

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ТИХООКЕАНСКИЙ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ им. В.И. ИЛЬЧЕВА
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ТРИНАДЦАТЫЙ ВСЕРОССИЙСКИЙ СИМПОЗИУМ

ФИЗИКА ГЕОСФЕР

МАТЕРИАЛЫ ДОКЛАДОВ



11-15 сентября 2023 г.
г. Владивосток

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ТИХООКЕАНСКИЙ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
ИМ. В.И. ИЛЬЧЕВА
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

VI. Il'ichev Pacific Oceanological Institute
Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences



ТРИНАДЦАТЫЙ ВСЕРОССИЙСКИЙ СИМПОЗИУМ

13-th All-Russia Symposium

ФИЗИКА ГЕОСФЕР

Physics of Geospheres

11–15 сентября 2023 года

September 11-15, 2023, Vladivostok, Russia

Материалы докладов

Proceedings

Vladivostok
2023

УДК 550.34; 551.467; 551.467; 528.88; 534.222.2; 551.463.2; 534.23; 681.2; 551.24:528.7

Физика геосфер: Тринадцатый Всероссийский симпозиум, 11–15 сентября 2023 г., Владивосток, Россия: мат. докл. / Министерство науки и высшего образования Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2023. – 408 с. ISBN 978-5-6049683-8-3

В сборнике освещены современные методы и средства мониторинга и томографии геосфер зоны перехода системы «атмосфера-гидросфера-литосфера», физические аспекты инфразвуковых и звуковых процессов и явлений, особенности геолого-геофизических структур, модельно-теоретические направления сейсмоакустико-гидрофизических процессов.

Адресован специалистам в области гидроакустики, океанологии, геофизики, оптической физики и др.

Программный комитет

академик РАН Долгих Г.И.
д.ф.-м.н. Ярошук И.О.
к.т.н. Громашева О.С.
д.ф.-м.н. Короченцев В.И.
д.ф.-м.н. Луговой В.А.
д.т.н. Моргунов Ю.Н.

Организационный комитет:

Председатель: д.т.н. Долгих С.Г.
Зам. председателя: к.ф.-м.н. Чупин В.А.
Ответственный секретарь: инженер Новикова О.В.

Члены комитета:

к.т.н. Яковенко С.В.
к.т.н. Швец В.А.
к.ф.-м.н. Будрин С.С.
вед.инж. Окунцева О.П.
н.с. Вакульская Н.М.

Утверждено к печати Ученым советом ТОИ ДВО РАН.

Симпозиум проводится при финансовой поддержке ДВО РАН.

Physics of Geospheres: 13-th All-Russia Symposium, September 11-15, 2023, Vladivostok, Russia: Proceedings / V.I.Ilichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS. – Vladivostok: 2023.- 408 p.

The collection of papers concerns modern methods and means of monitoring and tomography of geospheres in a transition zone “atmosphere-hydrosphere-lithosphere”, physical aspects of infrasonic and sound processes and phenomena, features of geological-geophysical structures, modelling-theoretical studies of seismic-acoustic-hydrophysical processes.

It is intended for experts in the field of hydroacoustics, oceanology, geophysics, optical physics, etc.

ФИЗИКА ГЕОСФЕР

При изучении различных процессов Земли необходимо решить задачи по определению механизмов их возникновения, развития, трансформации с последующей диссипацией. Как правило отдельными исследователями решаются эти задачи в пределах одной-двух геосфер, что сильно искажает выводы по полученным результатам. Данный симпозиум, который проводится уже в течении 25 лет, направлен на решение задачи по объединению усилий различных исследователей при изучении различных процессов Земли во всех геосферах. Мы обращали внимание на процессы, происходящие в атмосфере, гидросфере и литосфере, включающих все наши оболочки – газообразную, жидкую и твёрдую. Конечно мы не выделяем их вариации и не рассматриваем их трансформации при изменении агрегатного состояния. При изучении отдельных особенностей изучаемых процессов в указанных геосферах мы приходим к выводу, что в дальнейшем необходимо включать биосферные процессы. В качестве характерного примера можно привести результаты, полученные при возникновении, динамики, трансформации и диссипации явления «голос моря», открытый в Атмосфере ещё в далёком 1935 году. В этом энергетическом взаимодействии участвуют все геосферы. Тайфун приводит к образованию морских волн больших периодов и амплитуд. При возможном взаимодействии морских волн с ветром в Атмосфере возникают инфразвуковые колебания, названные В.В. Шулейкиным «голос моря» (в настоящее время физика этого возникновения до конца не определена). Атмосферные колебания «голос моря» приводят к образованию микросейсм «голос моря», распространяющихся по земной коре на большие расстояния. Т.е. налицо взаимодействие трёх геосфер. Но распространяющиеся в атмосфере или в земной коре колебания «голос моря» в частотном диапазоне 6–9 Гц оказывают колоссальное влияние на психофизическое состояние человека, иногда сопровождающееся летальным исходом. Это очень важное взаимодействие и влияние до сих пор никем не изучено. Более того, к данным исследованиям в фундаментальной науке не приступали. Приведённый пример говорит о влиянии геосферных процессов на человека. Но такое же колоссальное воздействие они должны оказывать на все организмы биосферы, только в разных частотных диапазонах. Изучение взаимодействий в системе «атмосфера-гидросфера-литосфера-биосфера» возможно прольёт свет на некоторые особенности поведения биообъектов перед возникновением различных катастрофических процессов Земли, приблизив нас к решению задач по их краткосрочному прогнозу.

Академик РАН Г.И. Долгих

Секция 1

**СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ И СРЕДСТВА
МОНИТОРИНГА И ТОМОГРАФИИ
ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН**

РЕЗУЛЬТАТЫ МОНИТОРИНГА ПОЛЕЙ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ НА НЕФТЕГАЗОПЕРСПЕКТИВНЫХ АКВАТОРИЯХ

Александрова А.Г.

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН), г. Москва,
osh.morgeo@mail.ru*

В данной работе представлены результаты по оценке изменчивости геохимических параметров углеводородных газов (метана и его гомологов) на основе анализа данных по результатам профильной газогеохимической съемки методом непрерывного профилирования на Кольско-Канинской моноклинали и на Долгинском лицензионном участке в Печорском море. При проведении площадной газогеохимической съемки представляет наибольший интерес выявление эпигенетической составляющей, отражающей как структурно-тектоническое строение исследуемой акватории, так и проявление газовых эманаций, связанных с наличием скоплений углеводородов (УВ) в разрезе осадочного чехла, кроме того, данные исследования являются и шагом к пониманию процессов консервации и выбросов метана. Основными объектами исследования при использовании геохимических методов в указанных целях являются поверхностные донные осадки и придонная вода [1].

Не менее важной сопутствующей задачей при этом может являться подтверждение информативности результатов газогеохимических исследований при оценке перспектив нефтегазоносности исследованных площадей. По данным Государственной геологической съемки масштаба 1:1 000 000 на листах R- 35, 36, 37, газонасыщенность донных осадков газообразными углеводородами в качестве фоновых показателей изменяется в пределах до 1×10^{-3} объемных процента по метану, а аномальные содержания – более 10×10^{-3} , достигая ураганных концентраций (первые $\text{см}^3/\text{кг}$ грунта), которые были отмечены в районе траверза м. Канин Нос [2]. Ранее проведенные исследования [3] показывают, что метан растворим и активно окисляется в донных осадках и воде, хотя в случае аномально быстрого выброса большого объема газа не исключено, что существенная его часть преодолет водную толщу, при нормальных условиях лишь незначительная часть метана, посте-

пенно выделяющегося из донных осадков в водную толщу, достигает атмосферы.

В Баренцевом море – одной из наиболее крупных и изученных шельфовых областей в пределах нефтегазоносных бассейнов на Кольском шельфе в пределах Кольско-Канинской моноклинали (2016 г.), а также в пределах Долгинского лицензионного участка в Печорском море (2005 г.) в связи с расширением поисковых и разведочных работ на нефть и газ в морских акваториях, включая шельфовые области были проведены аналитические измерения по содержанию газовой компоненты из дегазированной придонной воды и в газовой фазе донных осадков. В пределах анализируемых сводных выборок по содержанию метана выделены совокупности и установлены закономерности распределения полей их концентрации в обстановках указанных участков, благодаря чему пред-

ставляется возможным практическое использования газовой составляющей, например, в качестве критерия для поиска и прогноза нефтегазовых залежей. Также, были получены статистические параметры распределения содержаний метана, предельных и непредельных углеводородов в газовой фазе донных осадков и придонной воде данных морских участков.

В Печорском море пробоотбор донных осадков проводился боксорером (25 проб) и STD-зондирование водной толщи с отбором проб воды из придонно-пограничного слоя водной толщи был проведен в октябре 2016 г. Углеводородные газы (УВГ) в донных

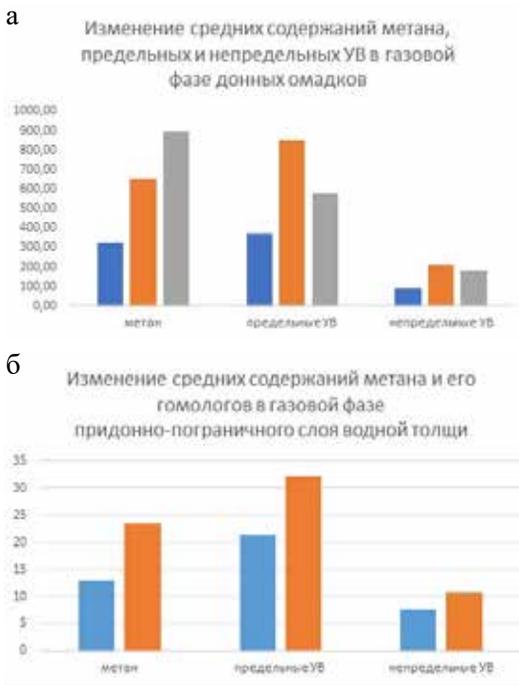


Рис. 1. а) Изменение содержаний метана, предельных и непредельных УВ в газовой фазе донных осадков Печорского моря. б) Изменение средних содержаний метана и его гомологов в газовой фазе придонно-пограничного слоя водной толщи Печорского моря. Примечание: значения содержаний метана уменьшены в 10 раз

осадках представлены метаном (до 79,06 %), этаном (8,20 %), и этиленом (1,63 %), пропаном (и пропиленом до 4,57%), *i*- и *n*-бутаном (в сумме до 2,23 %), *i*- и *n*-пентаном (в сумме до 1,61 %), бутен-1+ *i*-бутилен (в сумме до 1,02 %). УВГ в воде придонного слоя представлены метаном (80,88 %), этиленом (1,44 %), этаном (7,52 %), пропаном (4,54 %), пропилен (1,44 %), *i*-бутан (0,35 %), бутен-1+ *i*-бутилен (2,04 %), *i*-пентан (0,72 %), *n*-пентан (1,03 %) (Рис. 1, 2).

В пределах анализируемой сводной выборки донных осадков по содержанию метана выделяются три совокупности (рис. 1а), а для воды из придонно-пограничного слоя водной толщи в пределах анализируемой сводной выборки (рис. 1б). по содержанию метана выделяются две совокупности. При этом различия по содержанию метана, предельных и непердельных УВ являются статистически значимы. Положительная корреляция содержаний метана и предельных УВ, метана и непердельных УВ, предельных и непердельных УВ подтверждена рассчитанными коэффициентами корреляции. Указанное свидетельствует о едином процессе поступления и, как следствие, наличия скоплений залежей УВ в разрезе осадочного чехла.

В пределах Кольско-Канинской моноклинали в 2005 г. опробование проводилось боксорером с площадью захвата 0,1 м² и проникновением в грунт на 40 см и 3-х метровой гравитационной трубкой. Дегазация донных осадков и проб воды проводилась на дегазационной установке.

Лицензионные участки «Кольский-1», «Кольский-2», «Кольский-3» расположены, в основном, в пределах северного склона Кольского (Нордкапского) желоба. Днище этого желоба частично входит в границы полигонов «Кольский-1», «Кольский-2», а на полигоне «Кольский-3» занимает около половины его площади. Северо-восточные углы всех трех полигонов выходят на Мурманскую возвышенность (Южно-Мурманскую банку). Таким образом, северный склон и прилегающая к нему часть днища Кольского желоба являются основными региональными геоморфологическими элементами, которые определяют геоэкологические и инженерно-геологические условия на данных полигонах. Средние значения метана и его гомологов приведены в объемных процентах $\times 10^4$ (ppm) и в абсолютных содержаниях – в см³ на кг осадка.

УВГ в донных осадках представлены метаном (до 81,97 %), этиленом (в сумме до 6,81 %), пропилен (10,38 %) и пропаном (в сумме до 0,82). УВГ в придонном слое воды представлены метаном (до 67,50 %), этиленом (в сумме до 11,95 %), этан (19,20 %) и пропаном (1,34 %).

В пределах сводной выборки из придонно-пограничного слоя водной толщи (Рис. 2а) по содержанию метана выделяются шесть совокупностей. В пределах анализируемой сводной выборки по содержанию метана в газовой фазе донных осадков выделяются восемь сово-

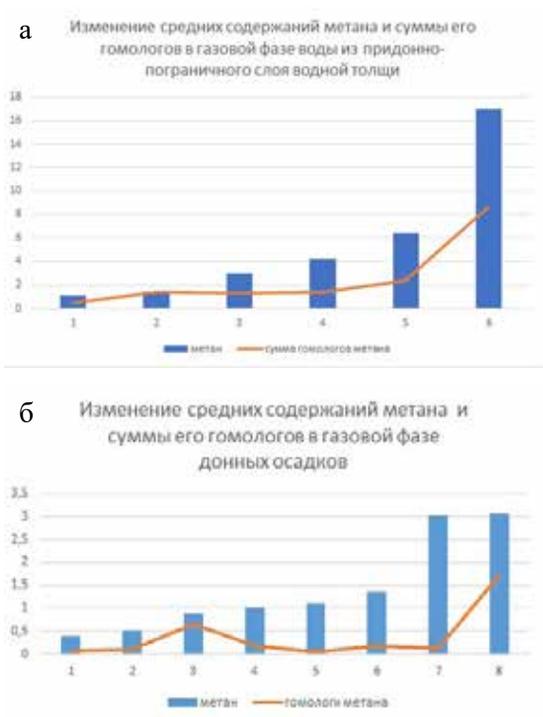


Рис. 2. Соотношение содержания метана и суммы его гомологов в газовой фазе: а) в газовой фазе придонно-пограничного слоя водной толщи (1–6 – выделяемые совокупности); б) в газовой фазе донных осадков (1–8 – выделяемые совокупности)

купностей (Рис. 2б). При этом различия в обоих случаях по содержанию метана являются статистически значимыми, в меньшей степени различия отмечаются для суммы гомологов метана. На Рис. 2а сопоставление изменения средних содержаний метана и суммы его гомологов указывает на коррелированность средних значений метана и суммы его гомологов, что может свидетельствовать о едином источнике и свидетельствуют об унаследованности как по составу, так и по генезису газовой фазы донных осадков, а также указывает на возможное наличие скоплений углеводородов нефтяного типа в разрезе осадочного чехла,

что подтверждается рассчитанными коэффициентами корреляции. Сопоставление изменений средних содержаний метана и суммы его гомологов (Рис. 2б) указывает на существенное влияние сингенетического (биогенного) накопления метана, что практически проявляется в отсутствии коррелированности средних значений метана и суммы гомологов метана. Исключение составляют выборки 3 и 8, где отмечается резкое возрастание метана и суммы гомологов, что отражает эпигенетическую составляющую в накоплении метана и суммы гомологов, может свидетельствовать о возможном наличии скоплений углеводородов нефтяного типа в разрезе осадочного чехла. Исключение составляет выборка 7, в которой существенно проявляется поступление метана за счет разложение органического вещества, что проявляется в отрицательной корреляции метана и суммы его гомологов.

Обобщение и сравнительный научный анализ настоящих и полученных ранее данных о газоносности в воде придонно-пограничного слоя и донных осадков и особенностей ее распределения позволяет приблизиться к реальному пониманию геологической природы ее формирования в различных геоструктурных элементах.

На примере газогеохимических исследований на континентальном шельфе Баренцева и Печорского морей показано соотношение региональных и локальных закономерностей распределения углеводородных газов. Обобщение и сравнительный анализ настоящих и полученных ранее данных о газоносности в воде придонно-пограничного слоя и донных осадков и особенностей ее распределения позволяет приблизиться к реальному пониманию геологической природы формирования газоносности в различных геоструктурных элементах.

