fourier transform	Число анализируемых частот (N) из области $[f_1, f_2]$ / Number of analyzed frequencies (N) from region $[f_1, f_2]$	Число пар S_L и S_W для каждой частоты / Number of (S_L, S_W) pairs for each frequency			Общее число анализируемых пар S_L и S_W / Total number of (S_L, S_W) pairs analyzed
			min	max	среднее / mean	
1	256	16	16	690	412	6588
2	512	33	2	754	448	14771
3	1024	71	2	763	431	30617
4	2048	149	2	778	437	65145

Говоря о частотах, далее будем подразумевать частоты из дискретного набора, возникающего при преобразовании Фурье. Каждой частоте соответствует значение спектральной плотности. Мы оценивали спектральные плотности S_p и S_W для одних и тех же частот. Как следует из визуального анализа (рис. 6), значения S_p в анализируемой области $[f_1, f_2]$ формируются из вкладов ветровых волн и неконтролируемых добавок, связанных с другими процессами. Чтобы уменьшить влияние этих добавок, для анализа отбирались только те частоты, для которых $S_p > 3S_p(f_1)$ со стороны f_1 и $S_p > 3S_p(f_2)$ со стороны f_2 . Более того, если с низкочастотной стороны таких точек не было, весь спектр отбраковывался из анализа. В результате для каждой из частот, принадлежащих области $[f_1, f_2]$, были сформированы наборы пар спектральных плотностей S_p и S_W , число которых изменялось от единиц до нескольких сотен. Число таких наборов, которое изменялось в каждом варианте расчетов, было не меньше 16 (см. число пар S_p и S_W для каждой частоты в табл. 1).

Подход. Как показано в работе [22], эффект нелинейности монохроматической волны приводит к появлению дополнительных составляющих давления – слабо меняющегося по глубине низкочастотного вклада («разностной гармоники») и вклада второй гармоники, сосредоточенного ближе к поверхности, чем вклад основной гармоники. Поэтому в нашей задаче ожидается, что эти вклады окажутся справа и слева от анализируемой области $[f_1, f_2]$.



Р и с. 7. Связь спектральных плотностей сигнала ДД и волнографа на указанных частотах – *a*, *c*; отношения тех же спектральных плотностей в зависимости от времени (нулевой отсчет времени соответствует 21.10.2024, 00:00 UTC) – *b*, *d*. Расчет 3

F i g. 7. Link between spectral densities of PS signal and wave recorder at the indicated frequencies – *a*, *c*; ratios of the same spectral densities depending on time (zero-time reference corresponds to 21.10.2024, 00:00 UTC) – *b*, *d*. Run 3

Поскольку выполняется калибровка ДД по спектрам слабонелинейных поверхностных волн, мы можем ожидать, что полученная в ее результате передаточная функция будет близка к решению (1) прямой линейной задачи. Это действительно подтверждается всеми данными. На рис. 7, *a*, *c* приведены примеры сопоставления пар спектров для двух различных частот. Доверительные интервалы 95 % для случайных ошибок оценены согласно работе [29]. Как следует из рисунков, между спектральными плотностями в диапазоне их изменений на три порядка и более присутствует линейная связь.

Далее будем считать связь спектров волнографа и ДД линейной, однако на первом шаге мы не будем конкретизировать вид передаточной функции. Будет использована модель

$$KS_p(f) = T(f)S_W(f), \quad (2)$$

где K – искомый калибровочный коэффициент; $T(f)$ – искомая зависимость передаточной функции от частоты.

Из уравнения (2) следует, что отношение $T(f)/K$ можно оценить как

$$\tau = S_p/S_W.$$

Такие оценки, соответствующие рис. 7, *a*, *c*, показаны на рис. 7, *b*, *d* в зависимости от времени.

Значительный разброс точек наблюдается на всех фрагментах рисунка. Хотя разброс близок к оценкам доверительных интервалов для случайных ошибок, он также может быть связан с систематическими ошибками при спектральных оценках, с неконтролируемыми добавками в S_p и, возможно, с другими факторами. На рис. 7 символы с голубым контуром соответствуют реализациям, где доля скорректированных в процессе предварительной обработки участков ($Q_1 + Q_2$) не превышает 1 %, а символы, закрашенные красным цветом, соответствуют реализациям, где эта доля составляет 1–5 %. Видно, что качество данных, характеризуемое этой долей, не влияет на разброс точек.

