УДК 534.23 DOI: 10.35976/POI.2020.77.61.003

ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ГИДРОАКУСТИЧЕСКИХ ВОЛН НА КЛИНОВИДНОМ ШЕЛЬФЕ

Долгих Г.И., Будрин С.С., Долгих С.Г., Овчаренко В.В., Чупин В.А., Швец В.А., Яковенко С.В.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, Владивосток

E-mail: dolgikh@poi.dvo.ru

Аннотация

При исследовании различных гидрофизических и гидроакустических волновых процессов крайне важно знать закономерности их распространения в море убывающей глубины, особенно в шельфовых областях, а также закономерности их трансформации в сейсмоакустические процессы земной коры. В ходе обработки и анализа экспериментальных данных комплексного эксперимента в данной статье исследуются эти закономерности. В эксперименте использовались низкочастотный гидроакустический излучатель, генерирующий гармонические колебания на частоте 22 Гц, приемные гидроакустические системы и береговой лазерный деформограф. Установлено, что гидроакустические волны, распространяющиеся по шельфу убывающей глубины, трансформируются в сейсмоакустические волны при глубинах моря, равных или меньше половины гидроакустической длины волны. Сравнение результатов данной статьи с ранее полученными результатами позволило утверждать, что такие закономерности должны быть присущи всем гидрофизическим и гидроакустическим процессам.

Ключевые слова: гидроакустические волны, гидроакустический излучатель, лазерный деформограф, модель, трансформация, сейсмоакустические волны.

PECULIARITIES OF HYDROACOUSTIC WAVE PROPAGATION ON A WEDGED SHELF

Dolgikh G.I., Budrin S.S., Dolgikh S.G., Ovcharenko V.V., Chupin V.A., Shvets V.A., Yakovenko S.V.

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

E-mail: dolgikh@poi.dvo.ru

Abstract

When studying the various hydrophysical and hydroacoustic wave processes, it is extremely important to know the regularities of their propagation in the sea of decreasing depth, especially in the shelf areas, as well as the regularities of their transformation into seismoacoustic processes of the earth's crust. In the course of processing and analyzing the experimental data of the complex experiment, these regularities are investigated in this article. The experiment used a low-frequency hydroacoustic emitter generating harmonic oscillations at a frequency of 22 Hz, receiving hydroacoustic systems and a coastal laser strainmeter. It has been established that hydroacoustic waves propagating along a shelf of decreasing depth are transformed into seismoacoustic waves at sea depths equal to less than half of the hydroacoustic wavelength. Comparison of the results of this article with previously obtained results made it possible to assert that such regularities should be inherent in all hydrophysical and hydroacoustic processes.

Keywords: Hydroacoustic waves, hydroacoustic emitter, laser strainmeter, model, transformation, seismoacoustic waves.

ORCID Dolgikh G.I.: 0000-0002-2806-3834

Введение

При решении различных прикладных задач, связанных с изучением естественных и искусственных процессов и явлений, происходящих в Мировом океане, широко используются гидроакустические методы, ориентированные не только на изучение основных характеристик исследуемых объектов, но также на их идентификацию и пеленгацию. Одной из таких задач является бесконтактное дистанционное изучение структуры и состава морской земной коры, особенно для покрытых мощным льдом акваторий, основанное на использовании низкочастотных гидроакустических излучателей и береговых приемных систем сейсмоакустических сигналов [1, 2]. Применение береговых приемных систем сейсмоакустических сигналов, образованных в результате трансформации гидроакустических сигналов на границе «вода – дно», позволяет исследовать структуру и строение морской земной коры без масштабного разрушения ледяного покрова, что делает применение данных методов более экономичным по сравнению с традиционными методами. При разработке и применении данных методов важно выявить закономерности распространения

низкочастотных гидроакустических сигналов на шельфе убывающей глубины и их трансформации в сейсмоакустические сигналы, распространяющиеся далее в земной коре. Знание этих закономерностей очень актуально при исследовании сигналов, генерируемых естественными и искусственными морскими объектами, особенно в низкочастотном звуковом и инфразвуковом диапазонах, и распространяющихся из «глубокого» в «мелкое» море. Эти же знания необходимы при изучении коммуникационных сигналов морских животных, особенностей их общения в шельфовых областях. На основе полученных знаний в дальнейшем возможно решение обратной задачи: разработка и создание излучающих систем в конкретных частотных диапазонах, ориентированных на придонное распространение генерируемых ими сигналов, что крайне важно при налаживании сверхдальней связи с донными обсерваториями и комплексами по разработке и добыче полезных ископаемых. Первые проведенные подобные работы с низкочастотным гидроакустическим излучателем, генерирующим сигналы на частоте 33 Гц, позволили установить некоторые закономерности для данного частотного диапазона [3]. Но остается открытым вопрос: как трансформируются выявленные в работе [3] закономерности при понижении частоты излучаемого сигнала? В данной статье изучаются некоторые особенности распространения и трансформации гидроакустических сигналов на частоте 22 на шельфе убывающей глубины.

Описание эксперимента

Эксперимент проводился в бухте Витязь Японского моря. Карта-схема эксперимента приведена на рис. 1. В точке «Метка без названия» (координаты N42°35.6827', E131°09.8707') при глубине моря 32 м на якоре стояло научно-исследовательское судно, с борта которого на глубину 18 м был опущен низкочастотный гидроакустический излучатель электромагнитного типа [4], создающий в воде гармонические сигналы на частоте 22 Гц.

Излучатель входит в состав излучающей гидроакустической системы, состоящей из излучателя с электромагнитным преобразователем, рамы для подвеса излучателя, кабель-шланга с контрольным манометром, источника электропитания, электронасоса, контрольного

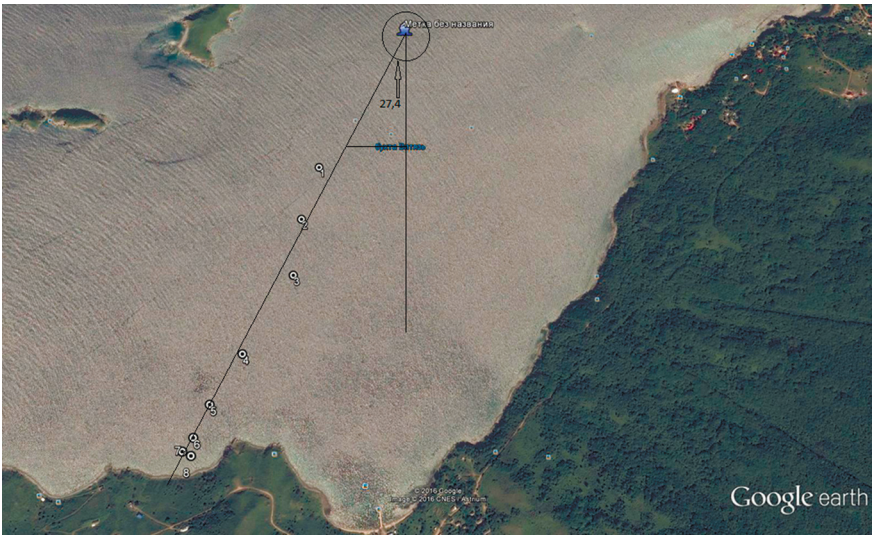

Рис. 1. Карта-схема эксперимента. Метка без названия – расположение судна с излучателем. 1–8 – номера станций приема. 27.4° – угол между трассой приема и направлением «север-юг»

гидрофона, двух калибровочных акселерометров. Излучающая гидроакустическая система предназначена для генерации гармонических и фазоманипулированных гидроакустических сигналов в полосе частот порядка 1 Гц в диапазоне 19–26 Гц. Амплитуда объемных колебательных смещений излучателя достигает величины 0,0123 м^3. На частоте 20 Гц в безграничном водном пространстве это соответствует излучаемой акустической мощности 1000 Вт. Внешний вид излучающей гидроакустической системы приведен на рис. 2.