Литература

1. Илатовская П.В., Семенов П.Б., Рыськова Е.О., Портнов А.Д., Серов П.И. Распределение газообразных углеводородов в донных отложениях и придонно-пограничном слое водной толщи континентального шельфа Южного Вьетнама // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7. № 3. ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», Санкт-Петербург, Россия. URL: http://www.ngtr.ru/rub/1/54_2012.pdf
2. [Информационные ресурсы. URL: <https://vsegei.ru/ru/info/ggk/izuchennost/>]
3. Andreassen K., Hubbard A., Winsborrow M., Patton H., Vadakkepuliymbatta S., Plaza-Faverola A., Gudlaugsson E., Serov P., Deryabin A., Mattingsdal R., Mienert J., Bünz S. Massive blow-out craters formed by hydrate-controlled methane expulsion from the Arctic seafloor // *Science*. 2017. V. 356. P. 948–953. DOI: 10.1126/science.aal4500.

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ВЕТРОВОГО ДРЕЙФА НА РАСЧЁТ СКОРОСТЕЙ ТЕЧЕНИЙ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

Алексанина М.Г.^{1,2}

¹*Институт автоматизации и процессов управления ДВО РАН, Владивосток*

²*Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток*

margeo@mail.ru

Для расчёта скоростей течений на поверхности океана используются измерения со спутниковых альтиметров для оценки высоты уровенной поверхности моря, зная которую можно рассчитать скорости течений, а также используются спутниковые изображения в ИК (тепловом) и видимом диапазоне спектра по временной последовательности которых можно оценить скорости течений, прослеживая перемещения оптических неоднородностей (морских маркеров). Эти два подхода к оценке скоростей течений на основе данных, полученных разными инструментами и методами, дополняют друг друга. При этом необходимо иметь в виду, что оценивают эти два подхода разные компоненты скорости на поверхности моря [1,2]. По измерениям спутниковых альтиметров рассчитывают геострофическую компоненту скорости. Прослеживание оптических неоднородностей по временной последовательности изображений «ловит» ещё и агеострофические компоненты. Выделяют две агеострофические компоненты [2]. Одна обусловлена кривизной потока. Вторая компонента обусловлена воздействием ветра на поверхность океана. В результате воздействия ветра генерируется экмановский дрейф и стоковская компонента скорости, обусловленная волнением. И хотя теория явлений детально разработана, высокой точности совпадений с практическими измерениями не наблюдается [2].

Проведенные эксперименты показали [3], что для средних широт в Японском море в спутниковых скоростях перемещений морских маркеров на поверхности моря ветровой (экмановский) дрейф проявляется. Среднее направление скорости перемещения морских маркеров стабильно отклоняется вправо от направления ветра на угол в среднем около 90 градусов. Из-за ветрового перемешивания перемещение термических неоднородностей (морских маркеров) будет обусловлено перемещением слоя некоторой толщины, пропорциональной скорости ветра. Перемешивание формирует квазиоднородный слой, имеющий, фактически, посто-

янную температуру [2]. Хорошая модель формирования квазиоднородного слоя приведена в работе [4]. Но она требует знаний о стратификации приповерхностного слоя, приводном трении ветра и обмене энергией через поверхность, что недоступно для произвольного участка океана.

Существует упрощённая и часто используемая эмпирическая модель расчёта глубины перемешанного слоя (MLD) для прогнозирования вариации глубины перемешанного слоя MLD с использованием скорости ветра (U), периода (T_s) и высоты волны (H_s) [5]:

$$\mathbf{MLD} = 12.5 \times H_s + 0.2 \times (U \times T_s)$$

В работе «Coastal Engineering Manual» (CEM) [6] приведено эмпирическое соотношение для высоты полностью сформированной волны, которое может использоваться для оценки верхней границы высоты волны при любой скорости ветра: $H_s = \lambda_s \times U^2 / g$, где H_s – высота полностью сформированной волны; λ_s – безразмерный коэффициент, приблизительно равный 0.27; U – скорость ветра на высоте 10м; g – ускорение свободного падения. Тогда для высоты волны получаем: $H_s = 0,27 \times U^2 / g$.

Для полностью сформированной волны, когда высота волны не зависит от ветрового разгона, выполняется соотношение $g \times T_s / u_f = 2,398 \times 10^2$, где u_f – скорость трения (скорость на уровне поверхности воды) [6]. Коэффициент аэродинамического сопротивления C_D для связи скорости трения u_f со скоростью ветра U выражается с одной стороны как $C_D = u_f^2 / U^2$, а с другой стороны оценивается как $C_D = 10^{-3} \times (1,1 + 0,0035 \times U)$ [6]. Отсюда находим скорость трения $u_f = (C_D)^{1/2} \times (U^2)^{1/2} = U \times (C_D)^{1/2}$. Тогда период волны T_s через ветер U выражается так:

$$\mathbf{T_s} = 2,398 \times U / g \times (0,11 + 0,0035U)^{1/2}$$

В итоге получаем оценку глубины перемешанного слоя MLD через скорость ветра U :

$$\mathbf{MLD} = U^2 / g \times (3,375 + 0,4796 \times (0,11 + 0,0035U)^{1/2})$$

Есть и другой подход к оценке параметров волнения – по Васильеву К.П. [7]. Для открытых районов океана элементы волн рассчитываются на основе предельного разгона – $D^* = 30 \times U^2 \times \delta = (30 \times U^2) / (0,9 \times (100 + U^2)^{1/2})$, крутизны волны – $\delta = 1 / (0,9 \times (100 + U^2)^{1/2})$, высоты волны – $H_s = 0,073 \times U^2 \times ((30 / (0,9 \times (100 + U^2)^{1/2}))^{1/2})$. Тогда период волны и глубина перемешанного слоя выражаются так

$$\begin{aligned} \mathbf{T_s} &= 0,8 \times (\lambda)^{1/2} = 0,8 \times (0,073 \times U \times (D^{1/2} * \delta)^{1/2}) = \\ &= 0,216 \times U \times ((30 / (0,9 \times (100 + U^2)^{1/2}))^{1/2})^{1/2} \end{aligned}$$

$$\mathbf{MLD} = U^2 \times [0,9125 \times ((30 / (0,9 \times (100 + U^2)^{1/2}))^{1/2}) + 0,0432 \times ((30 / (0,9 \times (100 + U^2)^{1/2}))^{1/2})^{1/2}]$$

Для акватории течения Куроисио к востоку от Японии был рассмотрен ветер, значения которого брались по данным глобальной системы метеорологических прогнозов GFS (Global Forecast System, NCEP) [Global Forecast System (GFS). <https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/model-data/model-datasets/global-forecast-system-gfs>]. Было рассмотрено 4 значения скорости ветра 1 м/с, 5 м/с, 10 м/с, 15 м/с. Оценки глубины перемешанного слоя MLD разными подходами для рассматриваемой акватории были сведены в таблицу 1.

Таблица 1. Оценки глубины

U м/с	MLD м (CEM [6])	MLD м (по Васильеву [7])
1	0,360	1,898
5	9,046	45,305
10	36,302	163,752
15	81,926	342,179

Из таблицы 1 видно, что глубина перемешанного слоя по уточненным формулам из «Coastal Engineering Manual» [6] минимальна по сравнению с оценкой по формулам для судоводителей из Васильева К.П. [7], её и будем использовать.

Для оценки дрейфа по глубине перемешанного слоя интегрируем экмановскую спираль [3]. Одним из ключевых параметров расчёта является коэффициент турбулентной вязкости A . Анализируя наблюдения за дрейфом судов, Боуден предложил [8] для коэффициента турбулентной вязкости A использовать формулу $A=1,37 \times 10^{-4} \times U$ м²/с, которая даёт значение в два с лишним раза меньшее, чем значение по формуле Экмана: $A=3,745 \times 10^{-4} \times U$ м²/с.

Для выбранных 4-х значений скорости ветра U м/с были сделаны оценки ключевых гидродинамических параметров. Это глубина перемешанного слоя MLD м, скорость на поверхности моря V_0 м/с, средняя скорость перемешанного слоя V_{MLD} м/с и перепад динамической высоты на 100 км, обусловленный ветровым дрейфом ΔDT_{wind} (таблица 2).

Из таблицы 2 видно, что средняя скорость ветрового дрейфа на поверхности исследуемой акватории существенно меньше 2% согласно классической теории Экмана и даже меньше 1% от скорости ветра. Полученные оценки подтверждают выводы проведённого исследования [3], которое показало, что спутниковые оценки скорости течений по морским маркерам на поверхности моря соответствуют суммарному переносу потока воды в направлении, близком к перпендикулярному от направления ветра, а не течению тонкого слоя на поверхности моря.

Таблица 2. а) коэффициента турбулентной вязкости A по Боудену

U м/с	V_0 м/с	Глубина MLD м	Средняя скорость смещения в слое V_{MLD} м/с	ΔDT_{wind} в м на 100 км	Угол дрейфа от ветра
1	0,008	0,36	0,007	0,007	51,12
5	0,042	9,05	0,024	0,023	70,20
10	0,084	36,3	0,029	0,028	85,47
15	0,127	81,9	0,028	0,027	91,25

Таблица 2. б) коэффициента турбулентной вязкости A по Экману

U м/с	V_0 м/с	Глубина MLD м	Средняя скорость смещения в слое V_{MLD} м/с	ΔDT_{wind} в м на 100км	Угол дрейфа от ветра
1	0,008	0,36	0,008	0,008	49,94
5	0,042	9,05	0,031	0,029	66,04
10	0,084	36,3	0,0443	0,042	80,77
15	0,127	81,9	0,0487	0,046	88,63

В правом предпоследнем столбце Таблицы №2 приведена оценка величины перепада урвенной поверхности, обусловленная экмановским дрейфом, при худшем направлении ветра, то есть перпендикулярно к направлению, по которому считался перепад урвенной поверхности моря. Видно, что величина перепада урвенной поверхности моря за счёт ветрового дрейфа сопоставима с точностью альтиметрических измерений 0,03-0,05 м. При росте ветра экмановская компонента дрейфа перемешанного слоя нарастает. Но рост её быстро прекращается, так как с ростом скорости ветрового дрейфа на поверхности растёт и глубина перемешанного слоя.

Расчёт перепада урвенной поверхности вдоль альтиметрических трасс в момент измерения спутником показал хорошее соответствие двух типов измерений [1]. Использование скоростей течений, строящихся по последовательности изображений, показывает, что в пространстве между трассами альтиметрических спутников ошибки аппроксимации альтиметрических измерений остаются высокими.

Литература

1. Алексанина М.Г., Загуменнов А.А., Шувалов Б.В. Оценка перепадов урвенной поверхности моря: скорости перемещений морских маркеров по ИК-изображе-

- ниями в сравнении с данными спутниковой альтиметрии // *Метеорология и гидрология*. 2023. №1. С.43-53. DOI: 10.52002/0130-2906-2023-1-43-53
2. Isern-Fontanet J., Ballabrera-Poy J., Turiel A., Garcia-Ladona E. Remote sensing of ocean surface currents: a review of what is being observed and what is being assimilated // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2017. V. 24. No. 4. P. 613–643. <https://doi.org/10.5194/npg-24-613-2017>.
 3. Aleksanina M., O. Korostyleva O. Estimation of wind drift component of sea surface currents velocities retrieved on satellite imagery // *Marine Science and Technology for Sustainable Development: Abstracts of the 26th International Conference of Pacific Congress on Marine Science and Technology (PACON-2019), July 16–19, 2019, Vladivostok, Russia*. С. 313.
 4. Soloviev A., Lukas R., Hacker P. An approach to parameterization of the oceanic turbulent boundary layer in the western Pacific warm pool // *Journal of Geophysical Research*. 2001. V.106. No. C3. P. 4421-4435. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1029/2000JC900154>
 5. Swain J., Shukla R.K., Raghunadha Rao, A. et al. Observations of wind and waves in the central Bay of Bengal during BOBMEX-99 and their effect on mixed layer depth variability due to forced mixing. // *Journal of Earth System Science*. 2003. V. 112. P. 255–266. <https://doi.org/10.1007/BF02701991>
 6. Choi B-Y, Jo H-J, Lee K-H, Byoun D-H Development of Wind Induced Wave Predict Using Revisited Methods // *Journal of Advanced Research in Ocean Engineering*. 2018. V. 4. No. 3. P. 124–134. DOI:10.5574/JAROE.2018.4.3.124.
 7. Васильев К.П. Что должен знать судоводитель о картах погоды и состояния моря. Ленинград: Гидрометеиздат, 1980. 230 с.
 8. Боуден К. Физическая океанография прибрежных вод: Пер. с англ. М.: Мир, 1988. 324 с.

ИСПЫТАНИЯ ДАТЧИКОВ В ДИНАМИКЕ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ УСТОЙЧИВОСТИ ПЛАВУЧЕЙ ПЛАТФОРМЫ

**Артемьев А.В.¹, Горшков А.А.¹, Громашева О.С.²,
Оськин Д.А.¹, Хайдаров З.Х.³**

¹*Морской государственный университет им. Адм. Г.И. Невельского, г. Владивосток*

²*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток*

³*ООО Проектная компания «Политест», г. Владивосток*

При исследованиях взаимодействия океана и атмосферы возникает необходимость расположения приборов на плавучей платформе. Для этого была разработана система, позволяющая провести исследования устойчивости такой платформы.

Центр тяжести плавучей платформы, как и любого другого объекта – это точка приложения результирующей силы его тяжести. Достаточно важным параметром является метацентрическая высота – основной критерий оценки остойчивости объекта на малых углах наклонения.

Разработан проект программно-аппаратного комплекса, предназначенного для исследования устойчивости платформы. С его помощью повышается точность измерений углов наклонения платформы, а главное, сокращается время от начала опыта до получения результата расчета. Проведена экспериментальная проверка, стендовые испытания характеристик эксплуатации и точности измерения новой системы. Как правило, в таких системы используются электронные датчики угла наклона, либо гироскопические приборы и устройства [1–4].

Для проверки соответствия заявленных характеристик датчика с его реальными возможностями были проведены стендовые испытания. В работе использовался динамический режим испытаний, целью которых являлось определение динамической точности датчика при качке и возмущении возникающих ускорений.

Для проведения лабораторных испытаний датчика на динамическую точность показаний был собран специальный стенд маятникового типа. Структурно он представляет из себя основание и свободно качающуюся штангу. Измеряемое отклонение штанги снималось и оцифровывалось аналого-цифровым преобразователем и обрабатывалось микроконтроллером, который вычислял значение угла отклонения. Выходные данные с датчика угла наклона преобразовывались преобразователем уровня TTL в RS-422 для передачи на расстояние и поступали на вход микроконтроллера.

лера, где помечались значением времени поступления и соответствующим углом отклонения стэнда для синхронизации результатов изменения во времени. Синхронизированные данные передавались на персональный компьютер, где производилась их запись.

Испытания проводились при различных статических углах отклонения штанги, различных амплитудах колебаний и расстояниях датчика от точки подвеса штанги. Каждое испытание при одинаковых параметрах повторялось не менее 3 раз. Пример временной диаграммы испытаний приведен на рис. 1.

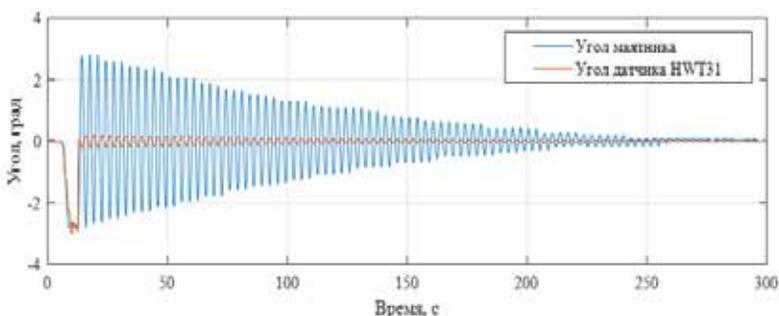


Рис. 1. Пример временной диаграммы записи углов отклонения датчика и штанги маятника во время испытаний.

Изначально испытания проводились с датчиком НWT905. При испытаниях с выполнением удержания перед запуском колебаний не были выявлены значительные отклонения измеренных датчиком амплитуд изменения угла и рассчитанных по ним среднего угла. Пример записи испытания с статическим углом отклонения равным , амплитудой, расстоянием датчика от подвеса штанги и периодам колебаний $T = 3,35$ с приведен на рис. 2.