Наиболее явная особенность графиков на рис. 7, *b*, *d* – наличие общего временного тренда τ . Как показано ранее, сигнал ДД был подвержен влиянию крупномасштабных изменений внешней температуры, а сама температура в течение эксперимента медленно снижалась с 15 до 10 °C (рис. 2, *e*). Вероятно, это и является причиной тренда. Далее в качестве первого приближения мы учтем тренд в модели (2) в виде зависимости от времени, не конкретизируя его связь с температурой:

$$K = K_0(1 + \alpha t'), \quad (3)$$

где параметры K_0 и α требуется определить при калибровке; $t' = t - t_0$; отсчетный момент времени t_0 выбирается как среднее время по всем рассматриваемым точкам.

Поскольку исходные данные изменяются на порядки величины (рис. 6, *a*), при их анализе методом наименьших квадратов основной вклад дадут точки с наибольшими значениями величин. Чтобы результаты калибровки были равномерно пригодны для всех данных, для анализа используются их логарифмы, а именно $\ln(\tau)$. Система уравнений для калибровки была получена логарифмированием уравнений (2) и (3) с применением приближения

$$\ln(1 + \alpha t') \approx \alpha t' \quad (4)$$

при $\alpha t' \ll 1$. Система уравнений имеет вид

$$\ln(\tau_{ij}) = \beta_j - \alpha t'_{ij}, \quad (5)$$

где индекс j соответствует всем номерам частот, выбранных в каждом варианте расчета (табл. 1), а индекс i – всем номерам выбранных для частоты f_j пар спектров. Общее число уравнений приведено в последнем столбце табл. 1. Неизвестными в системе являются α и набор параметров

$$\beta_j = \ln\left(\frac{T(f_j)}{K_0}\right). \quad (6)$$

Для каждого варианта расчетов система решалась методом наименьших квадратов.

Результаты. Полученные значения α близки для различных вариантов расчетов (табл. 2). При расчетах величины $|\alpha t'|$ не превышали 0,2, что оправдывает применение приближенной формулы (4). Наборы β_j (см. формулу (6)) определяют с точностью до множителя передаточной функцию

$$\frac{T(f)}{K_0} = \exp(\beta(f)). \quad (7)$$

Т а б л и ц а 2
Table 2

Результаты расчетов
Results of calculations

Расчет / Run	$10^3 \cdot \alpha$, 1/сут / $10^3 \cdot \alpha$, 1/day	$1/K_0$	$H, \text{ м} / H, \text{ м}$	$10^5 \cdot Q/N$	$t_0, \text{ UTC}$
1	7,59	93,1	25,3	7,73	09.11.2024 17:55:25
2	7,50	107,3	26,0	6,44	09.11.2024 09:16:34
3	7,72	111,0	26,1	4,96	09.11.2024 04:37:59
4	7,92	114,8	26,2	5,20	09.11.2024 04:34:05

Различные варианты расчетов привели к значениям передаточной функции, близким к линейной передаточной функции (1).

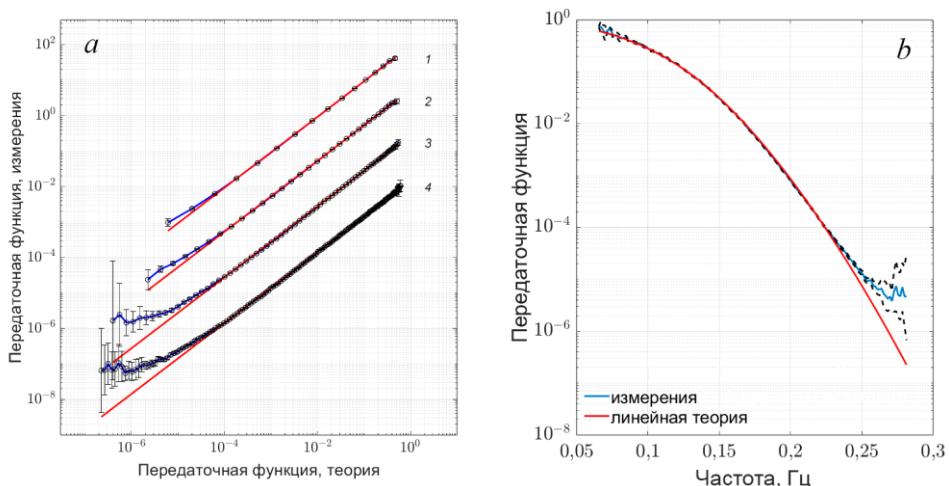
Относительно применимости формулы (1) к условиям измерений необходимо отметить, что платформа расположена в области сильного градиента глубины моря H (рис. 2, *b*). В то же время мы рассматриваем частоты, длины поверхностных волн для которых могут превышать 100 м. Можно предположить, что для столь длинных волн в качестве H следует брать «взвешенные» по длине волны глубины, отличающиеся от глубины 27 м, где располагался ДД. Поэтому на завершающем этапе калибровки возникает задача определения эффективной глубины моря при использовании передаточной функции (1), а также задача определения калибровочного коэффициента K_0 .