Излучатель имеет массу 260 кг в воздухе и 40 кг в воде. Содержит цилиндрический корпус 1 и пару излучающих поршней 2, колеблющихся во взаимно-противоположных направлениях и создающих синфазные потоки объемной колебательной скорости. Колебания возбуждает преобразователь электромагнитного типа с П-образными наборными половинами сердечника 3 и четырьмя катушками 4. Между краями поршней зажат набор из 312 цилиндрических пружин 5, предварительное сжатие которых достигается за счет пониженного на 0,5 атм. давления воздуха в полости излучателя относительно гидростатического на глубине его погружения. Для компенсации

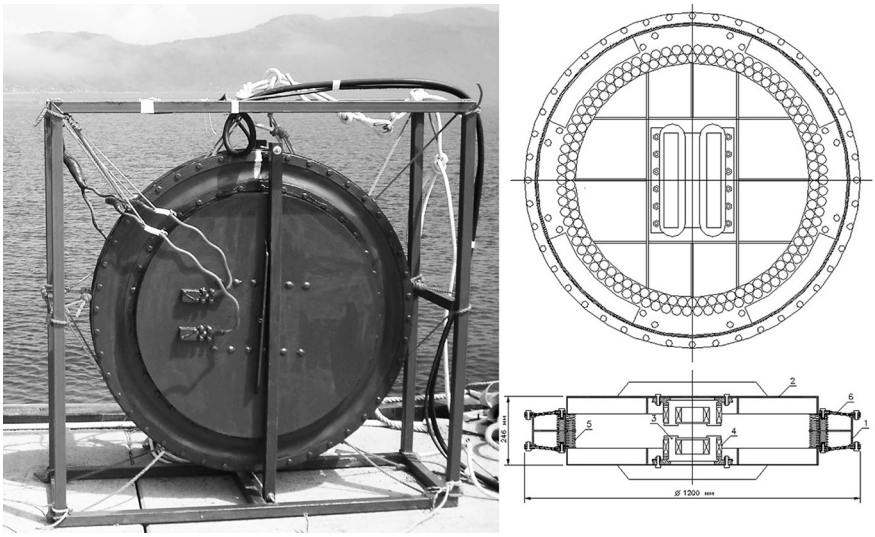

Рис. 2. Гидроакустический излучатель 19–26 Гц

гидростатического давления при погружении или поднятии применяется шланг длиной 60 м с контрольным манометром и двумя ниппелями. Зазоры между фланцами корпуса и краями поршней уплотнены резинотканевыми воротниками 6. Катушки в каждой паре на половине сердечника 3 соединены последовательно. Подвод тока к ним осуществляют посредством упругих проводников, выведенных через уплотнения на поршнях 2. Коммутация проводников выполнена непосредственно на излучателе клеммно-болтовыми соединениями с полиизобутиленовой гидроизоляцией и соответствует последовательному соединению пар. В качестве первичных источников постоянного тока используется батарея последовательно соединенных (в количестве от 3 до 22 штук, в зависимости от необходимой мощности) кислотных аккумуляторов напряжением по 12 В, емкостью 90 А*час. Источник питания представляет собой мостовой ключевой усилитель, выполненный на двух полумостовых IGBT-модулях, снабжен компенсирующей батареей конденсаторов 420 мкФ, защитным автоматом и амперметром постоянного тока. При работе на станциях 3–7 низкочастотный гидроакустический излучатель создавал давление около 7 кПа, который регистрировался контрольным гидрофоном. А при работе на станциях 1–2 – около 5,8 кПа. Излученный

гидроакустический сигнал регистрировался гидрофоном 8104 компании Bruel & Kjaer на разных глубинах в точках полигона № 1–8 (см. рис. 1), который опускался с борта катера. Гидрофон Bruel & Kjaer 8104 был помещен на мобильной капсуле, внутри которой находились: предусилитель гидрофона, аналого-цифровой преобразователь, автономное записывающее устройство. В каждой точке приема от поверхности до дна проводилась регистрация на горизонтах через 1 м. Гидрофон Bruel & Kjaer 8103 применялся для вертикального зондирования гидроакустического поля вблизи излучателя, по которым в дальнейшем определялась плотность энергии, которая создавалась в воде излучателем.

На берегу трансформированные сейсмоакустические сигналы принимались береговым 52,5-метровым лазерным деформографом, который находился на м. Шульца в точке с координатами N42°35.5817', E131°09.9667'. Кратко работа лазерного деформографа описана в [3]. Ближайшая к воде часть конструкции 52,5-метрового лазерного деформографа (уголковый отражатель) находится на расстоянии 120 м от уреза воды и на высоте 67 м над уровнем моря. Рабочее плечо 52,5-метрового лазерного деформографа ориентировано относительно линии «север-юг» под углом 18° (198°). Вся информация с системы регистрации лазерного деформографа по кабельным линиям поступает в лабораторный корпус, где заносится в специально созданную базу данных. В дальнейшем полученные экспериментальные данные проходят предварительную и окончательную обработку, зависящую от поставленных задач. Применяемые методы интерферометрии в лазерном деформографе позволяют измерять изменение интенсивности интерференционной картины с высокой точностью. Теоретически с применением интерференционных методов можно измерять смещение между плитами деформографа с точностью $10^{-6} \times \frac{\lambda_l}{2}$, где λ_l – длина волны применяемого частотно стабилизированного лазера. В нашем случае точность измерения смещения между плитами равна 0,01 нм. В 52,5-метровом лазерном деформографе используется частотно стабилизированный гелий-неоновый лазер, обеспечивающий долговременную стабильность частоты в одиннадцатом знаке. При точности

измерения смещения 0.01 нм чувствительность 52,5-метрового лазерного деформографа равна $\frac{\Delta L}{L} = \frac{0.01\ нм}{52.5\ м} = 0.19 \times 10^{-12}$. Амплитудно-частотная характеристика 52,5-метрового лазерного деформографа имеет линейный вид в инфразвуковом диапазоне, а в звуковом диапазоне – квадрат синуса с удвоенной амплитудой [5]. При регистрации сейсмоакустической волны продольного типа, распространяющейся вдоль оси лазерного деформографа со скоростью 2300 м/с, взятой в соответствии с [3], он регистрирует амплитуды волн на частотах 22 и 33 Гц, равных $2A_0$ и $0{,}98A_0$, соответственно, где A_0 – амплитуда сейсмоакустической волны. Это необходимо учитывать при дальнейших расчетах, которые проводятся с использованием данных лазерного деформографа.