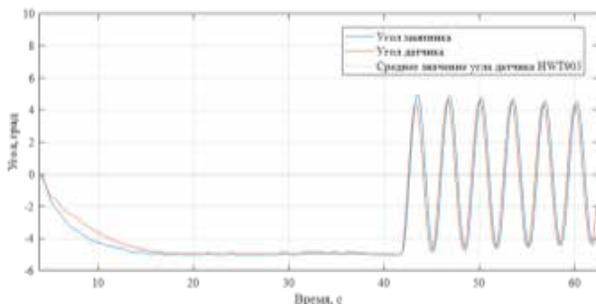
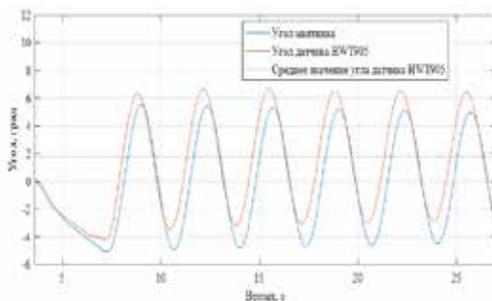


Рис. 2. Пример части записи временной диаграммы испытания датчика НWT905 при выдержке перед началом колебаний ($\alpha_{ст} = 0^\circ$, $\alpha_0 = 5^\circ$, $R = 3$ м, $T = 3,35$ с).

Ошибка измерения амплитуды отклонения датчика в максимальных значениях $\Delta\theta = \theta - \alpha$ не превышала $0,5^\circ$ на первом колебании и $0,25^\circ$ на последующих, что значительно больше заявленных в характеристиках датчика для динамики. Ошибка среднего значения угла, рассчитанного по 5 периодам колебания, составляла $\Delta\theta_{\text{ср}} = \theta_{\text{ср}} - \alpha_{\text{ст}}$, то есть не более $0,03^\circ$ и находится в требуемом диапазоне. При испытаниях без выполнения удержания перед запуском колебаний, были выявлены значительные отклонения измеренных датчиком амплитуд изменения угла и рассчитанного по ним среднего угла. Пример записи временной диаграммы подобного испытания приведен на рис. 3.

Рис. 3. Пример части записи временной диаграммы испытания датчика НWT905 без выдержки перед началом колебаний ($\alpha_{\text{ст}} = 0^\circ$, $\alpha_0 = 5^\circ$, $R = 3$ м, $T = 3,35$ с).



Ошибка измерения амплитуды отклонения датчика в максимальных значениях $\Delta\theta = \theta - \alpha$ доходила до $1,7^\circ$. Ошибка среднего значения угла, рассчитанного по 5 периодам колебания, составляла $\Delta\theta_{\text{ср}} = \theta_{\text{ср}} - \alpha_{\text{ст}} = 1,78^\circ$ и превышала требуемые более чем в 30 раз.

Анализ данных с датчика НWT905, полученных при испытаниях, показал, что значительные ошибки показаний датчика при опытах без предварительного удержания связана с конструкцией устройства и заложенным в него алгоритмом обработки измерений. Датчик имеет в своей конструкции акселерометр SCA3300 фирмы Murata и 9-осевой IMU-сенсор MPU9250 фирмы InvenSense с гироскопами, акселерометрами и магнитометром. В статике углы наклона измеряются по показаниям акселерометра SCA3300 с заявленной точностью, в динамике же измерения, благодаря подобранным коэффициентам фильтров в схеме комплексирования, производятся по проинтегрированным значениям угловых скоростей от гироскопов. Это дает значительную погрешность определения угла при большой разности показаний углов датчика и стенда при начале колебаний.

Несмотря на то, что при проведении опыта по определению параметров устойчивости платформы, динамические процессы происходят намного медленнее по сравнению с создаваемыми при испытаниях на стенде, и подобные ошибки, скорее всего, не встретятся на практике, было

принято решение отказаться от дальнейшего использования датчика НWT905 в пользу НWT31 той же фирмы. Этот датчик НWT31 представляет собой инклинометр, построенный на базе такого-же акселерометра, что и НWT905, но не имеет в своем составе других сенсоров.

Пример испытаний датчика НWT31 без выполнения удержания перед запуском колебаний на подобии описанного выше для НWT905 приведен на рис. 4.

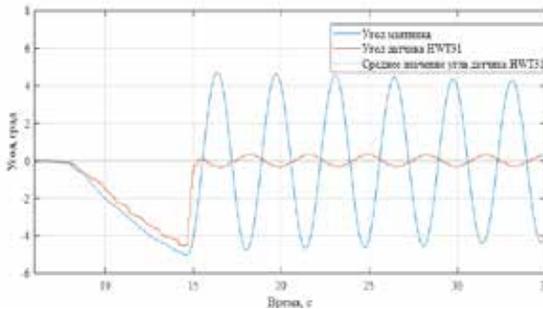


Рис. 4. Пример части записи временной диаграммы испытания датчика НWT31 без выдержки перед началом колебаний ($\alpha_{ст} = 0^\circ$, $\alpha_0 = 5^\circ$, $R = 3$ м, $T = 3,33$ с).

Ошибка измерения амплитуды отклонения датчика в максимальных значениях определяется по формуле $\Delta\theta = \theta - \alpha = -5,09^\circ$ на первом колебании. Это связано с отсутствием гироскопов в датчике, значением коэффициента фильтра и воздействием тангенциального ускорения, расчетное значение которого составляло при первом периоде колебания:

$$a_{т.м} = R\theta \left(\frac{2\pi}{T} \right)^2 = 3 \cdot 4,73^\circ \left(\frac{2 \cdot 3,14}{3,33} \right)^2 = 0,876 \text{ м/с}^2.$$

Теоретическое расчетное значение определения угла инклинометром в таком случае

$$\theta_{рас} = \arctan \left(\frac{g \sin \theta - a_{т.м}}{g \cos \theta} \right) = \arctan \left(\frac{9,81 \sin(4,73^\circ) - 0,816}{9,81 \cos(4,73^\circ)} \right) = -0,39^\circ$$

Измеренное значение равно $\theta = -0,35^\circ$. Оба значения имеют противоположный знак, и различаются на $0,05^\circ$. Ошибка среднего значения угла, рассчитанного по 5 периодам колебаний, составляла $\Delta\theta_{ср} = \theta_{ср} - \alpha_{ст} = 0^\circ$.

Результатом проведенной работы стало формирование критериев точности измерительных приборов, необходимых для надежного определения углов крена плавучей платформы, учитывая характер ее движения на воде. Стендовые испытания подтвердили технические характеристики приборов, на основании которых был скорректирован алгоритм расчета центра тяжести платформы.

Литература

1. Oskin D.A., Gorhkov A.A., Gromasheva O.S. Analyzing Efficiency of Using a Set of Metering Equipment to Solve Heading Problems // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. Virtual, Online, 10–12 января 2022. P. 032012. DOI 10.1088/1755-1315/988/3/032012. – EDN GDBTHM.
2. Experimental Research of an Array of Gyroscopic Sensors in Static Mode / Oskin D.A., Gorhkov A.A., Bocharova V.V., Gromasheva O.S. // 2019 International Multi-Conference on Industrial Engineering and Modern Technologies. FarEastCon 2019. Vladivostok, 01–04 октября 2019. Institute of Electrical and Electronics Engineers Inc. 2019. P. 8933930. DOI 10.1109/FarEastCon.2019.8933930. EDN XSKWYV.
3. Artemiev A.V., Gorhkov A.A., Oskin D.A., Gromasheva O.S. Assessment of Drift of Gyroscopic Systems Built on the Basis of Microelectromechanical Sensors // 2018 International Multi-Conference on Industrial Engineering and Modern Technologies, FarEastCon 2018. Vladivostok, 03–04 октября 2018. Vladivostok: Institute of Electrical and Electronics Engineers Inc. 2018. P. 8602489. DOI 10.1109/FarEastCon.2018.8602489. EDN WTXEMR.
4. Артемьев А.В., Громашева О.С., Оськин Д.А. Оценка дрейфа гироскопических систем, построенных на базе микроэлектромеханических сенсоров // Технические проблемы освоения Мирового океана. 2017. Т. 7. С. 310-314. EDN YMALLU.

ОБ ИССЛЕДОВАНИИ РАССЕЯНИЯ ЗВУКА В ВЕРХНЕМ СЛОЕ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Буланов В.А., Корсков И.В., Стороженко А.В.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г.Владивосток
bulanov@poi.dvo.ru; i_korskov@poi.dvo.ru; storozhenko_and@mail.ru*

Приповерхностный слой океана характеризуется развитой турбулентностью, аномально высокими концентрациями газовых пузырьков, газонасыщенностью воды и большим газообменом между океаном и атмосферой. [1, 2]. В 1980-х гг. были открыты новые объекты в океане – подводные газовые (пузырьковые) факелы, образованные газовыми пузырьками, выходящими из дна моря [3,4]. Подводные газовые факелы (ГФ) повсеместно встречаются в районах выброса газов вблизи подводных грязевых вулканических образований, подводных газовых и нефтяных месторождений, подводных залежей газогидратов в толще морских осадков и др. Большую роль для обнаружения ГФ и изучения их структуры играют акустические методы зондирования на основе обратного рассеяния звука [2].

Основная цель настоящей работы заключалась в исследованиях рассеяния звука во взаимосвязи с распределением пузырьков в приповерхностном слое моря и в подводных газовых факелах, исходящих из дна и все чаще встречающихся в различных районах океана.

Основной платформой для проведения измерений явились гидроакустические излучатели с частотами 12.4 кГц и 200 кГц. Планомерные исследования были проведены в рейсе 81 НИС «Профессор Гагаринский» с 1.08 по 13.08.2022 г. Для работы на частоте 12,4 кГц использовалась аппаратура лаборатории гидрофизики ТОИ ДВО РАН и излучатель глубоководного эхолота ГЭЛ-3, вмонтированный в днище судна, что позволяло проводить непрерывное зондирование моря непосредственно на ходу судна. Для исследований на частоте 200 кГц использовался комплекс на основе гидролокатора “Black Box Fish Finder” фирмы “Interphase”, который опускался с борта судна и применялся при работе в дрейфе судна.

На рис. 1 показана функциональная схема аппаратного комплекса для измерения на частоте 12.4 кГц. Генератор синхроимпульсов задавал интервалы между посылками импульсов. В зависимости от глубины места интервалы менялись от 1 до 3.7 с. Генератор сигналов ГСПФ-053 формировал импульсы с частотой 12.4 кГц длительностью от 1 до 4 мс. Для усиления сигналов использовался усилитель мощности фирмы



Рис. 1. Функциональная схема аппаратного комплекса для измерения рассеяния звука на частоте 12.4 кГц.

Behringer, NX6000D, мощностью 6 кВт. Излучатель ГЭЛ-3 имеет характеристику направленности 10^0 , чувствительность на приеме 300 мкВ/Па. В основе приемного тракта входил селективный нановольтметр SN 233, который обеспечивал усиление 10^4 при фильтрации сигналов в зависимости от длительности импульсов и дальности в различной полосе 54, 36 и 18 дБ/октаву, усиленный сигнал оцифровывался 12 разрядной АЦП L873 фирмы Л-Кард (Москва) с максимальной частотой оцифровки до 1.3 МГц, а также с помощью 14 разрядной АЦП Ла2-USB фирмы Руднев и Шиляев (Москва).

Основа акустического метода регистрации и изучения неоднородностей в водной толще заключается в применении импульсных акустических сигналов с целью их приема спустя определенное время после момента излучения, которое несет информацию о расстоянии, на котором находится рассеивающий объект. Совокупность принятых сигналов позволяет в дальнейшем решать обратную задачу восстановления структуры рассеивающего объекта [1, 2]. Имея информацию об амплитудах падающей на объем V волны P_i и рассеянной в обратном направлении P_{bs} можно в приближении однократного рассеяния (борновском приближении) определить коэффициент объемного рассеяния m_V в виде :

$$m_V = \frac{2}{\pi\theta^2 c\tau} \left(\frac{P_{bs}}{P_i} \right)^2, \quad (1)$$

где θ – ширина характеристики направленности излучателя, c – скорость звука, τ – длительность импульса звука, $P_i(z) = A \exp(-\alpha z) / z$, A – калибровочное значение амплитуды излучаемого звука, α – коэффициент поглощения звука, когда поглощение звука на расстоянии z невелико, $P_i(z) \approx A / z$. Величина P_{bs} измеряется непосредственно в эксперименте.

По частотной зависимости коэффициента рассеяния звука $m_V(\omega)$ может быть найдена функция распределения пузырьков по размерам $g(R)$ в предположении, что основной вклад в рассеяние звука вносят резонансные пузырьки, радиус которых связан с частотой по формуле Миннерта [2]:

$$g(R(\omega)) = \frac{2}{\pi R^3(\omega) Q_\omega} m_V(\omega), \quad R(\omega) = \sqrt{3\gamma P_0 / \rho} / \omega, \quad (2)$$

где Q_ω – добротность пузырьков на циклической частоте $\omega = 2\pi f$. Полученные данные позволили получить функции распределения пузырьков по размерам.

На рис. 2 приведены результаты по рассеянию звука на частотах 12 и 200 кГц с данными гидрологического зондирования на якорной стоянке в течение 8 часов вблизи о. Сахалин. при переходе ночь-день (стоянка на якорю вблизи п. Чехов, о. Сахалин). Хорошо видны суточные вариации коэффициента рассеяния звука при вариациях планктонных слоев в толще моря – всплытие в ночной период и заглубление дневной период. Видно, что на всех рисунках планктонные слои в равновесном состоянии ночью устремляются на границу пикноклина, располагающегося примерно на 20 м. На высокой частоте также хорошо видно рассеяние на стаях рыб, планктоне и приповерхностный мощный звукорассеивающий слой. Наличие большой реверберации на низкой частоте не удалось выявить рассеяние звука на структурах, располагающихся на небольших глубинах. В целом можно видеть, что картина распределения коэффициента рассеяния звука до определенной степени повторяет картину расположения пикноклина и залегание подводного звукового канала.

Аналогичная функциональная схема аппаратурного комплекса использовалась в экспедиции НИС «Профессор Гагаринский» (рейс № 83, 20–23.10.2022 г.) для измерения рассеяния звука частоты 12.4 кГц и регистрации подводных пузырьковых факелов в заливе Петра Великого Японского моря. На рис. 3а представлена схема расположения подво-

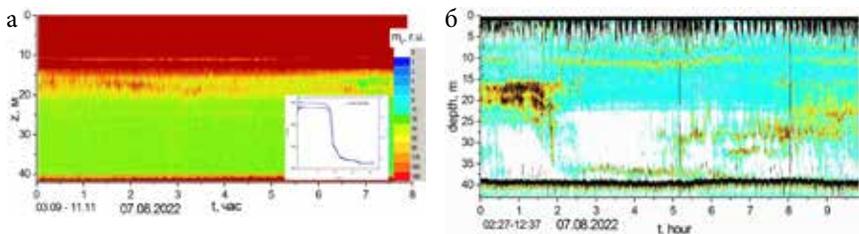


Рис. 2. Изменения коэффициента рассеяния звука m_V на частоте 12 кГц (а) и на частоте 200 кГц при переходе ночь-день (стоянка на якорю вблизи п. Чехов, о.Сахалин).

На врезке – гидрологические данные.

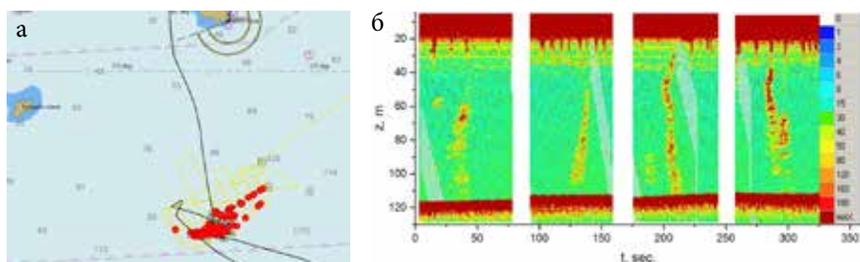


Рис. 3. Акустическая визуализация подводных пузырьковых факелов: а) схема расположения подводных газовых факелов, б) распределение коэффициента рассеяния звука частоты 12.4 кГц на пузырьковых структурах в заливе Петра Великого Японского моря в период 20–23. 10.2022 г.

дных газовых факелов, зарегистрированных с помощью рассеяния звука на частоте 12.4 кГц. Имеется подробная информация по координатам каждого факела. Наблюдалось большое количество факелов, которые располагались достаточно компактно. На рис. 3 б показано типичное распределение коэффициента рассеяния звука на пузырьковых структурах.

Таким образом, в работе представлен эффективный акустический метод на основе рассеяния звука, позволяющий на различных частотах проводить изучение структуры звукорассеивающих слоев, включая пузырьки, планктон и другие микронеоднородности морской среды. В частности продемонстрирована акустическая визуализация динамики звукорассеивающих слоев и подводных газовых факелов в заливе Петра Великого Японского моря. Показано, что применение рассеяния звука на различных частотах позволяет эффективно разделить вклад в рассеяние звука, обусловленный наличием планктона и воздушных пузырьков, и позволяет дать независимую оценку газосодержания и концентрации планктона в верхнем слое моря.