Будем искать эти неизвестные, минимизируя целевую функцию

$$Q = \sum_{j=1}^N W_j \left(\beta_j - \ln(T(f_j, H)/K_0) \right)^2,$$

где N – число анализируемых частот f_j (см. табл. 1); функция $T(f_j, H)$ задается уравнением (1); весовые коэффициенты W_j выбраны обратно пропорциональными квадратам доверительных интервалов для β_j и нормированы так, что их сумма равна единице. Такой выбор весов делает пренебрежимо малым вклад данных в точках на границах области $[f_1, f_2]$, основанных на обработке небольшого числа пар спектров и поэтому имеющих широкие доверительные интервалы. Решение этой нелинейной задачи было получено методом оптимизации роя частиц (*particle swarm optimization*) [32].

В табл. 2 приведены полученные оценки $1/K_0$ и H . На рис. 8, *a* показана диаграмма рассеяния экспериментальных оценок передаточной функции (7) и ее теоретических величин, полученных по уравнению (1) для найденных значений эффективной глубины H . Для каждой оценки приведены 95-процентные доверительные интервалы. Теоретические величины рассчитаны для тех же частот и умножены на найденные величины $1/K_0$. Красные линии обозначают точное соответствие. Для разнесения графиков по вертикали данные каждого последующего расчета были разделены на 20. Графики показывают точное соответствие для точек, удаленных от границ области $[f_1, f_2]$ и полученных на основе обработки сотен пар спектров. Рисунок подтверждает применимость линейной передаточной функции (1) для интерпретации данных о ветровых волнах, полученных с платформы.



Р и с. 8. Экспериментальные оценки передаточной функции в зависимости от теоретических значений, рассчитанных для тех же частот (*a*) (цифры – номер расчета, для вертикального разнесения результаты последующих расчетов делятся на 20); экспериментальная и теоретическая передаточные функции в зависимости от частоты (штриховыми линиями показаны верхний и нижний 95%-ные доверительные интервалы), расчет 3 (*b*)

F i g. 8. Experimental estimates of transfer function depending on the theoretical values calculated for the same frequencies (*a*) (numerals indicate the run number; for vertical spacing, the results of subsequent runs are divided by 20); experimental and theoretical transfer functions depending on frequency (dashed lines indicate the upper and lower 95% confidence intervals), run 3 (*b*)

Величина Q/N представляет собой средневзвешенный квадрат ошибки экспериментальной оценки передаточной функции. Она приведена в табл. 2 и может рассматриваться как показатель качества оценок при сравнении различных вариантов расчетов. Как следует из табл. 2, расчет 3 является наиболее достоверным: на рис. 8, *b* приведены экспериментальная и теоретическая (уравнение (1)) передаточные функции, полученные в расчете 3; красные линии на рис. 6 и черные линии на рис. 7 построены с использованием параметров, полученных в расчете 3. Следует также отметить близость значений параметров, полученных при различных расчетах (табл. 2). Разброс этих параметров служит мерой погрешности полученных оценок.

Исходя из этих результатов, для перевода сигнала ДД в физические единицы давления Па нужно умножать значения, измеренные в кодах прибора, на коэффициент

$$\sqrt{(1 + 0,00772 t')/111}, \quad (8)$$

где время t' (сут) отсчитывается от момента 09.11.2024, 04:37:59 UTC. За период наблюдений коэффициент изменялся от 0,088 до 0,104 со средним значением 0,096 Па/код.

Заключение

Высокоточный лазерный интерферометрический измеритель подводного давления в морской среде (ЛИПДМС) открывает новые возможности для решения широкого спектра гидрофизических и геофизических задач. Особенно актуально внедрение таких сенсоров в интегрированные системы морского мониторинга и раннего предупреждения о погодных и сейсмических катастрофах. Однако чувствительность прибора к изменениям внешних условий, особенно температуры, затрудняет его использование в исследовательских целях для специалистов, напрямую не связанных с разработкой этого устройства. Данная работа направлена на устранение таких трудностей и демонстрирует возможные подходы к интерпретации данных ЛИПДМС.