Полученные экспериментальные данные после предварительной обработки помещались в базу экспериментальных данных и впоследствии обрабатывались.

Обработка экспериментальных данных

Каждая установка, применяемая в эксперименте, привязывалась к часам точного времени, обеспечивающим точность в 1 мс. В ходе предварительной обработки проводилась спектральная обработка полученных синхронных данных гидрофона и лазерного деформографа. При этом было установлено, что в данных обеих приемных систем присутствуют колебания на частоте 22 Гц при работе на станциях 1–7 и отсутствуют эти же колебания при работе на станции 8. В последствии выяснилось, что в момент работы на станции 8 излучатель не работал. В качестве примера уверенного приема излученного излучателем сигнала гидрофоном и лазерным деформографом на рис. 3 приведены участки спектров одновременных записей гидрофона и лазерного деформографа при работе на станции 3, на которых выделены мощные спектральные составляющие на частоте 22 Гц.

При проведении измерений на каждой станции излучатель работал около 15 мин в непрерывном режиме излучения гармонического сигнала на частоте 22 Гц. Измерения гидрофоном проводились от дна до поверхности через 1 м. На каждом горизонте гидрофон записывал

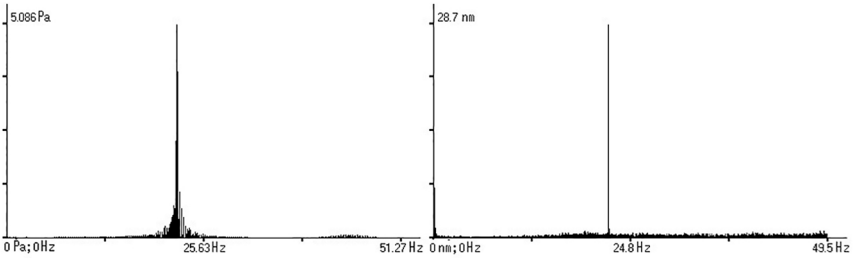

Рис. 3. Участки спектров синхронных данных гидрофона (слева) и лазерного деформографа (справа)

сигнал в течение 1 мин. По полученным данным гидрофона определялась амплитуда принятого сигнала на частоте 22 Гц. По этим данным в дальнейшем строилась кривая, описывающая уровень принятого гидроакустического сигнала, начиная от поверхности до дна. Для наглядности на рис. 4 – рис. 7 приведены кривые полученных экспериментальных данных (там же приведены модельные кривые, о которых будет сказано в разделе «Модельные расчеты»). Затем для каждой кривой строилось полиномиальное уравнение наиболее подходящей степени. Экспериментальные данные лазерного деформографа записывались на рабочий компьютер с частотой дискретизации 1000 Гц. При работе на каждой станции излучения запись лазерного деформографа разбивалась на последовательные участки по 65 536 точек, которые в дальнейшем подвергались спектральной обработке. При такой обработке были выделены 12–13 участков записей лазерного деформографа при работе на каждой станции излучения и в соответствии с этим получены по 12–13 амплитуд сигнала на частоте 22 Гц, по которым в дальнейшем была определена средняя амплитуда. Полученные результаты, описанные в этом абзаце, приведены в таблице 1.

В дальнейших расчетах будем использовать следующие данные: $\rho_w = 1000$ кг/м^3 (плотность воды), c_w = 1500 м/с (скорость звука в воде), $\rho_b = 2100$ м/с (плотность пород верхнего слоя земной коры), c_b = 2300 м/с (скорость волны рэлеевского типа на границе «земная кора – воздух» [3]), $f = 22$ Гц (частота), $\theta = 9{,}4°$ (угол между осью лазерного деформографа и линией «излучатель – станции 1–7»), $\omega = 2\pi f$, $R = 1780$ м (расстояние от точки излучения до ближайшей точки лазерного деформографа).

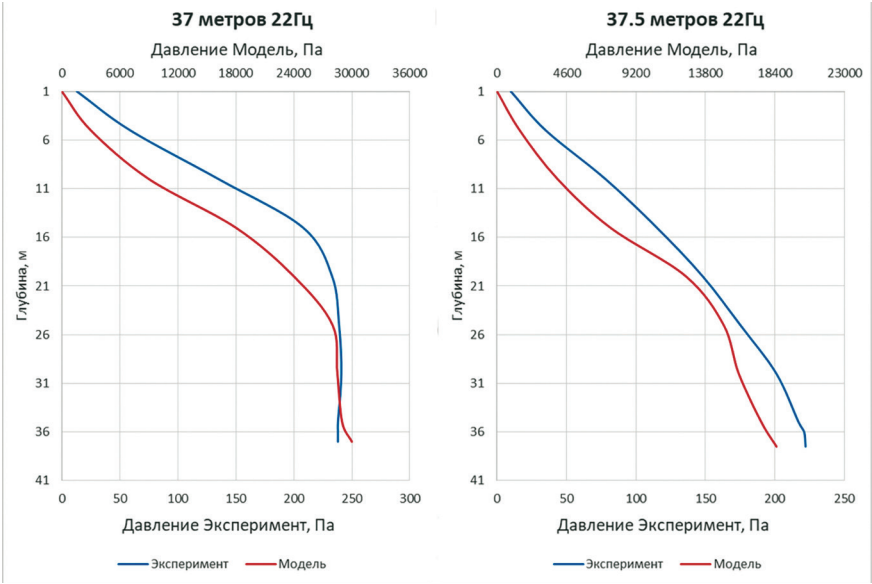

Рис. 4. Вертикальный профиль распределения гидроакустического давления на частоте 22 Гц на станциях 1 (слева) и 2 (справа)

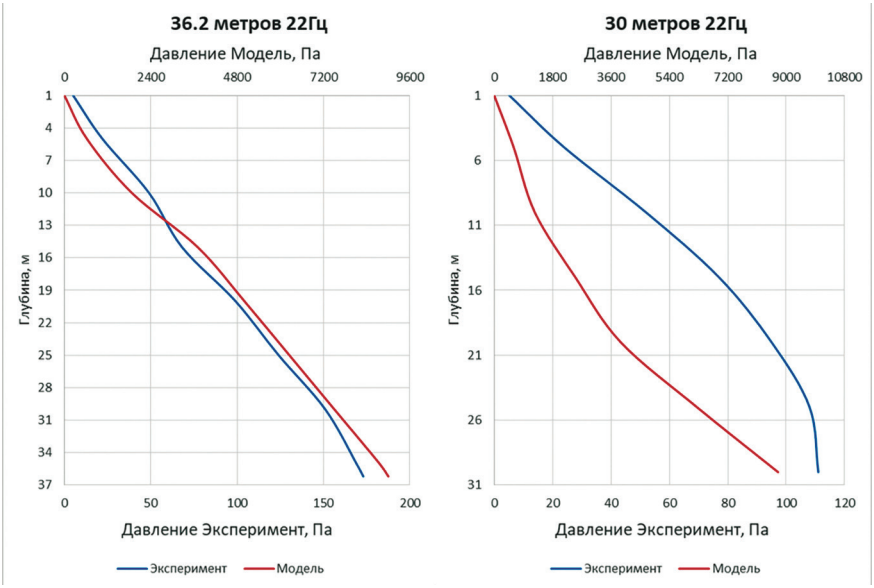

Рис. 5. Вертикальный профиль распределения гидроакустического давления на частоте 22 Гц на станциях 3 (слева) и 4 (справа)