Работа выполнена по госзаданию № 0211-2021-0002 и поддержана грантом РФФ № 22-22-00499.

Литература

1. Vagle S., McNeil C., Steiner N. Upper ocean bubble measurements from the NE Pacific. // J. Geophys. Res. 2010. Vol. 115. C12054. 16 p. doi:10.1029/2009JC005990.
2. Акуличев В.А., Буланов В.А. Акустические исследования мелкомасштабных неоднородностей в морской среде. Владивосток: ТОИ ДВО РАН. 2017. 414 с.; <https://www.poi.dvo.ru/node/470>.
3. Дмитриевский А.Н., Баланюк И.Е. Газогидраты морей и океанов. М.: ИРЦ Газпром. 2009. 416 с.
4. Judd A., Hovland M. Seabed fluid flow. The impact on geology, biology and the marine environment. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 2007. 475 p.

ВНУТРИДЕКАДНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЛЕДОВИТОСТИ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ

Вакульская Н.М., Дубина В.А.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
vakulskaya@poi.dvo.ru, dubina@poi.dvo.ru*

Источниками информации о ледяном покрове являются наблюдения с берега и судов, авиаразведка и спутниковые измерения. На основе этих данных подготавливаются и предоставляются пользователям различные продукты: карты ледовой обстановки, режимные характеристики и вероятностные карты основных параметров ледяного покрова, карты распределения льда разной сплочённости и др. [1, 2]. Традиционно все характеристики приводятся к серединам декад. В то же время известно, что естественный синоптический период (промежуток времени, в течение которого сохраняется определенный тип синоптических процессов) составляет 5–7 суток [3]. В данной работе на примере ледового сезона 2020–2021 г. приводятся оценки внутридекадной изменчивости ледовитости Охотского и Берингова моря. Информация о ледяном покрове получена с ресурсов:

<ftp://sidads.colorado.edu/pub/DATASETS/NOAA/G10017/north/>
<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>

Одним из основных факторов, влияющих на перераспределение льда в Охотском и Беринговом морях, является ветер. Атмосферная циркуляция над Дальним Востоком определяется постоянными центрами атмосферы. Устойчивые северо-западные ветры зимнего муссона нарушаются при прохождении циклонов. Наибольшие внутридекадные скачки ледовитости в Охотском и Беринговом морях регистрируются при прохождении континентальных и южных (морских) циклонов [1, 4, 5]. В сезоне 2020–2021 гг. наибольшие внутрисезонные изменения ледовитости Охотского моря происходили в феврале: 03–10 февраля (58,9–54,2 %), 14–18 февраля (57,0–42,6 %) и 23–27 февраля (46,9–56,6 %). Максимальное изменение ледовитости за четверо суток превысило 13 %.

Изменчивость ледовитости Берингова моря внутри каждой декады ледового сезона 2020–2021 гг. приведена в таблице 1.

Максимум вариаций приходится на начало и конец сезона. Среднеквадратическое отклонение в большинстве декад не превышает 2 %. По результатам статистического анализа многолетнего ряда декадных

Таблица 1. Внутридекадная изменчивость ледовитости Берингова моря

Месяц	Декада	Среднее	Минимум	Максимум	Среднеквадратическое отклонение
Январь	1	14.3	10.3	18.7	3.1
	2	24.3	19.9	26.7	2.2
	3	25.7	25	26.7	0.5
Февраль	1	25.8	23.3	27.8	1.5
	2	26.7	26.1	27.4	0.4
	3	28	26.9	29.5	0.9
Март	1	29.8	27.4	32.6	1.5
	2	27.3	24.6	29.9	1.6
	3	26.9	25.1	28.6	1.2
Апрель	1	25.6	24.1	28.1	1.2
	2	26.3	24.4	27.1	0.9
	3	23.9	23.5	24.7	0.4
Май	1	22.6	19	24.2	2.1
	2	15.6	13.4	18.8	1.7
	3	10.7	7.7	13.9	2.4

значений ледовитости (1961–2022 гг.) среднеквадратическое отклонение с первой декады декабря по третью декаду мая плавно увеличивается от 5,2 до 9,4 %.

Разница во внутридекадной изменчивости ледовитости двух дальневосточных морей обусловлена, вероятно, отличиями в преобладающих траекториях циклонов, выходящих на их акватории [4–5]. На примере ледового сезона 2020–2021 гг. показано, что декадное осреднение ледовитости не должно приводить к существенному росту ошибки.

Литература

1. Думанская И.О. Ледовые условия морей азиатской части России / Москва: ИГ–СОЦИН, 2017. 640 с.
2. Якунин Л.П. Атлас основных параметров ледяного покрова Берингова моря / Владивосток: Издательский дом Дальневосточного Федерального университета. 2012. 120 с.
3. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь / Л.: Гидрометеиздат. 1974. 569 с.
4. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Японское море. Гидрометеорологические условия / Т. 8. Вып. 1. Санкт-Петербург: Гидрометеиздат. 2003. 398 с.
5. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Берингово море. Гидрометеорологические условия / Т. 8. Вып. 1. Санкт-Петербург: Гидрометеиздат. 1999. 300 с.

ОСОБЕННОСТИ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВДОЛЬ ПОБЕРЕЖЬЯ ПРИМОРСКОГО КРАЯ В 2021–2022 ГОДАХ

Гайко Л.А.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева,
Владивосток Дальневосточный технический рыбохозяйственный университет,
Владивосток, gayko@yandex.ru*

В продолжение исследований климатической изменчивости в прибрежной зоне Приморского края [1, 2] в данной работе рассматриваются особенности термического режима вдоль побережья Приморья в 2021 и 2022 гг. Одним из показателей климатической изменчивости является изменение климатических норм, которые служат контрольной точкой для сравнения как недавно проведенных или текущих наблюдений, так и для многих климатических комплектов данных, основанных на аномалии [3]. Согласно [4], под климатической нормой понимается та или иная характеристика климата, статистически полученная из многолетнего ряда, чаще всего средняя многолетняя величина, рассчитанная за 30 лет. На 16-й сессии Комиссии по климатологии ВМО было принято решение о сохранении периода 1961-1990 гг. в качестве стабильного базового периода для долгосрочной оценки изменчивости и изменения климата, а для целей мониторинга климата и оперативной оценки аномальности текущей погоды 30-летние климатологические стандартные нормы ВМО должны обновляться каждые десять лет [5, 6]. Так, в 2014 г. для оценки оперативных изменений климата был выбран ряд 1981–2010 гг. [3], а с 1 июля 2022 г. подведомственные учреждения Росгидромета перешли на использование в оперативно-производственной практике климатических норм, рассчитанных за период 1991-2020 гг. [7].

Представляемая работа основана на данных наблюдений за температурой воды и воздуха на пяти гидрометеорологических станциях (ГМС) Приморского края: Посъет, Владивосток, Находка (юг края) и Рудная Пристань и Сосуново (восточное побережье). Исследована изменчивость температуры обеих сред в 2021-2022 гг. относительно базовой и обеих оперативных климатических норм. Для этого по среднемесячным значениям температуры воды и воздуха были рассчитаны: базовая климатическая норма (I) за период 1961-1990 гг. и обе оперативные, со сдвигом в 10 лет – за периоды 1981-2010 (II) и 1991-2020 гг. (III), для каждой станции для каждого месяца, и проведено их сопоставление между собой (табл. 1). При сравнении III и II норм с I можно отметить преобладание поло-

жительных аномалий, что говорит об общем повышении температурного фона за исследуемый период. Но не всё так однозначно. Если в период с апреля по август для III и II нормы наблюдается довольно значительное повышение температуры воды (от 1,0 до 2,2°C), то на общем фоне потепления на станциях восточного побережья в сентябре, ноябре и декабре отмечены отрицательные аномалии температуры воды с минимумом на ГМС Сосуново (-0,3°C относительно III и -0,6°C от II нормы). По температуре воздуха также отмечено превышение III и II норм над I, за исключением декабря, когда температура II нормы превысила температуру III. В годовом аспекте для температуры и воды, и воздуха также преобладает превышение III нормы над I.

Далее были вычислены аномалии температуры за 2021 и 2022 гг. относительно всех трёх климатических норм, и проведено их сравнение с нормами и между собой. Наиболее подробно были рассмотрены отклонения от базовой климатической нормы. Можно отметить, что при сравнении с нормой для обоих лет распределения аномалий довольно разнятся. В первую половину 2021 и 2022 годов температура воды распределена более-менее равномерно между ГМС, отмечены практически только положительные аномалии с максимумом на ГМС Владивосток (4,8°C). Исключение составила только ГМС Рудная Пристань, где в 2021 г. в течение 6 месяцев (с февраля по июль) отмечены только отрицательные аномалии температуры воды, с минимумом в июле (-1,4°C), и также небольшое понижение температуры в январе-феврале на ГМС Посъет (-0,1°C). Вторая половина обоих лет кардинально отличается между собой. В 2021 г. с июля по ноябрь почти на всех станциях отмечаются высокие аномалии с максимумом на ГМС Рудная Пристань в ноябре (4,7°C), и только на самом западе района, на ГМС Посъет, температура в ноябре ниже нормы (-1,2°C). Совсем другая картина наблюдается в 2022 г.: с августа по октябрь на всех станциях, за исключением ГМС Посъет, отмечены отрицательные аномалии с минимумом в сентябре на ГМС Находка (-3,7°C).

В распределении аномалий температуры воздуха в 2021 и 2022 гг. наблюдается противоположная картина. Если в распределении температуры воды прослеживается изменчивость как бы по горизонтали для каждой станции, от месяца к месяцу, то для температуры воздуха характерна вертикальная изменчивость, то есть для всех станций в конкретном месяце. Отмечено, что 2021 г. характеризуется большими контрастами в распределении аномалий температуры воздуха, чем 2022 г. В 2021 г. для всех станций самым холодным был январь, температура воздуха стала ниже базовой нормы, с минимумом на ГМС Рудная Пристань (-1,6°C), а в 2022 г. в январе отмечено только небольшое понижение на ГМС Владивосток (-0,3°C). Также понижение отмечено в оба года в декабре, где температура была ниже или около нормы с минимумом на ГМС Посъет в 2022 г.

Таблица 1. Сравнение климатических норм, рассчитанных по среднемесячной и среднегодовой температуре воды и воздуха для трёх тридцатилетних периодов по данным ГМС Приморья

ГМС		Месяц												Год
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Аномалии температуры воды, °С														
П	Ш-И	0,1	0,1	0,4	0,5	0,4	0,5	0,9	0,6	0,9	1,2	0,5	0,2	0,5
	Ш-П	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,2	0,6	0,4	0,3	0,4	0,3	0,0	0,2
	П-И	0,1	0,2	0,3	0,4	0,3	0,2	0,3	0,2	0,6	0,8	0,2	0,2	0,3
В	Ш-И	0,3	0,4	0,6	1,1	1,3	1,6	1,4	1,1	0,9	1,4	1,0	0,6	1,0
	Ш-П	0,1	0,1	0,2	0,4	0,6	0,7	0,7	0,5	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3
	П-И	0,2	0,3	0,4	0,7	0,7	0,8	0,7	0,6	0,7	1,2	0,7	0,5	0,6
Н	Ш-И	0,3	0,2	0,6	0,9	1,1	1,3	1,3	1,1	0,7	1,8	0,4	0,2	0,8
	Ш-П	0,1	0,1	0,3	0,3	0,6	0,7	0,7	0,4	0,1	0,5	0,2	0,0	0,3
	П-И	0,2	0,2	0,3	0,6	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	1,4	0,1	0,2	0,5
РП	Ш-И	0,2	0,2	0,0	0,2	0,5	0,6	0,9	1,1	0,6	0,7	-0,1	-0,2	0,4
	Ш-П	0,0	0,0	-0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	-0,3	0,2	0,2	0,0	0,0
	П-И	0,2	0,2	0,1	0,2	0,4	0,5	0,8	1,0	0,9	0,5	-0,3	-0,2	0,4
С	Ш-И	0,3	0,3	0,5	0,6	1,0	1,4	2,2	1,5	0,8	0,4	-0,3	0,0	0,7
	Ш-П	0,1	0,0	0,2	0,1	0,1	0,2	0,6	0,3	-0,2	0,2	0,2	0,0	0,2
	П-И	0,2	0,3	0,3	0,6	0,9	1,2	1,7	1,2	1,1	0,2	-0,6	-0,1	0,6
Аномалии температуры воздуха, °С														
П	Ш-И	1,0	1,6	1,0	1,0	0,5	0,9	0,9	0,4	0,9	0,8	0,4	0,3	0,8
	Ш-П	0,4	0,2	0,4	0,3	0,3	0,3	0,6	0,1	0,3	0,3	0,2	-0,2	0,3
	П-И	0,6	1,4	0,6	0,7	0,2	0,5	0,3	0,3	0,5	0,5	0,2	0,5	0,5
В	Ш-И	0,9	2,0	0,9	1,1	0,6	1,1	1,3	0,9	1,2	1,3	0,5	0,6	1,0
	Ш-П	0,2	0,2	0,2	0,1	0,0	0,0	0,4	0,2	0,3	0,1	0,0	-0,2	0,1
	П-И	0,7	1,8	0,7	0,9	0,6	1,1	0,9	0,8	1,0	1,2	0,5	0,8	0,9
Н	Ш-И	1,4	1,9	1,2	1,0	0,7	1,2	1,1	0,8	1,2	1,0	0,5	0,6	1,0
	Ш-П	0,5	0,3	0,4	0,3	0,4	0,4	0,7	0,2	0,4	0,4	0,2	-0,2	0,3
	П-И	0,9	1,6	0,8	0,7	0,3	0,8	0,5	0,6	0,8	0,6	0,3	0,8	0,7
РП	Ш-И	0,9	1,3	0,9	0,8	0,7	0,8	0,9	1,0	1,0	0,8	0,4	0,0	0,8
	Ш-П	0,3	0,2	0,4	0,3	0,2	0,2	0,4	0,0	0,3	0,2	0,2	-0,5	0,2
	П-И	0,6	1,1	0,5	0,5	0,4	0,6	0,5	1,0	0,7	0,6	0,2	0,5	0,6
С	Ш-И	0,9	0,7	0,8	0,7	0,4	1,0	1,3	1,4	1,6	1,1	0,6	-0,2	0,9
	Ш-П	0,5	0,3	0,6	0,3	0,1	0,3	0,6	0,4	0,4	0,5	0,3	-0,3	0,3
	П-И	0,3	0,4	0,2	0,3	0,3	0,7	0,7	1,0	1,1	0,6	0,4	0,1	0,5

Примечание. 1) П –Посьет, В –Владивосток, Н –Находка, РП –Рудная Пристань, С – Сосунowo; 2) розовым цветом выделены положительные, голубым – отрицательные аномалии температуры, °С; 3) жирным шрифтом выделены максимумы и минимумы; 4) I – базовая (1961–1990 гг.), II – 1-я оперативная (1981–2010 гг.); III – новая оперативная (1991–2020 гг.) климатические нормы.

(-1,1°C). В остальные месяцы отмечены только положительные аномалии температуры воздуха. Наибольшее повышение температуры для обоих лет происходило с февраля по апрель, в июле, сентябре и ноябре с максимумами в 2021 г.: в июле на ГМС Находка (5,0°C) и в ноябре на ГМС Посьет (6,1°C).

В годовом аспекте бóльший рост кумулятивной температуры воды отмечен в 2021 г. (от 1,1° до 2,7°C) в сравнении с 2022 г. (от 0,4° до 1,6°C). Кумулятивная температура воздуха демонстрирует довольно стабильный рост от 1,1° до 2,2°C, причём более высокие показатели отмечены для южных станций в 2021 г., а для ГМС восточного побережья – в 2022 г. При сравнении аномалий температуры воды и воздуха в 2021 и 2022 гг. с оперативными нормами, выбранными со сдвигом в 10 лет, общая картина распределения аномалий сохраняется, но увеличивается величина и количество отрицательных отклонений.

Наблюдающееся смещение акцентов знаков аномалий температуры воды от года к году свидетельствует об активизации циркуляционных процессов в прибрежной зоне Приморья. Использование для исследования климатической изменчивости базовой нормы позволяет отслеживать нюансы климата в долгопериодном аспекте. В целом можно отметить, что, независимо от выбранной нормы осреднения, распределение аномалий среднемесячной температуры воды и воздуха по годам и в течение года значительно различаются. В годовом аспекте на всех станциях относительно всех трёх климатических норм отмечены только положительные кумулятивные аномалии температуры, преобладающие в 2021 г. При сравнении климатических норм между собой очевидно, что величина норм, следующих друг за другом во временном интервале 30 и 10 лет, увеличивается, следовательно, повышается общий температурный фон данного района, т.е. процесс потепления климата в регионе продолжается.