В рамках настоящего исследования выявлено сильное влияние внешних условий на регистрируемый сигнал, выражющееся в высокой когерентности сигнала датчика давления и температуры окружающей воды на временных масштабах выше ~ 30 с. При этом когерентность сигнала давления с температурой внутри корпуса прибора оказалась высокой только на временных масштабах выше ~ 600 с. Ранее отмечалось влияние температуры на сигнал ЛИПДМС, связанное с температурным расширением элементов конструкции. Уточнение механизма этой зависимости и разработка средств подавления влияния температуры на сигнал давления являются актуальными направлениями для совершенствования ЛИПДМС и обработки его данных.

В контексте многочисленных публикаций последних лет, обсуждающих связь придонного давления с возвышениями морской поверхности, возникает вопрос о правомерности использования передаточной функции (1) для калибровки ЛИПДМС, поскольку уравнение (1) предполагает, что исследуемые поверхность волны являются линейными с высокой точностью. В данной работе выполнена прямая экспериментальная оценка передаточной функции. Результаты, представленные на рис. 8, показывают, что данные, полученные

с ЛИПДМС, подтверждают линейную связь между возвышениями морской поверхности и придонным давлением, подчиняющуюся закону (1). Рассмотренная в ряде упомянутых выше работ проблема связи придонного давления с возвышениями морской поверхности, особенно в условиях мелкого моря и возмущений большой амплитуды, остается актуальной, однако для условий нашего эксперимента применима классическая теория.

В данной работе выполнена калибровка ЛИПДМС для глубины погружения 27 м и диапазона температуры воды 15–9 °С. В результате получен заданный формулой (8) коэффициент пересчета регистрируемых прибором кодов аналогово-цифрового преобразователя в физические единицы давления (Па). Эта оценка дополняет ограниченный на данный момент набор калибровочных коэффициентов для работы ЛИПДМС в различных внешних условиях. Она позволяет использовать данные ЛИПДМС на временных масштабах меньше 30 с, полученные в настоящем эксперименте, как калиброванные измерения придонного давления. Разработанная методика может быть использована для сквозной калибровки ЛИПДМС при его будущих постановках.

Представленные данные получены в результате относительно длительной работы прибора на океанографической платформе МГИ в сложных метеоволновых натурных условиях, характерных для осеннего сезона в Черном море, что делает полученный опыт особенно ценным. Устройство ЛИПДМС показало стабильную работу в полевых условиях. Проведенное исследование может быть использовано для совершенствования конструкции прибора и разработки программ для обработки его данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Цифровая система регистрации лазерно-интерференционных установок / Долгих Г. И. [и др.] // Приборы и техника эксперимента. 2008. № 5. С. 158–159. EDN JRFQMP.
2. Лазерный гидрофон на основе зеленого лазера LCM-S-111 / Долгих Г. И. [и др.] // Приборы и техника эксперимента. 2013. № 5. С. 140–141. EDN QZDFZF. <https://doi.org/10.7868/S0032816213040216>
3. Лазерный измеритель вариаций давления гидросфера / Долгих Г. И. [и др.] // Приборы и техника эксперимента. 2005. № 6. С. 137–138. EDN HSJOFV.
4. Яковенко С. В., Будрин С. С., Швец В. А. Измеритель флуктуаций давления // Международный научно-исследовательский журнал. 2018. № 12–1 (78). С. 141–145. EDN YSUKBN. <https://doi.org/10.23670/IRJ.2018.78.12.025>
5. Определение областей формирования волн «предвестников» тайфунов, проходящих над Восточно-Китайским и Японским морями / Долгих Г. И. [и др.] // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 513, № 2. С. 245–249. EDN BJDFJW. <https://doi.org/10.31857/S2686739723601576>
6. Особенности взаимодействия инфрагравитационных и ветровых морских волн / Долгих Г. И. [и др.] // Подводные исследования и робототехника. 2023. № 2 (44). С. 57–66. EDN PAIRBR. https://doi.org/10.37102/1992-4429_2023_44_02_05
7. Study of Free Oscillations of Bays in the Northwestern Part of Posyet Bay / V. Chupin [et al.] // Journal of Marine Science and Engineering. 2022. Vol. 10, iss. 8. 1005. <https://doi.org/10.3390/jmse10081005>
8. Яковенко С. В. Система учета температурной погрешности показаний интерферометра автономного лазерного измерителя колебаний давления // Фотоника. 2020, Т. 14, № 6. С. 532–537. EDN UKHRRRA. <https://doi.org/10.22184/1993-7296.FRos.2020.14.6.532.537>