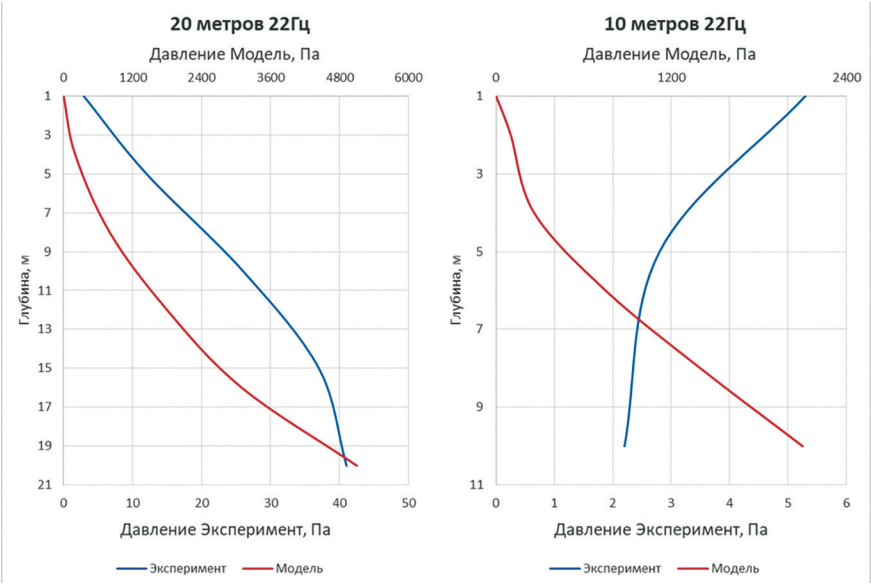

Рис. 6. Вертикальный профиль распределения гидроакустического давления на частоте 22 Гц на станции 5 (слева) и 6 (справа)

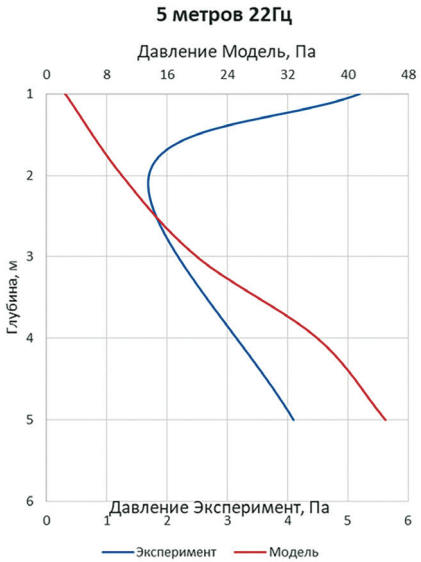

Рис. 7. Вертикальный профиль распределения гидроакустического давления на частоте 22 Гц на станц. 7

Таблица 1. **Экспериментальные данные**

№	Глубина места, м	Расстояние от точки излучения, м	Уравнение кривой	Амплитуда смещения, нм
1	37	335	$S_{37}(z) = (3.2835124 \times 10^{-7}) \times z^7 - (4.5340116 \times 10^{-5}) \times z^6 + 0.0024484 \times z^5 - 0.0643262 \times z^4 + 0.8225148 \times z^3 - 4.5942522 \times z^2 + 21.798353 \times z - 4.9269574$	14.6
2	37.5	502	$S_{37.5}(z) = (8.8507925 \times 10^{-5}) \times z^4 - 0.0085366 \times z^3 + 0.1861208 \times z^2 + 6.2774712 \times z + 2.4975244$	16.4
3	36.2	674	$S_{36.2}(z) = -(1.1161644 \times 10^{-4}) \times z^4 + 0.0063251 \times z^3 - 0.0895405 \times z^2 + 5.0292998 \times z - 0.206082$	28.7
4	30	970	$S_{30}(z) = (1.2446708 \times 10^{-4}) \times z^4 - 0.0112489 \times z^3 + 0.2185657 \times z^2 + 3.8794756 \times z + 0.9499853$	26.7
5	20	1148	$S_{20}(x) = (1.641604 \times 10^{-4}) \times z^4 - 0.0135414 \times z^3 + 0.2436404 \times z^2 + 1.2073308 \times z + 1.462406$	28.1
6	10	1252	$S_{10}(z) = 0.0561111 \times z^2 - 0.9616667 \times z + 6.2055556$	24.4
7	5	1300	$S_5(z) = 1.075 \times z^2 - 6.725 \times z + 10.85$	23.3

Рассчитаем плотность энергии гидроакустических волн, распространяющихся по шельфу, по уравнениям, приведенным в таблице 1, для всех станций приема по формуле:

$$E_r = \int_0^h \frac{(S_h(z))^2}{2\rho_w c_w^2} dz, \qquad (1)$$

где: $S_h(z)$ – уравнение кривой при глубине моря h.

В соответствии с [3, 6] предполагаем, что излученный низкочастотным гидроакустическим излучателем сигнал доходит до лазерного деформографа в виде волн поверхностного типа. При этом основной

вклад в смещения земной коры вносят затухающие поверхностные волны рэлеевского типа. Амплитуда данных волн экспоненциально затухает с глубиной земной коры. Поэтому плотность упругой энергии поверхностных волн рэлеевского типа можно подсчитать по следующему уравнению:

$$E_r = \int_0^{\lambda_b} \frac{\rho_b \omega^2 u^2 \exp(-4\pi z / \lambda_b)}{2\cos(\theta)^2} dz \,, \qquad (2)$$

где: u – амплитуда смещения на частоте излученного сигнала, равная половине амплитуды волны на частоте 22 Гц, выделенной из записи лазерного деформографа, λ_b – длина волны рэлеевского типа на границе «воздух – земная кора», равная 104,5 м. Результаты расчета приведены в таблице 2. В таблице 2 также приведены расчетные данные доли плотности гидроакустической энергии на каждой станции приема от плотности энергии излучателя с учетом цилиндрической расходимости излученного сигнала, а также доли плотности гидроакустической энергии, перешедшей на каждой станции приема в плотность сейсмоакустической энергии с учетом цилиндрической расходимости волны рэлеевского типа.