Литература

1. Гайко Л.А. Температурные изменения вдоль побережья Приморского края в современный период (северо-западная часть Японского моря) // Вестник СВНЦ. 2019. № 2. С. 29–37. DOI: 10.34078/1814-0998-2019-58-2-29-37
2. Гайко Л.А. Температурные изменения вдоль побережья Приморского края в современный период (северо-западная часть Японского моря) / Монография. 2022. № 2. С. 29–37. DOI: <https://doi.org/10.24886/0685-5-73-82>
3. Руководящие указания ВМО. Всемирная метеорологическая организация. 2017 <http://mgmtmo.ru/edumat/wmo/1203.pdf>
4. Российский гидрометеорологический энциклопедический словарь / Под ред. А.И. Бедрицкого. СПб: Летний сад. 2009. Том II. С. 34.
5. For Climatology Sixteenth session. Heidelberg, 3 – 8 July 2014. Abridged final report with resolutions and recommendations. WMO-№ 1137. P. 68.
6. Коршунова Н.Н., Швец Н.В. Изменение норм основных климатических параметров на территории России за последние десятилетия // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2014. № 178. С. 11–24.
7. <https://www.meteorf.gov.ru/press/news/28963/>

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОЦЕНИВАНИЕ ЗАВИСИМОСТИ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ ПРИЕМНИКА ГРАДИЕНТА ДАВЛЕНИЯ ИНЕРЦИОННОГО ТИПА ОТ ЕГО ПЛАВУЧЕСТИ

Горовой С.В.^{1,2}, Тагильцев А.А.¹, Костив А.Е.¹

¹*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток*

²*Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток*

GorovoySV@mail.ru, atagiltsev@poi.dvo.ru, kostiv@poi.dvo.ru

Для исследования гидроакустических полей в океанской среде, в том числе вызванных сейсмическими явлениями, используются приемные системы, чувствительные элементы которых в большей степени «реагируют» на скалярную составляющую акустического поля – звуковое давление (скалярные приемники), а также приемные системы, чувствительные элементы которых в большей степени «реагируют» на векторные составляющие акустического поля: колебательную скорость и градиент давления (векторные приемники) [1, 2]. Разработаны конструкции т.н. комбинированных (векторно-скалярных) приемников, в состав которых входят чувствительные элементы, реагирующие как на векторные, так и на скалярные составляющие акустического поля [3, 4]. В [5] описана конструкция низкочастотного гидроакустического приемника градиента давления (ПГД) инерционного типа (в соответствии с приведенной в [3] классификацией), представляющего собой жесткий корпус малых волновых размеров, внутри которого установлены три чувствительных элемента – пьезоэлектрические акселерометры, направления максимальной чувствительности которых ортогональны друг другу. Выходные сигналы акселерометров пропорциональны проекциям вектора ускорения корпуса ПГД на направления максимальной чувствительности акселерометров, поэтому характеристики направленности каждого из измерительных каналов, образованных акселерометрами, описываются функцией $\cos(\varphi)$, где φ – угол между вектором ускорения и направлением максимальной чувствительности акселерометра [3]. В акустических задачах зачастую пренебрегают влиянием вязкости (идеальная жидкость) и конвективной составляющей ускорения среды, в которой распространяются колебания. В силу уравнения движения такой жидкости ускорение ее частиц оказывается пропорциональным градиенту давления. При этом предполагается

ся, что в поле звуковой волны корпус ПГД движется вместе с частицами среды как единой целое и не деформируется, поэтому выходной сигнал жестко связанного с ним акселерометра оказывается пропорциональным соответствующей проекции градиента давления. Данное предположение преимущественно оправдано в воздушной акустике. В гидроакустике, в силу относительно низкой сжимаемости воды, даже малые деформации корпуса ПГД под воздействием звуковой волны (в начальном приближении сжатия – растяжения) могут обуславливать дополнительные колебания акселерометра, что приведет в том числе к искажению характеристики направленности ПГД.

Кроме эффектов, обусловленных деформацией корпуса, на характеристики ПГД инерционного типа оказывает влияние отличие его средней плотности от плотности воды, т.е. его плавучесть. Теоретические вопросы, связанные с указанным различием плотностей, рассмотрены в [6].

Корпус ПГД может иметь различную форму. В настоящей работе приведены результаты экспериментального исследования характера зависимости чувствительности одной из конструкций одноканального ПГД инерционного типа от его плавучести. При проведении экспериментов корпус ПГД подвешивался на гибких растяжках в металлической рамке.

В данном ПГД используется установленный внутри его корпуса, вблизи центра масс, одноканальный акселерометр типа 393B05 производства PCB PIEZOTRONICS, США [7]. Чувствительность использованного экземпляра акселерометра составляет 1.01 В/мс^{-2} , диапазон частот $0.7 - 450 \text{ Гц}$, минимальное среднеквадратическое значение регистрируемого изменения ускорения (Broadband Resolution) $4 \cdot 10^{-5} \text{ мс}^{-2}$, масса – 50 г . Корпус ПГД, изготовленный из алюминиевого сплава АМг6 ГОСТ 4784-97, плотность которого составляет 2.64 кг/дм^3 , имеет форму цилиндрического стакана с наружным диаметром 44 мм и толщиной стенки 5 мм . Для герметизации корпуса используется резьбовая пробка из сплава АМг6 с гермовводом для соединительного кабеля. Внешний вид акселерометра типа 393B05 и корпуса ПГД показаны на рисунке 1. Соотношения размеров корпуса и герметизирующей его пробки выбраны с таким расчетом, чтобы при установленном акселерометре и заполнении пространства внутри корпуса воздухом средняя плотность ПГД с учетом кабеля составляла не более 0.9 кг/дм^3 , что обеспечивает его положительную плавучесть. При проведении экспериментов для регулировки плавучести, в сторону ее уменьшения, внутреннее пространство корпуса заполнялось кусочками свинца, стальными, латунными, алюминиевыми опилками, песком и др.

Оценивание влияния плавучести корпуса ПГД на его чувствительность проводилось путем полосовой фильтрации и сравнения усредненных уровней поступающих с акселерометра сигналов как на лаборатор-



Рис. 1. Внешний вид акселерометра 393B05 и герметичного корпуса ПГД

ном стенде, так и в натуральных условиях, при воздействии на ПГД сигналов, создаваемых погруженным в воду вращающимся винтом вблизи плавучего пирса. Глубина места в районе работ составлял 3 м, рамка с ПГД и вращающийся винт были погружены на глубину 1 м.

Результаты оценивания зависимости чувствительности описанной конструкции ПГД от его плавучести показали, что в данном эксперименте, с учетом погрешностей, в диапазоне частот 10 – 30 Гц

при уменьшении плавучести за счет увеличения средней плотности от 0.9 до 1.3 кг/дм³ чувствительность понижалась по закону, близкому к линейному.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН АААА-А20-120031890011-8.

Литература

1. Боббер Р. Дж. Гидроакустические измерения. М.: Мир. 1974. 360 с.
2. Гордиенко В.А. Векторно-фазовые методы в акустике. М.: ФИЗМАТЛИТ. 2007. 480 с.
3. Скребнев Г.К. Комбинированные гидроакустические приемники. СПб. Изд-во «Элмор». 1997. 200 с.
4. Щуров В.А. Движение акустической энергии в океане. Владивосток: ТОИ ДВО РАН. 2019. 204 с.
5. Коренбаум В.И., Тагильцев А.А., Горовой С.В., Костив А.Е., Ширияев А.Д. Низкочастотные приемники градиента давления инерционного типа для океанологических исследований // ПТЭ. 2017. № 4. С. 142–146.
6. Ржевкин С.Н. О колебаниях тел, погруженных в жидкость, под действием звуковой волны // Вестник Московского университета. 1971 № 1. С. 52–61.
7. <https://www.pcb.com/nx/search-results?q=393b05>, проверено 25.06.2023.

КОРРЕЛЯЦИЯ СЕЙСМОСИГНАЛОВ, ОДНОВРЕМЕННО ЗАРЕГИСТРИРОВАННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИМИ СТАНЦИЯМИ МЫС ШУЛЬЦА И ЗАЛИВ ПОСЬЕТА

Горовой С.В.^{1,2}, Наумов С.Б.³

¹*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток*

²*Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток*

³*Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН»*

(ФИЦ ЕГС РАН)

GorovoySV@mail.ru

Исследование характеристик сейсмического фона имеет важное значение для выявления сейсмических сигналов от удаленных землетрясений. На сейсмических станциях Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (ФИЦ ЕГС РАН) [1] реализована возможность синхронной, с точностью не хуже ± 1 мс регистрации сейсмических сигналов. Это дает возможность их совместной обработки применительно к задачам обнаружения и выделения слабых сейсмических сигналов [2]. Наличие корреляции между сигналами сейсмического фона позволяет улучшить качество обнаружения слабых сейсмических сигналов и вызвавших их сейсмических явлений. В [3] описаны результаты оценивания взаимно-корреляционных функций (ВКФ) и функций когерентности вертикальных компонент сейсмической скорости, зарегистрированных велосиметрами станций Мыс Шульца, Залив Посьета, Владивосток (станции MSH, PSTR и VLAR сейсмической сети ЕГС РАН) в полосе частот 0,01 Гц – 1 Гц в период с 31.12.2018 г. по 01.01.2019 г. и указано, что в полосе частот 0,2—0,8 Гц наблюдался сдвинутый на 42 с устойчивый максимум ВКФ данных сигналов на станциях Мыс Шульца и Залив Посьета, расстояние между которыми составляет 29,3 км, причем большая часть соединяющей их прямой линии проходит по акватории залива Петра Великого и бухты Новгородской, см. рисунок 1.

В данной работе описаны результаты оценивания взаимно-корреляционной функции вертикальных компонент сейсмической скорости, зарегистрированных с помощью установленных на названных станциях велосиметров 16 августа 2021 года на интервале от 0 до 20 часов, время UTC (с 10:00 16.08.2021 до 06:00 17.08.2021 местного времени). Частоты дискретизации сигналов на данных станциях различаются, поэтому зарегистрированные на них сигналы были передискретизированы на общую частоту дискретизации $f_s = 20$ Гц и затем синхронизированы по времени с точностью не хуже 1 мс.

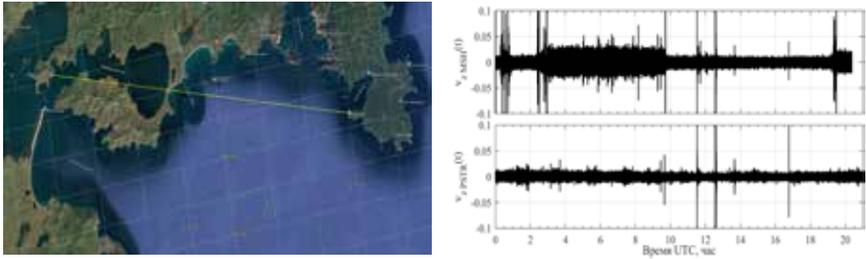


Рис. 1. Слева – фрагмент карты Google Map района работ, прямая линия «соединяет» станции Залив Посьета (слева) и Мыс Шульца (справа). Справа – осциллограммы вертикальных компонент сейсмической скорости на станциях Мыс Шульца (MSH,верху) и Залив Посьета (PSTR, внизу). Масштаб по оси ординат условный

На рисунке 1, справа, показаны осциллограммы вертикальных компонент сейсмической скорости, зарегистрированных 16.08.2021 одновременно велосиметрами указанных станций в диапазоне частот 0.01 – 10 Гц, масштаб по оси ординат условный. Осциллограммы имеют характерный для сейсмических сигналов вид шумовых дорожек с выбросами. На станции MSH на интервалах 03 – 10 час. и начиная с 19 час. видны характерные для этой станции повышения уровня шумового фона и нерегулярные выбросы, обусловленные усилением ветра и волнения ввиду близости к береговой кромке, а также особенностями геологического строения мыса Шульца. В 11:31.8 и 12:34.8 на станции MSH и чуть позднее на станции PSTR были зафиксированы первый толчок и сигнал землетрясения в Японском море.

На рисунке 2 показана спектрограмма вертикальной компоненты сейсмической скорости на станции Мыс Шульца, см. рисунок 1 (разрешение по частоте 0.02 Гц, окно Ханна). На ней на всем 20-часовом интервале явно видны спектральные максимумы вблизи 0.35 Гц (микросейсмы) и вблизи 0.8 Гц – предположительно, по мнению ряда исследователей, соответствующие резонансным колебаниям акватории. Спектрограмма

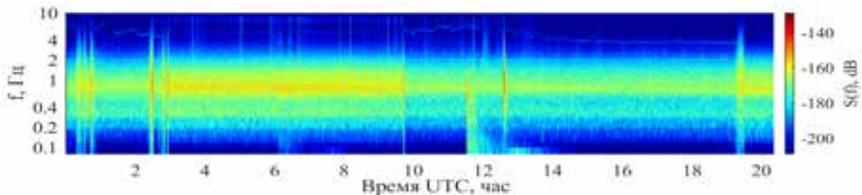


Рис. 2. Спектрограмма сигнала вертикальной компоненты сейсмической скорости на станции Мыс Шульца, см. рисунок 1. Разрешение по частоте 0.02 Гц, окно Ханна

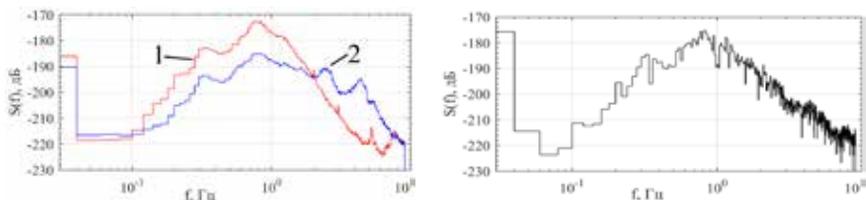


Рис. 3. Слева – усредненные на интервале 04:00:00 – 04:00:30 спектральные уровни, справа – взаимные спектральные уровни вертикальной компоненты сейсмической скорости на станциях: 1 – Мыс Шульца, 2 – Залив Посьета. В обоих случаях разрешение по частоте 0.02 Гц, окно Ханна

вертикальной компоненты сейсмической скорости на станции Залив Посьета выглядит подобным образом.

На рисунке 3 для интервала времени 04:00:00 – 04:30:00 показаны: слева – усредненные на данном 30-минутном интервале спектральные уровни, справа – усредненные взаимные спектральные уровни сигналов, см. рисунок 1. В обоих случаях для оценивания спектральных уровней использовался метод Уэлша, разрешение по частоте составляло 0.02 Гц, перекрытие соседних фрагментов 50%, окно Ханна. Как и на рисунке 2, на обоих графиках видны спектральные максимумы вблизи 0.35 Гц и вблизи 0.8 Гц, максимумы взаимных спектральных уровней наблюдаются в области $\Delta f = 0.2 - 2$ Гц. На других фрагментах сигналов, показанных на рисунке 1, кроме первого толчка и землетрясения, характер частотных зависимостей, усредненных и взаимных спектральных уровней выглядит аналогично.