9. Ветровые волны в прибрежной зоне Южного берега Крыма – оценка качества моделирования на основе морских натурных измерений / М. В. Шокуров [и др.] // Океанология. 2016. Т. 56, № 2. С. 230–241. EDN VRYSVD. <https://doi.org/10.7868/S0030157416020192>
10. Смолов В. Е., Розвадовский А. Ф. Применение платформы *Arduino* для регистрации ветровых волн // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36, № 4. С. 467–479. EDN AKPIBG. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-4-467-479>
11. Экстремальный черноморский шторм в ноябре 2023 года / В. А. Дулов [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 2. С. 325–347. EDN: ESLTYQ.
12. Dulov V., Kudryavtsev V., Skiba E. On fetch- and duration-limited wind wave growth: Data and parametric model // Ocean Modelling. 2020. Vol. 153. 101676. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2020.101676>
13. Юровский Ю. Ю., Кудинов О. Б. Волноизмерительный буй-логгер для прибрежных исследований // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2025. № 3. С. 115–127. EDN UVGARW.
14. Bishop C. T., Donelan M. A. Measuring waves with pressure transducers // Coastal Engineering. 1987. Vol. 11, iss. 4. P. 309–328. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(87\)90031-7](https://doi.org/10.1016/0378-3839(87)90031-7)
15. Заславский М. М., Красицкий В. П. О пересчете данных волнографа с датчиком давления на спектр поверхностных волн // Океанология. 2001. Т. 41, № 2. С. 195–200.
16. On the recovery of surface wave by pressure transfer function / C.-H. Tsai [et al.] // Ocean Engineering. 2005. Vol. 32, iss. 10. P. 1247–1259. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2004.10.020>
17. Bonneton P., Lannes D. Recovering water wave elevation from pressure measurements // Journal of Fluid Mechanics. 2017. Vol. 833. P. 399–429. <https://doi.org/10.1017/jfm.2017.666>
18. Marino M., Rabiet I. C., Musumeci R. E. Measuring free surface elevation of shoaling waves with pressure transducers // Continental Shelf Research. 2022. Vol. 245, iss. 4. 104803. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2022.104803>
19. Constantin A. On the recovery of solitary wave profiles from pressure measurements // Journal of Fluid Mechanics. 2012. Vol. 699. P. 376–384. <https://doi.org/10.1017/jfm.2012.114>
20. Clamond D., Henry D. Extreme water-wave profile recovery from pressure measurements at the seabed // Journal of Fluid Mechanics. 2020. Vol. 903. R3. <https://doi.org/10.1017/jfm.2020.729>
21. Восстановление поверхностных волн по измерениям вариаций давления на морском дне / К. И. Кузнецов [и др.] // Вестник Московского областного государственного университета. Серия Естественные науки. 2013. № 3. С. 110–117. EDN REIARD.
22. Slunyaev A. V., Kokorina A. V., Klein M. Nonlinear dynamic pressure beneath waves in water of intermediate depth: Theory and experiment // European Journal of Mechanics – B/Fluids. 2022. Vol. 94. P. 155–170. <https://doi.org/10.1016/j.euromechflu.2022.02.007>
23. Hasselmann K. A statistical analysis of the generation of microseisms // Reviews of Geophysics. 1963. Vol. 1, iss. 2. P. 177–210. <https://doi.org/10.1029/RG001i002p00177>
24. Farrell W. E., Munk W. What do deep sea pressure fluctuations tell about short surface waves? // Geophysical Research Letters. 2008. Vol. 35, iss. 19. L035008. <https://doi.org/10.1029/2008GL035008>
25. Ardhuijn F., Gualtieri L., Stutzmann E. Physics of Ambient Noise Generation by Ocean Waves // Seismic Ambient Noise / Eds. N. Nakata, L. Gualtieri, A. Fichtner. Cambridge : Cambridge University Press, 2019. P. 69–108. <https://doi.org/10.1017/9781108264808.005>
26. Measurement and prediction of ultralow frequency ocean ambient noise off the eastern US coast / D. K. Wilson [et al.] // The Journal of the Acoustical Society of America. 2003. Vol. 113, iss. 6. P. 3117–3133. <https://doi.org/10.1121/1.1568941>
27. Cavalieri L. Wave measurement using pressure transducer // Oceanologica Acta. 1980. Vol. 3, iss. 3. P. 339–345.
28. Розвадовский А. Ф. Применение платформы *Raspberry Pi* для автоматизации натурных измерений морской среды, передачи и хранения полученных данных // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2024. № 4. С. 117–130. EDN NDHYGJ.