Таблица 2. **Результаты расчета**

Расстояние от точки излучения, м	Глубина места, м	Плотность энергии излучателя, Дж/м^3	Плотность гидроакустической энергии, Дж/м^3	Излучатель/ гидроакустика, %	Плотность сейсмоакустической энергии, Дж/м^3	Сейсмоакустика/ гидроакустика, %
335	37	0,124	$3{,}1 \times 10^{-4}$	83,8	$0{,}91 \times 10^{-8}$	4,2
502	37,5	0,124	$1{,}7 \times 10^{-4}$	68,8	$1{,}15 \times 10^{-8}$	8,8
674	36,2	0,176	$8{,}3 \times 10^{-5}$	31,8	$3{,}51 \times 10^{-8}$	46,8
970	30	0,176	$4{,}0 \times 10^{-5}$	22,1	$3{,}04 \times 10^{-8}$	61,5
1148	20	0,176	$3{,}3 \times 10^{-6}$	2,2	$3{,}37 \times 10^{-8}$	100
1252	10	0,176	$1{,}9 \times 10^{-8}$	1,4	$2{,}54 \times 10^{-8}$	100
1300	5	0,176	$4{,}3 \times 10^{-9}$	0,3	$2{,}32 \times 10^{-8}$	100

Модельные расчеты

С целью изучения пространственного распределения гидроакустической энергии были проведены модельные расчеты. Инструментом моделирования является метод спектральных элементов (SEM), который представляет собой метод конечных элементов высокого порядка, разработанный для местных и глобальных масштабов распространения сейсмических волн [7]. Мы моделировали распространение акустического сигнала на шельфе убывающей глубины с помощью программного пакета SEM с открытым исходным кодом SPECFEM2D [8, 9].

SPECFEM2D интегрирует упрощенную форму волнового уравнения (3–5) с помощью интерполяционного многочлена Лагранжа высокой степени. В пространственно-неоднородной области жидкости волновое уравнение для давления $P(x,t)$ имеет вид

$$\frac{1}{k}\ddot{P} = \nabla \cdot \left(\frac{\nabla P}{\rho} \right), \tag{3}$$

где: $k(x)$ – адиабатический объемный модуль упругости жидкости.

В линейно-упругих телах тензор деформации $\varepsilon(x,t)$ вычисляется по вектору смещения u как

$$\varepsilon = \frac{1}{2}\left(\nabla \vec{u} + (\nabla \vec{u})^T \right). \tag{4}$$

Тензор напряжений может быть выражен через тензор деформаций $\vec{\sigma}(\vec{x},t)$ по закону Гука

$$\vec{\sigma} = \vec{c} : \varepsilon \ , \tag{5}$$

где двоеточие обозначает операцию сокращения двойного тензора. Упругие свойства среды описываются тензором упругости четвертого порядка.

SPECFEM2D позволяет пользователям выполнять 2D и 2.5D (осесимметричное) моделирование распространения акустических, упругих, вязкоупругих и пороупругих акустических волн. Кроме того, SEM сочетает гибкость метода конечных элементов с точностью спектрального метода. Поэтому этот пакет программ является

хорошим для выполнения численного моделирования в акустике океана со сложными средами и топографией.

Модель представлена на рис. 8, поверхность океана установлена на $z = 0$ м. Все физические параметры среды указаны в таблице 3. Расчетная область имеет ширину 3000 м и глубину 100 м ниже поверхности моря. Все стороны, кроме верха и оси, покрыты идеально поглощающими слоями (PML) [10]. Источник импульсов давления Риккера с доминирующей частотой 22 Гц расположен в (rs, zs) = (0, −18 м). Сетка модели состоит из 118 385 спектральных элементов, построенных с помощью программного обеспечения с открытым кодом Gmsh [11]. Данная модель рассчитывалась в течени0 часа на ПК с операционной системой Linux.

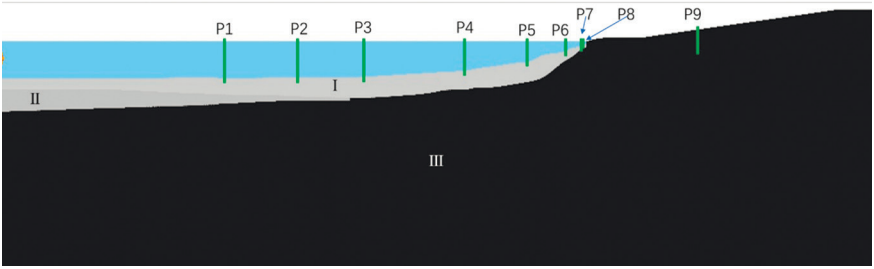

Рис. 8. Параметры моделирования

Таблица 3. **Параметры среды, используемые для моделирования**

	c_p	c_s	ρ
Осадки	1600 m/s	400 m/s	1,9 g/sm^3
Полубесконечное гранитное пространство	5400 m/s	3300 m/s	2,79 g/sm^3

В результате выполненных модельных расчетов получена картина пространственного распределения гидроакустической энергии от точки излучения, приведенная на рис. 9.

Анализ полученных результатов

По полученным данным модельных расчетов в определенных точках трассы, совпадающих с точками зондирования, были построены вертикальные профили распределения давления от поверхности до

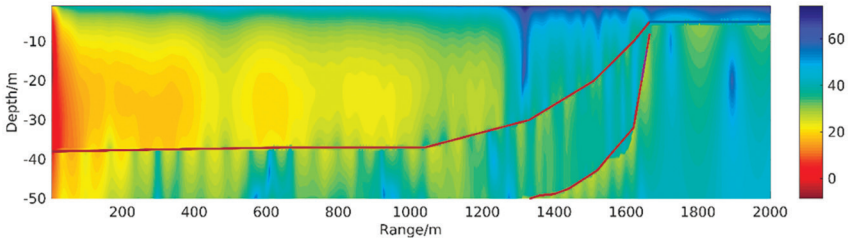

Рис. 9. Пространственное распределение гидроакустической энергии от излучателя до берега вдоль станций приема

дна. Модельные кривые распределения давления на частоте работы излучателя 22 Гц от поверхности до дна приведены рядом с экспериментальными кривыми на рис. 4 – рис. 7. По этим кривым были построены полиномиальные уравнения наиболее подходящей степени, по которым, используя выражение (1), была рассчитана модельная плотность энергии на каждой станции приема. Для станций № 1–7 она равна: 3.715, 1.133, 2.14E-01, 1.08E-01, 2.18E-02, 2.05E-03, 6.30E-07 Дж/м^3. Все полученные модельные расчеты дали завышенные результаты по сравнению с экспериментальными данными, что, на наш взгляд, связано с тем, что модель является сильно приближенной и не учитывает многие эффекты распространения гидроакустических волн в мелком море, а также не учитывает вклад затухающих и незатухающих волн рэлеевского типа, распространяющихся по границе «вода – дно». Тем не менее, в значительной части станций приема модельные кривые похожи на экспериментальные и отобразили относительно правдоподобно распределение давления, создаваемого гидроакустическим излучателем на частоте 22 Гц, от поверхности до дна.

Значительное отличие в картине поведения модельных и экспериментальных кривых получено на станциях 6 и 7 (см. рис. 6 и рис. 7, соответственно).