На рисунке 4 показаны оценки начальных участков взаимно-корреляционных функций (ВКФ) 30-минутных фрагментов, показанных на рисунке 1 сигналов в полосе частот $\Delta f = 0.2 - 2$ Гц: вверху – с 04:00:0 до

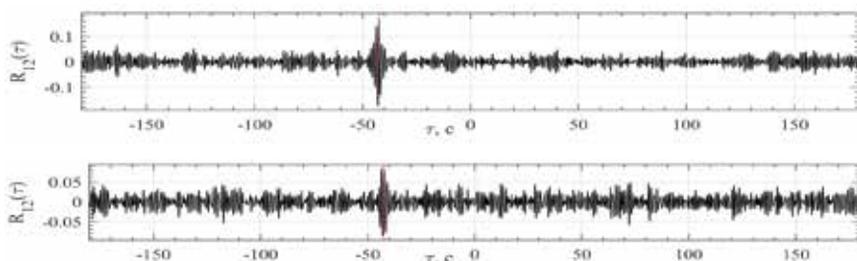


Рис. 4. Оценки начальных участков взаимно-корреляционных функций вертикальной компоненты сейсмических шумов в диапазоне частот 0.2 – 2 Гц станций Мыс Шульца–Залив Посьета: вверху – с 04:00 до 04:30:00, внизу – с 11:00:00 до 11:30

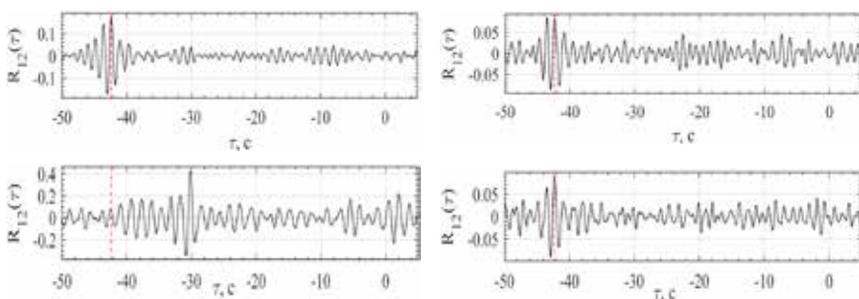


Рис. 5. Оценки начальных участков взаимно-корреляционных функций вертикальной компоненты сейсмических шумов в диапазоне частот 0.2 – 2 Гц станций Мыс Шульца–Залив Посьета на интервалах времени (слева-направо, сверху вниз): 04:00–04:30, 11:00–11:30, 12:30–13:00 (землетрясение), 18:00–18:30

04:30:00, внизу – с 11:00:00 до 11:30:00. На обоих графиках вблизи значения задержки $\tau = -42.4$ с наблюдаются «главные» максимумы ВКФ. Хотя абсолютные значения этих максимумов относительно невелики (0.18 и 0.07 соответственно), но они более, чем вдвое превышают остальные значения и поэтому должны приниматься во внимание.

На рисунке 5 показаны фрагменты ВКФ для нескольких 30-минутных интервалов.

Выводы:

1. Как 16.08.2021, так и во многие другие дни, при отсутствии сигналов землетрясений в полосе частот 0,2—0,8 Гц наблюдается сдвинутый на ~ 42 с устойчивый максимум (до 0,5) взаимно-корреляционной функции вертикальной компоненты сейсмических шумов станций Мыс Шульца–Залив Посьета.

2. Для формирования количественной модели данного явления необходимы дополнительные исследования.

Литература

1. <http://www.gsras.ru/new/news/> проверено 20.06.2023.
2. Адушкин В.В., Китов И.О., Константиновская Н.Л., Непейна К.С., Нестеркина М.А., Санина И.А. Обнаружение сверхслабых сигналов на малоапертурной сейсмической антенне “Михнево” с помощью кросскорреляции волновых форм // ДАН. 2015. Т. 460. № 6. С. 707–709.
3. Горовой С.В., Наумов С.Б., Овчаренко В.В. Корреляция сейсмосигналов, одновременно зарегистрированных разными сейсмостанциями в Приморском крае // Материалы докладов XII Всероссийского симпозиума «Физика геосфер». Владивосток: ТОИ ДВО РАН. 2021. С. 201–207.

ДИСТАНЦИОННЫЙ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ

Долгих Г.И., Долгих С.Г., Чупин В.А., Швец В.А.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва, г.Владивосток
dolgikh@poi.dvo.ru*

Тропические циклоны/тайфуны относятся к одним из самых мощных катастрофических процессов/явлений Земли, приносящих колоссальный экономический ущерб человечеству. Более того, можно утверждать, что по суммарной годовой энергоёмкости именно они являются наиболее мощными явлениями Земли. Понятно, что прогнозирование возникновения тайфунов, непрерывный мониторинг их состояний в режиме реального времени крайне необходим для уменьшения их возможных воздействий на результаты человеческой деятельности, минимизации экономических потерь. С этой целью в мире разработаны различные контактные и дистанционные методы, которые с различным успехом решают мониторинговые задачи.

В настоящей работе исследуются возможности лазерных деформографов по дистанционному мониторингу различных гидрофизических процессов по вторичным признакам. К таким признакам, в первую очередь, относятся первичные и вторичные микросейсмы.

Кроме оценки энергии штормов, порождаемых тайфунами, по микросейсмическим данным, всех интересует вопрос о возможности отслеживания перемещения тайфунов по вторичным признакам, например, по вариациям основных параметров микросейсм. Одним из главных параметров является период первичных микросейсм, который равен периоду прогрессивных морских волн в месте взаимодействия последних с морским дном. Увеличение и уменьшение периодов микросейсм, наряду с механизмами развивающегося волнения и дисперсией, связано с изменением величины и направления скорости движения тайфунов, т.е. изменение периодов микросейсм связано с эффектом Доплера. Именно эту особенность можно использовать при частичном решении задачи по пеленгованию тропических циклонов. Для решения этой задачи необходимо иметь значения исследуемых начальных параметров в момент отслеживания перемещения тайфунов.

В данной работе ставятся задачи по отслеживанию перемещения тайфунов (тропических циклонов), по определению направления на зоны образования первичных и вторичных микросейсм, по определению направления на зоны образования микросейсм «голоса моря». Микросейсм «голоса моря» образуются в результате воздействия микробаром «голоса моря» на верхний слой земной коры прибойной зоны.

При обработке и анализе данных двухкоординатного лазерного деформографа, полученных во время прохождения тайфуна Хагупит по акватории Японского моря, исследуется возможность определения направления на тропические циклоны/тайфуны, а также отслеживания их перемещений. Поставленные задачи решаются на основе отработки технологии определения направления на места генерации первичных и вторичных микросейсм, а также микросейсм «голоса моря» и выяснения связи зон их образования с перемещением тропических циклонов.

В ходе выполнения работы определены зоны образования первичных и вторичных микросейсм (см. рис. 1), зарегистрированных двухкоординатным лазерным деформографом. Установлено, что по зарегистрированным микросейсмам можно определить основные характеристики ветрового волнения, порождаемого тайфуном, и области генерации микросейсм (см. рис. 2).

При обработке данных двухкоординатного лазерного деформографа в диапазоне микросейсм «голоса моря» установлена возможность опре-

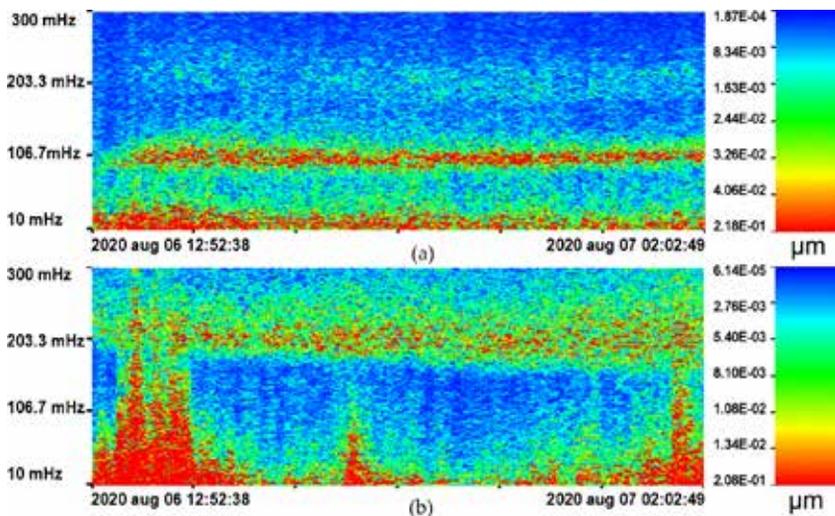


Рис. 1. Спектрограммы участков записей 52.5-метрового лазерного деформографа (а) и 17.5-метрового лазерного деформографа (б).

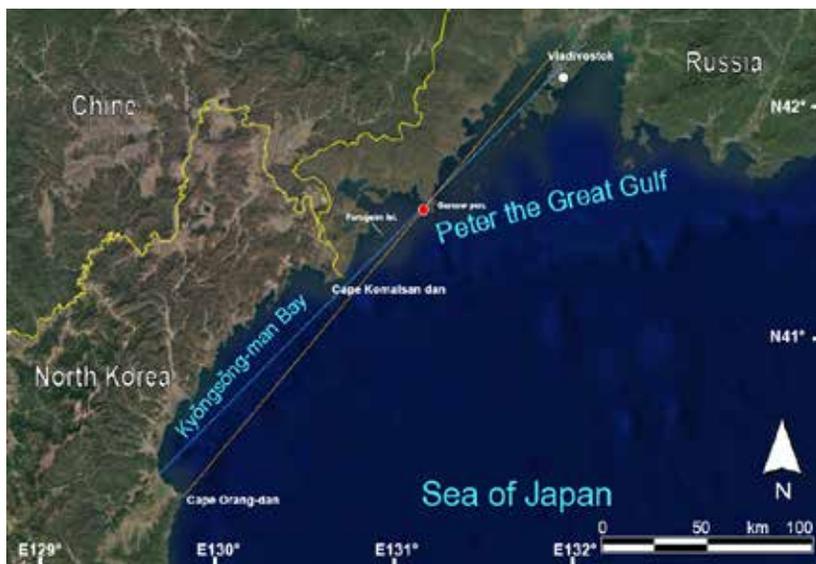


Рис. 2. Диаграмма направленности на зоны генерации микросейсм.
Красный круг – место расположения лазерных деформографов.

деления направления зон образования микросейсм «голоса моря», которые связаны с зонами наибольшей энергоёмкости тайфунов, что позволяет отслеживать перемещение тайфунов.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 22-17-00121, <https://rscf.ru/project/22-17-00121/>.

МОРСКИЕ ИНФРАГРАВИТАЦИОННЫЕ ВОЛНЫ ПО ДАННЫМ ЛАЗЕРНОГО ИЗМЕРИТЕЛЯ ВАРИАЦИЙ ГИДРОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ

Долгих С.Г.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
sdolgikh@poi.dvo.ru*

Изучение морских инфрагравитационных волн невозможно без аппаратуры способной проводить измерения прямыми методами, к которым в первую очередь относятся лазерно-интерференционные приборы [1]. В наших экспериментальных исследованиях натурные данные были получены с помощью лазерного измерителя вариаций давления гидросферы. Который создан на основе равноплечего интерферометра Майкельсона с применением в качестве источника света частотно-стабилизированного гелий-неонового лазера. Он позволяет регистрировать вариации гидросферного давления в частотном диапазоне от 0 (условно) до 1000 Гц с точностью 50 мкПа [2]. В разные годы прибор устанавливался на шельфе Японского моря не далеко от м. Шульц на глубины около 25 м. В работе рассматривалось аномальное поведение морских инфрагравитационных волн по данным лазерного измерителя вариаций давления гидросферы.

В 2022 г лазерный измеритель вариаций давления гидросферы был установлен на глубину 25 м. По кабельным линиям натурные данные в режиме реального времени передавались с прибора на береговой пост наблюдения. Где после предварительной обработки они записывались в банк данных. Рассмотрим морские инфрагравитационные волны в диапазоне от 30 до 180 с. Данное морское волнение не зависит от ветрового волнения, как было установлено ранее, амплитуды инфрагравитационных волн сравнимы с амплитудами гравитационных волн, а периоды инфрагравитационных волн не зависят от периодов гравитационных волн [3].

Изучим поведение морских инфрагравитационных волн прямыми методами. Для этого проанализируем динамические спектрограммы записей лазерного измерителя вариаций давления гидросферы во время появления на записях аномальных нелинейных образований. Аномальные нелинейные образования можно отнести к волнам-убийцам [4], которые имеют периоды схожие с морским волнением, а амплитуды в несколько раз больше амплитуд регулярного морского ветрового волнения. На рисунке представлены динамические спектрограммы,

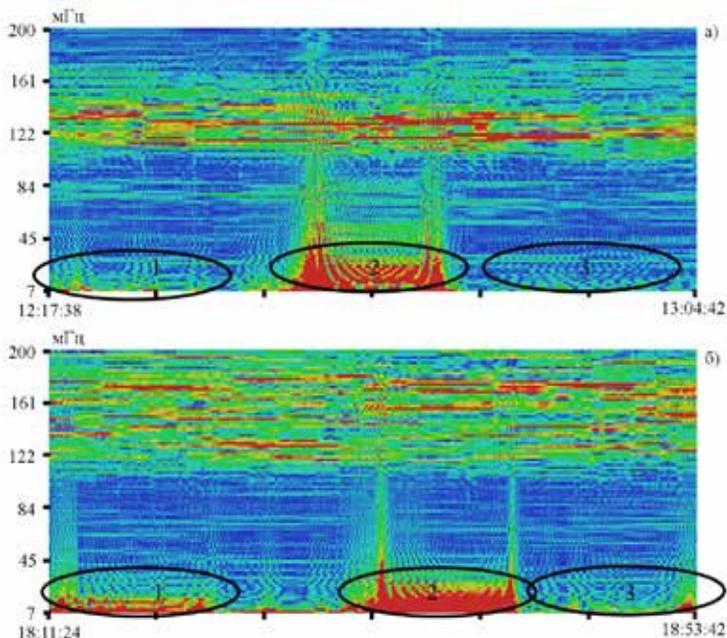


Рис. Динамические спектрограммы записей лазерного измерителя вариаций гидросферного давления за 02 сентября (а) и 11 сентября (б) 2022 г.

где выделены области морских инфрагравитационных волн до аномального нелинейного образования и после. Как описывалось в [5], межмодовое взаимодействие основных мод ветрового волнения (волн зыби) и основной моды региональных инфрагравитационных морских волн. В результате этого нелинейного взаимодействия образуются волны-убийцы такие как «одна сестра», «две сестры» и «три сестры». Были выбраны участки записей лазерно-интерференционного измерителя в момент регистрации аномальных нелинейных образований. На рисунке представлены две динамические спектрограммы за 2 сентября 2022 г. (рисунок а) и за 11 сентября 2022 г. (рисунок б). В обоих случаях на спектрограммах выделены области морского инфрагравитационного волнения до образования (участок 1), в момент регистрации образования (участок 2) и после (участок 3). При сопоставлении участков 1 и 3 видно, что амплитуды морского волнения с периодами от 40 до 140 с уменьшаются более чем в два раза после прохождения аномального нелинейного образования. Похожее уменьшение амплитуд морского инфрагравитационного волнения наблюдалось и при других регистрациях волн-убийц лазерным измерителем вариаций давления гидросферы.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 22-27-00678 “Микродеформации земной коры, вызванные морскими инфрагравитационными волнами по данным лазерно-интерференционных приборов”.

Литература

1. Долгих Г.И., Долгих С.Г. Применение прямых и параметрических методов в геофизических исследованиях // Физика Земли. 2008. № 11. С.77-83.
2. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ковалев С.Н., Швец В.А., Чупин В.А., Яковенко С.В. Лазерный измеритель вариаций давления гидросферы // Приборы и техника эксперимента. 2005. № 6. С.56-57.
3. Долгих Г.И., Алексеев А.В., Валентин Д.И., Долгих С.Г., Ковалев С.Н., Корень И.А., Овчаренко В.В., Швец В.А., Яковенко С.В., Холодкевич Е.Д. Регистрация инфрагравитационных волн на границе «гидросфера-литосфера» береговым лазерным деформографом // Доклады Академии наук. 2003. Т. 389. № 2. С. 244-246.
4. Kharif C, Pelinovsky E, Slunyaev A Rogue Waves in the Ocean (Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2009).
5. Dolgikh G., Dolgikh S., Chupin V., Ovcharenko V., Shvets V., Yakovenko S. Registration of Nonlinear Hydrophysical Disturbances - Rogue Waves in Full-Scale Conditions // J. Mar. Sci. Eng. 2022. 10. P. 1997. <https://doi.org/10.3390/jmse10121997>.