29. *Bendat J. S., Piersol A. G.* Random Data: Analysis and Measurement Procedures / Eds. J. S. Bendat, A. G. Piersol. New Jersey : John Wiley & Sons, Inc., 2010. 640 p. (Wiley Series in Probability and Statistics). <https://doi.org/10.1002/9781118032428>
30. *Thomson R. E., Emery W.* Data Analysis Methods in Physical Oceanography, Third and revised edition. Netherlands, Amsterdam : Elsevier Science, 2014, 729 p. <https://doi.org/10.1016/C2010-0-66362-0>
31. *Thompson R.* Coherence Significance Levels // Journal of Atmospheric Sciences. 1979. Vol. 36, iss. 10. P. 2020–2021. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1979\)036<2020:CSL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1979)036<2020:CSL>2.0.CO;2)
32. *Kennedy J., Eberhart R.* Particle Swarm Optimization // Proceedings of the IEEE International Conference on Neural Networks, 4. Perth, Australia, 1995. P. 1942–1948. <http://dx.doi.org/10.1109/ICNN.1995.488968>

Об авторах:

Долгих Григорий Иванович, академик РАН, главный научный сотрудник, лаборатория физики геосфер, ФГБУН ТОИ ДВО РАН (690041, Россия, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 000-0002-2806-3834**, **Scopus Author ID: 7003888822**, **ResearcherID: A-7685-2014**, **SPIN-код: 5241-3375**, dolgikh@poi.dvo.ru

Дулов Владимир Александрович, главный научный сотрудник, лаборатория прикладной физики моря, отдел дистанционных методов исследований, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-0038-7255**, **Scopus Author ID: 6602725409**, **ResearcherID: F-8868-2014**, **SPIN-код: 8303-6244**, dulov1952@gmail.com

Чупин Владимир Александрович, заведующий лабораторией физики геосфер, ФГБУН ТОИ ДВО РАН (690041, Россия, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43) доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0001-5103-8138**, **Scopus Author ID: 7004931608**, **ResearcherID: G-8803-2016**, **SPIN-код: 3093-7705**, chupin@poi.dvo.ru

Гармашов Антон Викторович, старший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0003-4412-2483**, **Scopus Author ID: 54924806400**, **ResearcherID: P-4155-2017**, **SPIN-код: 8941-9305**, ant.gar@mail.ru

Швец Вячеслав Александрович, старший научный сотрудник, лаборатория физики геосфер, ФГБУН ТОИ ДВО РАН (690041, Россия, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43) кандидат технических наук, **ORCID ID: 0000-0002-4752-6865**, **Scopus Author ID: 14058856800**, **ResearcherID: AAN-1280-2020**, **SPIN-код: 3267-9037**, vshv@poi.dvo.ru

Яковенко Сергей Владимирович, ведущий научный сотрудник, лаборатория физики геосфер, ФГБУН ТОИ ДВО РАН (690041, Россия, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), кандидат технических наук, **ORCID ID: 0000-0003-3784-9449**, **Scopus Author ID: 7005827431**, **ResearcherID: R-7280-2016**, **SPIN-код: 8671-8234**, ser_mail@poi.dvo.ru

Латушкин Александр Александрович, старший научный сотрудник, отдел оптики и биофизики моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0002-3412-7339**, **Scopus Author ID: 56298305600**, **ResearcherID: U-8871-2019**, **SPIN-код: 1239-2858**, sevsalat@gmail.com

Каменев Олег Тимурович, главный научный сотрудник, отдел оптоэлектронных методов исследования газообразных и конденсированных сред, ФГБУН Институт автоматики и процессов управления ДВО РАН (690041, Россия, г. Владивосток, ул. Радио, д. 5), доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-0899-5116**, **Scopus Author ID: 6701363879**, **ResearcherID: L-5707-2015**, **SPIN-код: 2240-0080**, okamenev@mail.ru