Судя по верхней части рисунка и наклона кривой вправо, а не влево (как дают модельные расчеты), этот вклад вносит в измерения незатухающая волна рэлеевского типа, распространяющаяся вдоль границы «вода – дно», величина создаваемого давления которой равна около 4–5 Па, что также согласуется с расчетными данными,

приведенными в таблице 2 для этих станций в столбце «Излучатель/ Гидроакустика, %» и с выводами работы [12].

Проанализируем более подробно экспериментальные результаты, приведенные выше. При анализе будем учитывать, что гидроакустическая энергия распространяется по клиновидному шельфу. Потеря энергии гидроакустического сигнала, распространяющегося по шельфу клиновидной формы, определяется несколькими факторами. Если глубина моря в разы превышает длину волны сигнала, то главными причинами потери энергии являются поглощение звука водой и его рассеяние поверхностью моря. С уменьшением частоты в ослаблении сигнала начинает преобладать влияние дна моря. Это влияние проявляется как увеличение диссипации энергии сигнала грунтом дна. Для длин волн, больших глубины моря, увеличивается доля энергии, которая поглощается из водного слоя в дно моря и преобразуется в упругие колебания поверхности раздела «вода – дно». С ростом длины волны звука генерация волны Рэлея и объемных упругих колебаний начинают играть основную роль в ослаблении энергии сигнала.

Оценку влияния клина на частотную и пространственную зависимость энергии сигнала, высвечиваемой из водного слоя, можно произвести следующим образом. Давление акустического поля частотой $\omega = 2\pi f$, создаваемого источником в заданной точке с координатами (x, z), можно представить в виде суммы нормальных волн (мод) [13]:

$$P(x,z,t) = \sum_l \left(\frac{2P_0 R}{H} \left(\frac{2\pi}{\xi_l x} \right)^{1/2} \sin(\alpha_l z) \sin(\alpha_l z_1) e^{i\left(\xi_l x + \frac{\pi}{4}\right)} \right) e^{-i\omega t}, \quad (6)$$

где H – глубина моря, P – амплитуда давления на расстоянии R от излучателя, ξ_l и α_l – горизонтальные и вертикальные волновые числа моды l.

При этом групповую скорость волны можно записать, как $U_l(f) = c\left(1 - \frac{f_l^z}{f^z}\right)^{1/z}$, где f_l – критическая частота моды номера l. При частотах, меньших критических, акустическая волна становится неоднородной и энергия полностью переходит из акустической в сейсмоакустическую. В случае мелкого моря, когда условия распространения

выполняются только для одной моды ($l = 0$), критическую частоту можно найти по формуле $f_0 = \dfrac{c}{4H\sqrt{1-n^2}}$, где n – показатель преломления, равный отношению скоростей звука в воде к скорости звука в дне моря. Исходя из формулы для критической частоты, мы можем найти критическую глубину $H_{кр}$, при которой, при заданной частоте акустического сигнала, вся энергия будет уходить в дно.

На рис. 10 представлены графики зависимости плотностей энергии деформографа и акустического сигнала от глубины в точках, где производились измерения. Критическая глубина для сигнала частотой 22 Гц составляет 17,8 м. Как можно видеть по графикам, значительная часть плотности гидроакустической энергии уходит в сейсмоакустические волны до глубины 36 м, что приблизительно составляет половину длины волны сигнала 22 Гц (34 м), а после глубины равной китической (17,8 м) практически полностью переходит в сейсмоакустические волны.

На рис. 11 приведены графики плотности энергии зарегистрированных колебаний на деформографе и разность плотности энергий эксперимента и цилиндрической расходимости в процентах. Как можно заметить, графики являются практически идентичными, что может говорить нам о том, что все потери энергии на трассе прохождения сигнала от первой точки измерения до последней переходят в упругие колебания земной коры.

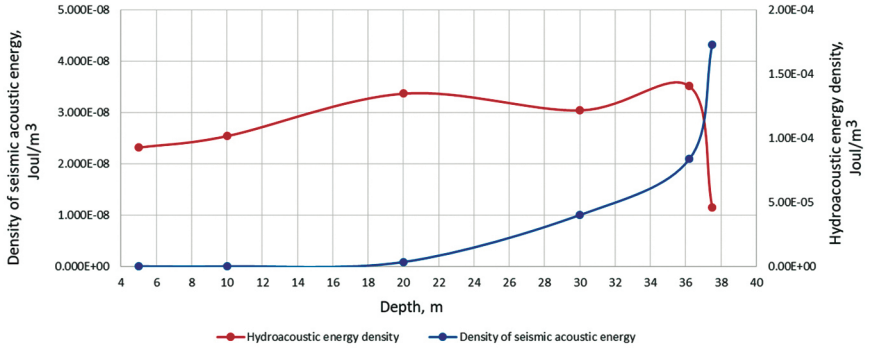

Рис. 10. Графики зависимости плотностей энергии деформографа и акустического сигнала от глубины в точках, где производились измерения

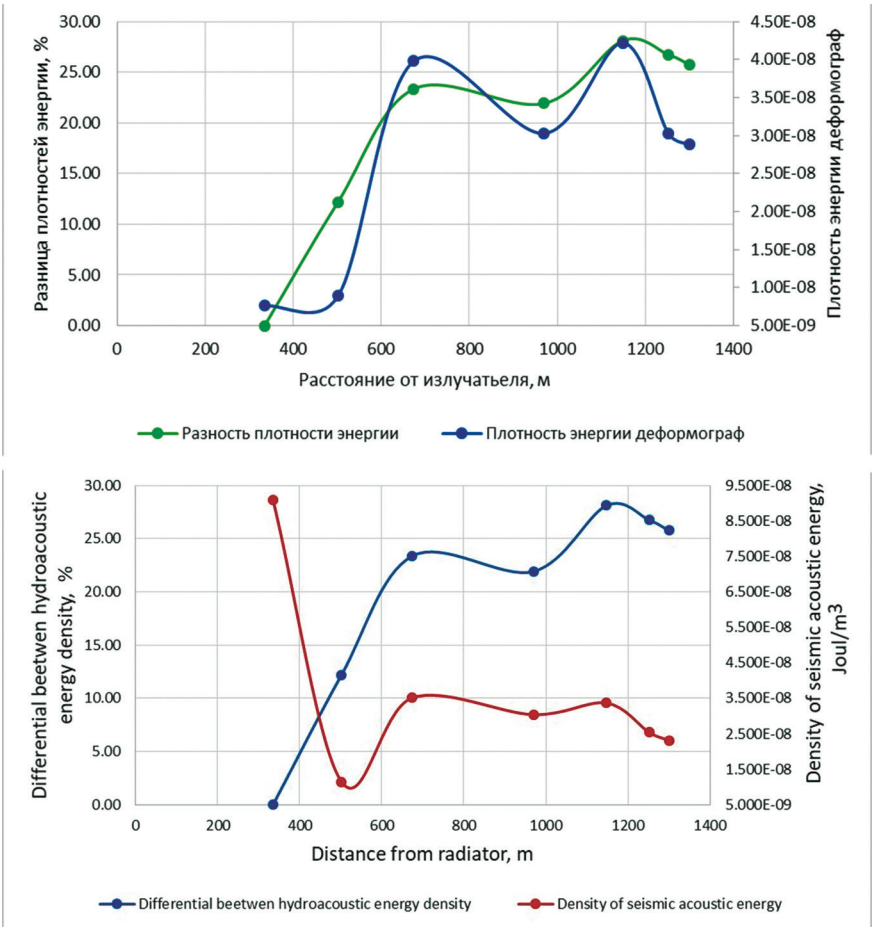

Рис. 11. Графики плотности энергии зарегистрированных колебаний на деформографе и разность плотности энергий эксперимента и цилиндрической расходимости в процентах