ВИХРЕВЫЕ И ВОЛНОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ В ДИНАМИКЕ ВОД ТАУЙСКОЙ ГУБЫ (ОХОТСКОЕ МОРЕ)

Дубина В.А.^{1,2}, Лысенко Е.С.², Хмельёва О.В.²

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
dubina@poi.dvo.ru

²Дальневосточный государственный технический рыбохозяйственный
университет, г. Владивосток

Тауйская губа является одним из приоритетных природных объектов для реализации программы рационального природопользования [1] (рисунок 1). В этом заливе отмечается максимальная для северной части Охотского моря биопродуктивность, а её таксономическое разнообразие соизмеримо с заливом Петра Великого [2]. Гидрологический режим акватории Тауйской губы, в том числе течения, довольно хорошо изучен [3], за исключением субмезомасштабной изменчивости динамики вод этого залива. Вихри разного знака образуются на шельфе чаще всего при взаимодействии течений с неоднородностями береговой черты и дна [2]. Особенно интенсивна вихревая динамика в районах островных архипелагов, где наблюдаются интенсивные приливные течения. В Охотском море к та-

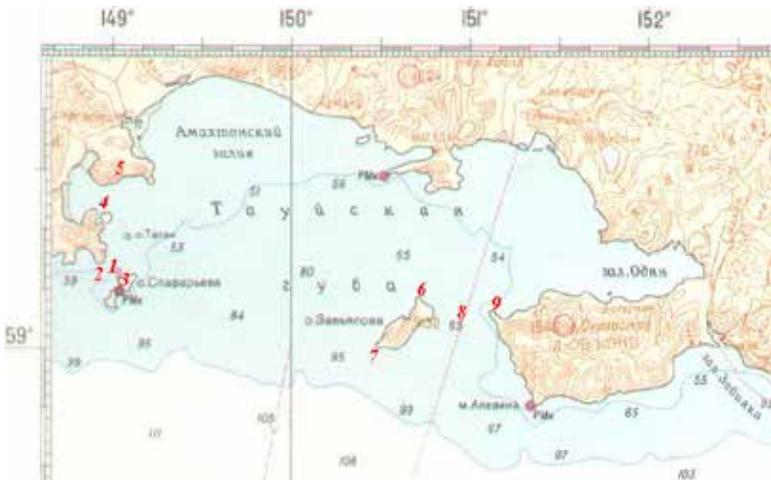


Рис. 1. Батиметрическая карта Тауйской губы. 1 – пр. Лихачёва, 2 – м. Шестакова, 3 – м. Беринга, 4 – Мотыклейский зал., 5 – п-ов Оначевича, 6 – м. Северный, 7 – м. Южный, 8- Ольский пр., 9 – м. Таран

ким акваториям относятся Курильские, Шантарские и Ямские острова. В Тауйской губе приливы не так сильны, как на перечисленных акваториях, но вполне серьёзные: максимальная высота у берегов достигает 4–5 м, а наибольшие скорости неправильного полусуточного течения составляют 0,80 м/с [4].

Спутниковые данные высокого пространственного разрешения, полученные в видимом и тепловом ИК диапазонах электромагнитного спектра, подтверждают известные основные особенности общей циркуляции вод в Тауйской губе: адвекция вод Ямского течения через восточную часть границы залива, антициклоническая циркуляция в северо-восточной части акватории, сток распреснённых вод вдоль западного берега губы. Анализ мультисенсорной спутниковой информации свидетельствует об интенсивной субмезомасштабной динамике вод, связанной с генерацией и эволюцией вихревых образований и внутренних волн, которые регистрируются в тёплое время года на всей акватории залива. Чаще всего эти явления наблюдаются в юго-западном и юго-восточном районах Тауйской губы: проливе Лихачёва, возле острова Завьялова и мыса Таран. Субмезомасштабные вихри с горизонтальными размерами 5–12 км сопровождаются подъёмом продуктивных глубинных вод к поверхности, образуя аномалии температуры морской поверхности диаметром 1–2 км.

Поверхностные проявления нелинейных внутренних волн зарегистрированы на всей акватории Тауйской губы с июня по август. Пакеты солитонов перемещаются в заливе во всех направлениях. Максимальная длина гребня составляет 30 км, а расстояние между двумя лидирующими волнами не превышает 1 км при типичной длине 400–600 м. Вероятным механизмом генерации ВВ в Тауйской губе является взаимодействие речных плумов и приливных субмезомасштабных вихрей с мелким пикноклином.

Литература

1. Приоритетные территории Российского Дальнего Востока для сохранения биоразнообразия (экологические «горячие точки») / (обзор): [сборник] / «Друзья Земли — Япония» («Friends of the Earth — Japan»); Международный союз охраны природы (IUCN); [науч. ред. В.П. Каракин]. Владивосток, 1999. 200 с.
2. Биологическое разнообразие Тауйской губы Охотского моря. Владивосток: Дальнаука. 2005. 714 с.
3. Ландшафты, климат и природные ресурсы Тауйской губы Охотского моря. Владивосток: Дальнаука. 2006. 525 с.
4. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Охотское море. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеоздат. 2003. Т. 9. Вып. 1. 398 с.

ЧТО ИЗМЕРЯЕТ И ЧТО МОЖЕТ ИЗМЕРЯТЬ ДЕФОРМОГРАФ АКАДЕМИКА Г.И. ДОЛГИХ

Егоров Е.И.

*Ассоциация инновационного развития Омск – Владивосток
czl4otk9omsk@gmail.com*

В [1] предложено, устройство генерации квазипостоянного поля Векторного Потенциала Магнитного и Электрического Полей (ВП МЭП), новой материальной сущности, посредством которой возможно непротиворечиво и оставаясь в рамках классической ортодоксальной Физики, дополненной квантовомеханическими представлениями, объяснить все наблюдаемые физические явления и предсказать ряд новых физических эффектов. Изложенный подход является развитием существующих физических теорий и уходит своими корнями в развитие квантовомеханических представлений [6]. Наиболее полно, с опорой на легко воспроизводимые эксперименты и логику, с учётом трудов классиков, подход изложен в [2].

В частности, экспериментально показано, что чрезвычайно малые вариации ВП МЭП, формируемые токами порядка 0.1 ампера, вызывают легко наблюдаемые изменения, как плотности, так и оптических характеристик веществ, оказавшихся в зоне воздействия ВП МЭП [1]. Эти эффекты были предсказаны в [8].

Гравиметрическое измерение 600 суточных вариаций веса компаса, как объекта, содержащего магнитный элемент, проведено в Омске в 2015–2017 году и представлено в [3,2]. Выявлена ярко выраженная годичная вариация ВП МЭП, которая может быть связана с формой орбиты Земли вокруг солнца, которое, наряду с магнитным динамо Земли является источником потока поля ВП МЭП, достигающего на орбите Земли, по оценкам, опирающимся на магнитное динамо Солнца, величины 10^8 Гс·см.

Изменения плотности и, как следствие, геометрических размеров тел при изменениях потока ВП МЭП, представляют возможность использовать интерференционные методы для измерений вариаций ВП МЭП. Соображения на этот счёт изложены в [4,2], где предложена схема компактификации такого рода устройства. В [5] и иных работах описан лазерный деформограф, посредством которого возможно наблюдать до-

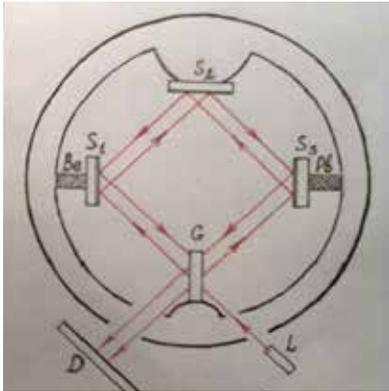


Рис. 1. Схема измерений

подкладки под отражающие зеркала, расположенные в плечах деформографа, из металлов с существенно разным атомным составом. К примеру, из Pb и Be, или из Bi и Mg, которые необходимо брать в равные мольные количества, чтобы количество атомов в подкладках было примерно одинаковым. Схема измерений представлена на рисунке 1, где L – лазер; G – зеркало – делитель; S_1, S_2, S_3 – отражающие зеркала; D – Фотодиодная линейка, фиксирующая перемещение интерференционной картинке; Pb и Be – металлические подкладки под зеркала, которые в разной динамике, в соответствии со своими химическо - атомными свойствами, реагируют на внешние вариации ВП МЭП в режиме реального Времени.

В настоящее Время во Владивостоке, в режиме реального времени, начиная с 23.04.2021 года ведётся грубое измерение вариаций ВП МЭП флюгерно-гравитационным методом [7, 9, 10].

Литература

1. Егоров Е.И. Теория буюна. Векторный потенциал электромагнитного поля в приложениях к преобразованиям химических элементов и к биологии // Омск. Изд-во Омского гос. Университета. 2012. ISBN 978-5-7779-1389-0.
2. Егоров Е.И. Векторный Потенциал Магнитного и Электрического Полей (ВП МЭП). Структурирование торсионных полей и эфира // Омск. Из-во Омского Гос. Техн. Университета. 2019. ISBN 978-5-8149-2919-8.
3. Егоров Е.И., Колесников В.А. Годичное наблюдение веса компаса. // Молодёжный лагерь «Интеллектуальные чтения»: Молодёжный форум: Материалы форума. Омск. Из-во ФГБОУ ВО Омский Гос. Аграрный Университет. 2016. С. 34. ISBN978-5-89764-538-1.

4. Егоров Е.И. О компактификации устройств для непрерывной фиксации локальных относительных вариаций Векторного Потенциала Магнитного и Электрического Полей // Молодёжный лагерь «Интеллектуальные чтения»: Молодёжный форум: Материалы форума. Омск. Из-во ФГБОУ ВО Омский Гос. Аграрный Университет. 2015. С. 100. ISBN978-5-89764-540-4.
5. Долгих С.Г., Долгих Г.И., Чупин В.А., Яковенко С.В. Применение мобильного лазерного деформографа // Н-ТЖ «Фотоника». 2016. № 6(60). С. 82 – 87. ISSN 1993-7296. www.photonics.su.
6. Боголюбов Н.Н., Ширков Д.В. Введение в теорию квантованных полей. М.- Наука. 1976.
7. https://us02web.zoom.us/rec/share/YpDtZlehHhRSg7RA4tl6_Hs5gbRv3gW0RXv7jV0QDhcnOKvD8KRcByUyeLMwBto9.HGwxehG5vLq-FA3E. (Время просмотра 22.05.2023; Егоров Е.И. с 29 мин. по 59 мин.)
8. Бабаев Ю.Н., Бауров Ю.А. Нейтрино в дискретном пространстве и космология // М. Препринт ИЯИ АН СССР. № П-0386. 1985.
9. Егоров Е.И. <https://us02web.zoom.us/rec/share/qV0xm2h59XwGo26r08ZufncPbIk9bUPgv-xsevPnHsFG4xLbsNTqG4k4YyjloXyMm.hXLoBoSO-qBMPXmo> // 27.04.2022 г. Выступление автора на Вебинаре В.Н.Зателепина – А.В. Климова (Время просмотра 04.06.2023 г.)
10. Egorov E.I. The Principles of generating the vector potential of magnetic and electric fields (VP MEF) and fixing the variations of the VP MEF in real Time // The 23rd International Conference on Condensed Matter Nuclear Science. June 9 – 11, 2023. Xiamen, China. Abstract Book. P. 59 – 61.
11. Егоров Е.И. Доклад на вебинаре ИИВП им. А.П. Левича при МГУ. 06.06.2023 г.- выложен на сайте ИИВП apl@chronos.msu.ru .

АВТОНОМНЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ АКУСТИКО-ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ ИЗМЕРИТЕЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ «МОЛЛЮСК»

Ковзель Д.Г., Гриценко В.А.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток

Вертикальная акустико-гидрофизическая система «Моллюск-19» и ее более поздняя модификация «Моллюск-21» продолжили ряд разработанных и изготовленных в ТОИ ДВО РАН многоканальных измерительных систем [1, 2]. Системы аппаратно и программно унифицированы с другими устройствами измерительного комплекса «Шельф-14», который включает автономные подводные акустические регистраторы (АПАР), поверхностные телеметрические буи [3], аппаратуру акустической связи [4], донные автономные акустические станции со скалярно-векторным приемником «Краб-19» и «Краб-21».

Конструктивно «Моллюски» представляют собой (рис. 1) последовательно соединенные кабельными вставками регистратор и модули датчиков (МД), укрепленные на несущем тросе. В рабочем положении

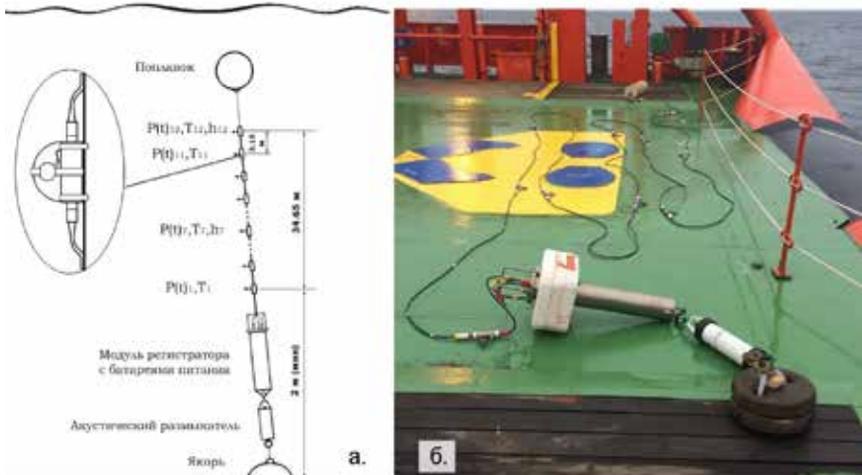


Рис. 1. Схема постановки автономной вертикальной акустико-гидрофизической измерительной системы Моллюск-19 в море – (а.) и ее фотография на борту судна перед постановкой - (б.).

системы ниже регистратора крепится акустический размыкатель и якорь, а на верхнем конце измерительной линии – поплавок. При подъеме якорь сбрасывается при помощи акустического размыкателя. Оба конца измерительной линии – поплавок и модуль регистратора – имеют положительную плавучесть, что упрощает подъем системы и снижает механические нагрузки на измерительную линию.

Регистраторы «Моллюск-19» и «Моллюск-21» идентичны и практически представляют собой автономный подводный акустический регистратор (АПАР) «Шельф-14», в котором модуль АЦП заменен модулем согласования с кабельной линией. Модули датчиков и кабели взаимозаменяемы внутри каждого «Моллюска» и между ними и могут соединяться в любом порядке и любом необходимом количестве, что позволяет легко конфигурировать системы под задачи конкретного эксперимента. Отличие между системами заключается в составе гидрологических датчиков – в «Моллюске-19» применены 13-разрядные цифровые термометры DS1624, способные измерять температуру от -55°C до $+125^{\circ}\text{C}$ с разрешением 0.031°C . В двух МД имеются также прецизионные аналоговые датчики гидростатического давления PDCR-1830, а для преобразования их в цифровую форму используется встроенное в микроконтроллер модуля датчиков 10-разрядное АЦП, что обеспечивает точность измерения глубины 10 см. В модулях датчиков «Моллюска-21» установлены датчики гидростатического давления-температуры MS5837-30BA производства TE connectivity, обеспечивающие диапазон измерения давления до 30 бар с разрешением 0.2 мбар и температуры в диапазоне $-25^{\circ}\text{C} \dots +85^{\circ}\text{C}$ с разрешением 0.0041°C . Частота опроса гидрологических датчиков программируемая, в настоящее время установлена 5 Гц. Необходимая абсолютная точность измерений для обеих систем обеспечивается кросс-калибровкой с гидрологическим зондом, производимой в начале каждого полевого сезона.

Аналого-цифровое преобразование акустического сигнала также производится в МД и результаты передаются по кабельной линии в регистратор в цифровой форме. Такая организация системы исключает межканальное проникновение, снижает шумы электроники и наводки. Частота дискретизации акустического сигнала программируемая, в постановках 2019-2021 гг. использовалась частота дискретизации 5053 Гц. Динамический диапазон акустических каналов превышает 135 дБ при предельных пиковых значениях акустического давления около 2 кПа.

Блок низкочастотных данных каждого МД встраивается в поток акустических данных этого МД с частотой опроса гидрологических датчиков. Он включает данные о глубине (гидростатическое давление) и температуре, индивидуальный номер МД (ID), записанный в идентификационную память его контроллера, и напряжение питания на входе

МД, измеряемое встроенным АЦП контроллера. Наличие ID, однозначно связанного с аппаратной частью МД, позволяет автоматически идентифицировать данные этого МД независимо от его положения в измерительной линии, что обеспечивает однозначность и надежность их распознавания при последующей обработке записей регистратора. Результаты измерений в цифровой форме от МД продвигаются по измерительной линии к регистратору последовательно, ретранслируясь в каждом МД. Такое решение существенно снижает энергозатраты на передачу данных до регистратора.

Время автономной работы систем определяется батареями питания и при использовании 2-х блоков по 40 алкалайновых батареек типа D составляет 20-25 суток.