Далее проанализируем расчетные данные, приведенные в таблице 2. Анализ делаем с учетом того, что гидроакустическая энергия распространяется по шельфу по цилиндрическому закону и поглощение ее на таких малых дистанциях пренебрежимо мало. Предположим, что к первой точке измерения вся энергия пришла полностью, т.е. потери составили 0%, как в случае эксперимента, так и в случае цилиндрической расходимости, тогда можно в процентном соотношении вычислить, сколько энергии ушло в дно в виде объемных волн и не дошло до

лазерного деформографа. Как видно из пятого столбика, при дистанции от места излучения 335 м в гидроакустическую энергию перешло 83,8% энергии, выдаваемой излучателем. Т.е. в дно ушло в виде объемных волн около 16%. Если сравнивать с результатами работы [12], полученными в эксперименте с низкочастотным гидроакустическим излучателем на 33 Гц, то можно утверждать, что при работе гидроакустического излучателя на 22 Гц в объемные волны ушло значительно меньше энергии, чем при работе гидроакустического излучателя на 33 Гц (78%, [12]). Это возможно только в двух случаях: 1) каждый излучатель имеет определенную диаграмму направленности, ориентация которой определяет величину гидроакустической энергии, распространяющейся по трассе «излучатель – станции приема – лазерный деформограф», 2) глубина моря в месте излучения влияет на величину гидроакустической энергии, «высвечиваемой» излучателем в воду. Заметим, что глубина моря в точке излучения при работе гидроакустического излучателя на 33 Гц равна 30 м при длине гидроакустической волны 45 м. А при работе гидроакустического излучателя на 22 Гц глубина моря составляла 32 м при длине гидроакустической волны 68 м. При сравнении приведенных чисел можно утверждать, что наиболее эффективно излучатель генерирует гидроакустические волны при глубине моря, сравнимой с половиной длины волны, создаваемой им. А при глубине моря, сравнимой с длиной гидроакустической волны, создаваемой им, эффективность этой генерации падает. Для выбора и обоснования одного из выводов необходимы дополнительные комплексные экспериментальные исследования, которые выходят за рамки данной статьи.

Тем не менее, мы можем привести некоторые экспериментальные результаты, полученные при работе гидроакустического излучателя на 22 Гц на больших дистанциях от места приема. Удаленность места расположения гидроакустического излучателя от лазерного деформографа (м. Шульца) составила около 10 и 17 км. На этих дистанциях принято считать гидроакустический излучатель точечным источником. На рис. 12 приведена карта с нанесенными точками излучения, на рис. 13 – участок спектра записи лазерного деформографа при работе излучателя на станции 1, в таблице 4 – полученные экспериментальные данные.

Рис. 12. 21–24, 1 и 1а – точки излучения

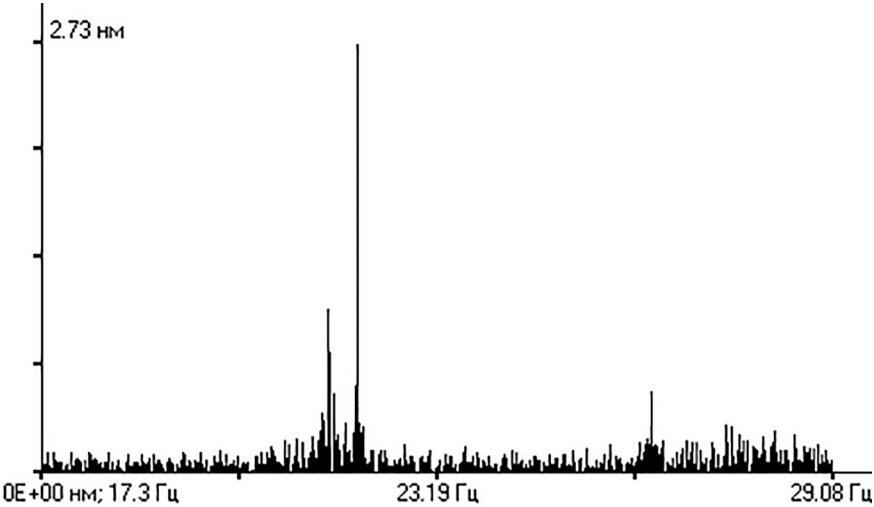

Рис. 13. Участок спектра записи лазерного деформографа

Таблица 3. **Экспериментальные данные второго эксперимента.**

№	Расстояние от точки излучения, м	Угол между осью лазерного деформографа и направлением на источник, градус	Глубина места, м	Плотность энергии излучателя, Дж/м^3	Амплитуда смещения на деформографе, нм	Плотность сейсмоакустической энергии, Дж/м^3	Сейсмоакустика/Излучатель, %
1	17000	20	84	0,0065	3,36	$4{,}29 \times 10^{-10}$	0,12
1А	16500	69	65	0,008	3,3	$1{,}27 \times 10^{-9}$	0,73
21	9200	86	36	0,011	3,06	$5{,}6 \times 10^{-9}$	6,7
22	10100	44	39	0,011	1,77	$1{,}82 \times 10^{-10}$	0,02
23	10050	3	57	0,0085	2,07	$1{,}79 \times 10^{-10}$	0,02
24	9900	54	57	0,01	3,49	$1{,}47 \times 10^{-9}$	0,42

Интерпретировать результаты, приведенные в таблице 4, сложно. Единственно можно утверждать, что при глубинах моря, сравнимых с половиной гидроакустической волны до лазерного деформографа доходит почти в 10 раз больше излученной излучателем энергии, чем при глубинах, сравнимых с длиной излученной гидроакустической волны. При этом мы рассматривали только случай цилиндрической расходимости при распространении сигнала от излучателя к лазерному деформографу. Кроме того, мы пренебрегли затуханием гидроакустического сигнала и не учли строение морского дна, при котором энергия может уноситься в другие слои дна и не доходить до лазерного деформографа. Как видно из рис. 10, при глубинах, равных 36 м, значительная часть гидроакустической энергии уносится в дно. При этом во втором эксперименте расстояние от данной глубины до лазерного деформографа равно почти 10 км. На таких расстояниях при соответствующем строении морского дна существует большая вероятность распространения излученной энергии по слоям морской земной коры, которая не регистрируется лазерным деформографом.

Заключение

В результате проведенных экспериментальных и модельных исследований выявлены общие закономерности распространения низкочастотных гидроакустических волн на шельфе убывающей глубины

и их трансформации в сейсмоакустические волны поверхностного типа на границе «вода – дно». Установлено, что при глубинах моря больше половины гидроакустической волны на 9–10% около 4–7% энергии гидроакустических волн трансформируется в сейсмоакустическую энергию волн рэлеевского типа. При уменьшении глубины процентная доля трансформированной энергии резко возрастает.

Полученные экспериментальные результаты позволили определить критическую глубину, при которой шельф «запирает» прохождение гидроакустической энергии в воде на частоте 22 Гц. Она очень хорошо совпадает с теоретическими расчетами и равна 17,8 м. Можно ожидать, что с понижением частоты излучаемого гидроакустического сигнала этот эффект будет проявляться на больших глубинах. Так, например, при излучении гидроакустического сигнала на частоте 1 Гц на шельфе убывающей глубины с аналогичными упругими параметрами морского дна не будет этого гидроакустического сигнала в воде, начиная с глубин около 390 м.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке темы АААА-А20-120021990003-3 «Изучение фундаментальных основ возникновения, развития, трансформации и взаимодействия гидроакустических, гидрофизических и геофизических полей Мирового океана».

Литература

1. Dolgikh G.I., Dolgikh S.G., Pivovarov A.A., et al. The feasibility of laser strainmeters for sea floor diagnostics // Doklady Earth Sciences. 2013. V. 452. N1. P. 971–975. DOI: 10.7868/S0869565213280165.
2. Dolgikh G.I., Budrin S.S., Dolgikh S.G., et al. Development of tomographic technology for the Earth's crust in the shelf regions // Doklady Earth Sciences. 2017. V. 475. N 1. P. 811–815. DOI: 10.1134/S1028334X17070121.
3. Dolgikh G.I., Budrin S.S., Dolgikh S.G., et al. Particulars of a transmitted acoustic signal at the shelf of decreasing depth // J. Acoust. Soc. Am. October 2017. 142 (4). P. 1990–1996. https://doi.org/10.1121/1.5006904.
4. Dolgikh G.I., Dolgikh S.G., Pivovarov A.A., et al. A Hydroacoustic System that Radiates at Frequencies of 19–26 Hz // Instruments and Experimental Techniques. 2017. № 4. P. 596–600. DOI: 10.1134/S0020441217030186.
5. Dolgikh G.I. Principles of designing single-coordinate laser strainmeters // Technical Physics Letters. 2011. V. 37. N 3. P. 204–206.
6. Dolgikh G. I., Chupin V.A. Experimental estimate for the transformation of underwater acoustic radiation into a seismoacoustic wave // Acoust. Phys. 2005. V. 51 (5). P. 538–542.

7. Lee S. J., Chen H.W., Liu Q., et al. Three-dimensional simulations of seismic wave propagation in the Taipei basin with realistic topography based upon the spectral-element method // Bull. Seism. Soc. Am. 2008. V. 98 (1). P. 253–264. DOI: 10.1785/0120070033.
8. Komatitsch D., Tromp J. Introduction to the spectral-element method for 3-D seismic wave propagation // Geophys. J. Int. 1999. V. 139. P. 806–822.
9. Tromp J., Komatitsch D., Liu Q. Spectral-element and adjoint methods in seismology // Commun. Comput. Phys. 2008. V. 3. P. 1–32.
10. Xie Z., Matzen R., Cristini P., et al. A perfectly matched layer for fluid-solid problems: Application to oceanacoustics simulations with solid ocean bottoms // J. Acoust. Soc. Am. 2016. V. 140 (1). P. 165–175.
11. Geuzaine C., Remacle J.-F. Gmsh: A 3-D finite element mesh generator with built-in pre- and post-processing facilities // Int. J. Numer. Meth. Eng. 2009. V. 79 (11). P. 1309–1331.
12. Dolgikh G.I., Budrin S.S., Ovcharenko V.V., Plotnikov A.A. Peculiarities of spreading of acoustic waves over a shelf with decreasing depth // Doklady Earth Sciences. 2016. V. 470. Part 1. P. 950–953. DOI: 10.1134/S1028334X1609004X.
13. Бреховских Л.М. Волны в слоистых средах // Изд-во Наука., 1973. 343 с.

References

1. Dolgikh G.I., Dolgikh S.G., Pivovarov A.A., et al. The feasibility of laser strainmeters for sea floor diagnostics // Doklady Earth Sciences. 2013. V. 452. N1. P. 971–975. DOI: 10.7868/S0869565213280165.
2. Dolgikh G.I., Budrin S.S., Dolgikh S.G., et al. Development of tomographic technology for the Earth's crust in the shelf regions // Doklady Earth Sciences. 2017. V. 475. N 1. P. 811–815. DOI: 10.1134/S1028334X17070121.
3. Dolgikh G.I., Budrin S.S., Dolgikh S.G., et al. Particulars of a transmitted acoustic signal at the shelf of decreasing depth // J. Acoust. Soc. Am. October 2017. 142 (4). P. 1990–1996. https://doi.org/10.1121/1.5006904.
4. Dolgikh G.I., Dolgikh S.G., Pivovarov A.A., et al. A Hydroacoustic System that Radiates at Frequencies of 19–26 Hz // Instruments and Experimental Techniques. 2017. № 4. P. 596–600. DOI: 10.1134/S0020441217030186.
5. Dolgikh G.I. Principles of designing single-coordinate laser strainmeters // Technical Physics Letters. 2011. V. 37. N 3. P. 204–206.
6. Dolgikh G.I., Chupin V.A. Experimental estimate for the transformation of underwater acoustic radiation into a seismoacoustic wave // Acoust. Phys. 2005. V. 51 (5). P. 538–542.
7. Lee S.J., Chen H.W., Liu Q., et al. Three-dimensional simulations of seismic wave propagation in the Taipei basin with realistic topography based upon the spectral-element method // Bull. Seism. Soc. Am. 2008. V. 98 (1). P. 253–264. DOI: 10.1785/0120070033.

8. Komatitsch D., Tromp J. Introduction to the spectral-element method for 3-D seismic wave propagation // Geophys. J. Int. 1999. V. 139. P. 806–822.
9. Tromp J., Komatitsch D., Liu Q. Spectral-element and adjoint methods in seismology // Commun. Comput. Phys. 2008. V. 3. P. 1–32.
10. Xie Z., Matzen R., Cristini P., et al. A perfectly matched layer for fluid-solid problems: Application to oceanacoustics simulations with solid ocean bottoms // J. Acoust. Soc. Am. 2016. V. 140 (1). P. 165–175.
11. Geuzaine C., Remacle J.-F. Gmsh: A 3-D finite element mesh generator with built-in pre- and post-processing facilities // Int. J. Numer. Meth. Eng. 2009. V. 79 (11). P. 1309–1331.
12. Dolgikh G.I., Budrin S.S., Ovcharenko V.V., Plotnikov A.A. Peculiarities of spreading of acoustic waves over a shelf with decreasing depth // Doklady Earth Sciences. 2016. V. 470. Part 1. P. 950–953. DOI: 10.1134/S1028334X1609004X.
13. Brekhovskikh L.M. Waves in layered media // Publishing: Nauka. 1973. 343 p.