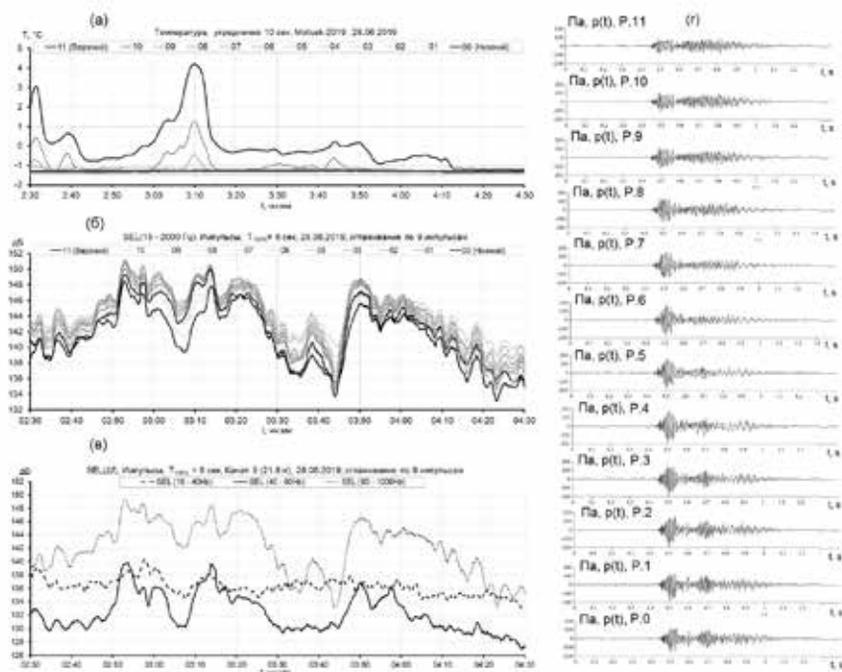


Рис. 2. Измеренные вариации температуры воды на 12 горизонтах – (а), вариации значений SELimp(15-2000Hz) акустических импульсов, формируемых на 12 горизонтах сейморазведочными сигналами, излученными при движении судна по акустическому профилю – (б), вариации значений SELimp, акустических импульсов, измеренных на горизонте 22 м в частотных диапазонах 10-40, 40-90 и 90-1000 Гц – (в), вариации акустического давления в импульсах, формируемых на 12 горизонтах сейморазведочным сигналом – (г).

В настоящее время оба «Моллюска» оснащены акустическим модемом, обеспечивающим проверку работоспособности систем перед постановкой и во время работы в море на дистанциях до 15 км, а также, в случае необходимости, поиск дрейфующей после сброса якоря системы. При этом используется телекомандное устройство (ТКУ, TCU) комплекса «Шельф-14» [4].

Системы «Моллюск» используются для контроля акустико-гидрофизических характеристик среды и параметров акустических импульсов, генерируемых при сейсморазведочных работах на северо-восточном шельфе о. Сахалин. На рис. 2 приведен пример измерений 2019 г., во время проведения компанией Эксон Нефтегаз Лимитед сейсморазведки на Одоптинском лицензионном участке. Система «Моллюск-19» была установлена на 20 км мористее трека сейсморазведочного судна, в точке с глубиной моря 52 м. Приемные гидрофоны системы располагались на глубинах 17-50 м. Трек судна проходил вблизи 20-метровой изобаты, излучение сейсмоимпульсов производилось по GPS, с интервалом 3-10 сек. Сопоставление времени прохождения нелинейных внутренних волн (ВВ) через точку постановки системы (графики температуры рис. 2а), пространственных неоднородностей волновода и акустической экспозиции в характерных для донных (10-40 Гц), водно-донных (40-90 Гц) и водных мод частотных диапазонах позволяет выявить влияние ВВ на распространение сейсмоимпульсов.

Авторы выражают благодарность компании «Эксон Нефтегаз Лимитед» за поддержку данной работы.

Литература

1. Рутенко А.Н. Вертикальная акустико-гидрофизическая антенна «Моллюск-97» // Приборы и техника эксперимента. 1998. № 5. С. 141-144.
2. Ковзель Д.Г., Рутенко А.Н., Ущиповский В.Г. Автономная вертикальная акустико-гидрофизическая измерительная система «Моллюск-07» // Приборы и техника эксперимента. 2008. № 5. С. 138-142.
3. Ковзель Д.Г. Технические средства гидроакустического мониторинга сейсморазведочных работ на шельфе // Акуст. журн. 2018. Т. 64. № 5. С. 605-617.
4. Ковзель Д.Г. Аппаратура акустической связи для контроля работы автономной гидроакустической донной станции на шельфе // Акуст. журн. 2019. Т. 65. № 5. С. 619-629.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РАЙОНЕ ОЗЕРА ХАНКА В 2021–2022 гг.

**Коломиец А.Г., Герасименко М.Д., Герасимов Г.Н.,
Шестаков Н.В.**

*Институт прикладной математики ДВО РАН, г. Владивосток
kolm@iam.dvo.ru*

В 2021–2022 г. нами продолжены комплексные геофизические исследования в районе озера Ханка, начатые в 2016 г. Результаты исследований 2016–2020 гг. представлены в [1], [2], [3]. Как и в предыдущие годы, основными источниками экспериментальных данных являются: измерения уровня воды в озере; GRACE – специальная спутниковая гравитационная миссия для картирования глобального Гравитационного Поля Земли (ГПЗ); наблюдения за вертикальными движениями земной коры GNSS методами, для этого в 2017 г. были заложены два GNSS пункта – на сопке Лузановская (LUZS) и в посёлке Камень-Рыболов (KAMR).

В проводимых исследованиях мы не рассматриваем механизмы и причины изменения баланса водных масс и уровня воды в озере. Это самостоятельная задача для специалистов в вопросах гидрологии. Нас интересуют только количественные изменения уровня воды и их связь с геодинамическими процессами в районе озера.

На рис. 1 представлен совместный график изменения уровня воды по данным уровнемерных наблюдений и данным системы GRACE, фиксирующей изменение высоты геоида.

Для наглядности изменение высоты представлено в EWH (Equivalent Water Height) [4]. Сравнение данных двух независимых источников

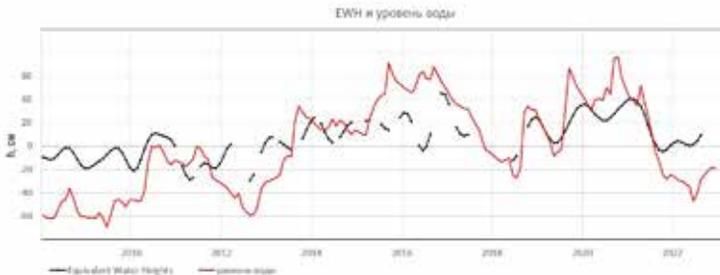


Рис. 1. Изменение уровня воды и высоты геоида.

(классических наземных наблюдений и современных спутниковых) показывает, что изменение уровня воды в озере совпадает с изменением гравитационного поля. Важно отметить, что периоды изменений практически совпадают.

Начатые в 2017 г. GNSS наблюдения за вертикальными движениями земной коры в районе озера продолжаются. С 2021 г. GNSS пункт в КАМР по техническим причинам не действует. По этой причине в данной работе рассматриваются вертикальные движения на пункте, расположенном на сопле Лузановская. В работах [2] и [3] вертикальные движения земной коры оценивались в глобальной системе координат ITRF. Полученные данные количественно и качественно хорошо согласовывались с изменением уровня воды и высоты геоида. В данной работе мы определяем вертикальные движения продолжающего действовать пункта LUZS относительно двух ближайших GNSS пунктов: пункта IMAN Приморской геодинамической сети, расположенного в г. Дальнереченск, и пункта CHAN международной сети IGS, расположенного в городе Чанчун, КНР.

На рис. 2 и рис. 3 представлены вертикальные движения пункта LUZS относительно пунктов CHAN и IMAN за 2021–2022 гг. Подъем пункта LUZS совпадает по времени с уменьшением уровня воды в озе-

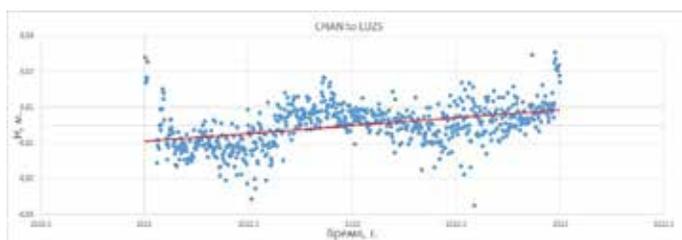


Рис. 2. Изменение высоты пункта на Сопке Лузановская относительно пункта CHAN.

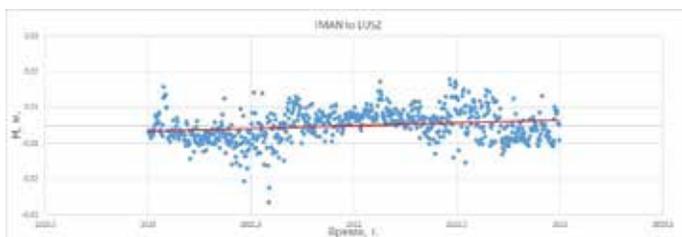


Рис. 3. Изменение высоты пункта на Сопке Лузановская относительно пункта IMAN.

ре, а величины смещения, относительно обоих пунктов, в максимуме достигают $4,2 \pm 1$ мм/год. Это хорошо согласуется с методикой расчёта вертикального смещения земной коры под действием водных масс [5]. Расчёты по этой методике показывают, что изменение уровня воды на 0,5 м приводит с вертикальному смещению пункта до 4,4 мм.

Полученные значения вертикальных движений земной коры, их связь с изменением уровня воды и высотой геоида количественно и качественно подтверждают проведённые ранее исследования [2], [3], указывают на дополнительную возможность их учета разными методами при анализе водного баланса водоемов, свидетельствуют о надёжности выбранных нами методов исследования и подтверждают важность и практическую значимость комплексных геофизических исследований для прогнозирования возможных природных и техногенных катастроф, подобных наводнению 2015-2016 гг. оз. Ханка.

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации 075-00771-22-00 (НИОКТР № АААА-А20-120120390006-0).

Литература

1. Герасименко М.Д., Шестаков Н.В., Коломиец А.Г., Герасимов Г.Р., Сысоев Д.В. Современные движения земной коры в районе озера Ханка по геодезическим данным // Трансграничное озеро Ханка: причины повышения уровня воды и экологические угрозы. Владивосток: Дальнаука. 2016. С. 105–108.
2. Коломиец А.Г., Герасименко М.Д., Шестаков Н.В., Герасимов Г.Н. Комплексные геофизические исследования в районе озера Ханка // XII Всероссийский Симпозиум Физика Геосфер. Владивосток, 6–10 сентября 2021. С. 63–65.
3. Коломиец А.Г., Герасименко М.Д., Шестаков Н.В., Герасимов Г.Н. Геодинамические исследования в районе озера Ханка // Актуальные проблемы геодезии, картографии, кадастра, геоинформационных технологий, рационального земле- и природопользования. Международная научно-техническая конференция. Новополюцк, 9 – 10 июня 2022. С. 59–65.
4. <http://thegraceplotter.com>
5. Тимофеев, В.Ю., Ардюков, Д.Г., Тимофеев, А.В. Периодические вертикальные смещения по геодезическим данным и упругие параметры земной коры // Известия вузов. Геодезия и аэрофотосъёмка. 2015. № 5. С. 20–26.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ ИСКУССТВЕННОГО ИНТЕЛЛЕКТА И ГЛУБОКОГО ОБУЧЕНИЯ В ОБРАБОТКЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Коротченко Р.А., Кошелева А.В.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева г. Владивосток
korotchenko@po.dvo.ru*

Методы искусственного интеллекта и глубокого обучения все чаще применяются в гидрологии для улучшения обработки и анализа данных [1]. При обработке экспериментальных наблюдений актуальной является задача обнаружения аппаратных сбоев с целью выявления аномалий и отклонений в зарегистрированных данных и восстановления некорректных показаний датчиков, что позволяет обеспечивать целостность наборов гидрологических данных. Используя современные методы машинного обучения, можно добиться повышения качества данных и выполнения надежного анализа полученных наблюдений.

Методы искусственного интеллекта (ИИ), основанные на таких архитектурах глубокого обучения, как сверточные нейронные сети (CNN), рекуррентные нейронные сети (RNN, LSTM), позволяют отражать сложные пространственные и временные закономерности в гидрологических данных и добиваться сокращения размерности при обработке данных в процессе обработки [2].

Точная и надежная регистрация имеет решающее значение для целостности гидрологических наборов данных. Однако аппаратные сбои в системах регистрации могут привести к значительным пробелам в данных и ошибочным измерениям, что ставит под угрозу результаты регистрации и последующий анализ наблюдений.

Обнаружение и коррекция аппаратных сбоев с помощью ИИ основывается на отслеживании ряда параметров в данных, извлечении признаков и обработки построенной модели для выявления отклонений в данных. Преимущества подходов на основе ИИ перед традиционными методами состоит в том, что обнаруженные сбои могут быть скорректированы и спрогнозированы согласно обнаруженным в данных закономерностям.

В качестве практических применений методов глубокого обучения на рис. 1 приведены результаты обработки многосуточных наблюдений датчиков установленной на шельфе термогирлянды. Показан фрагмент, где были обнаружены импульсные сбои и выполнена реставрация данных.

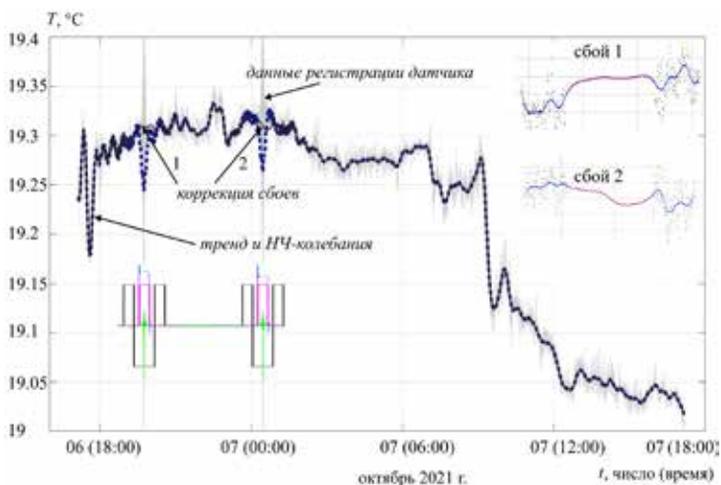


Рис. 1. Обработанные данные термодатчика. Обнаруженные сбои и результаты коррекции

Применение ИИ и методов глубокого обучения способствуют восстановлению данных наблюдений не только при наличии технических сбоев в виде аномальных выбросов, но и в случаях замирания показаний температуры у отдельных датчиков на постоянном уровне.

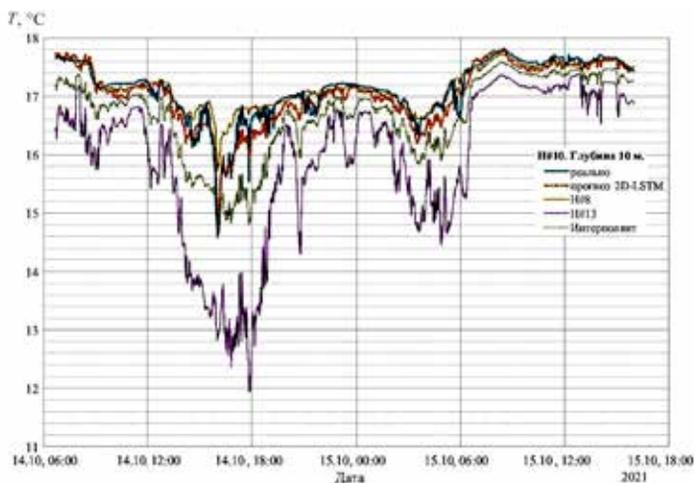


Рис. 2. Результаты температурных наблюдений на глубинах 8, 10 и 13 м. Восстановление проблемных показаний датчика на глубине 10 м с помощью LSTM-нейросети и интерполяции между датчиками на глубинах 8 и 13 м.

На рис. 2 предоставлен результат восстановления данных с помощью прогнозирования нейросетью и методом интерполяции между соседними датчиками, работавшими устойчиво.

Следует отметить, что применение методов искусственного интеллекта и глубокого обучения в обработке гидрологических данных дает ряд преимуществ, включая повышение точности, эффективности и извлечение значимых идей из сложных наборов данных. Эти методы позволяют извлекать ценные сведения из сложных и масштабных гидрологических наборов данных, способствуя лучшей обработке и анализу данных. Несмотря на существующие проблемы, ожидается, что продолжающиеся исследования и прогресс в алгоритмах ИИ и вычислительных ресурсах еще больше повысят эффективность применения ИИ и глубокого обучения в области гидрологии.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме «Изучение фундаментальных основ возникновения, развития, трансформации и взаимодействия гидроакустических, гидрофизических и геофизических полей Мирового океана» (№ гос. регистрации: ААА-А-А20-120021990003-3).

Литература

1. Yao J., et al. Establishing a time series trend structure model to mine potential hydrological information from hydrometeorological time series data // *Science of The Total Environment* 2019. 698. 134227.
2. Kratzert F., Herrnegger M., Klotz D., Hochreiter S., Klambauer G. Neural Hydrology- Interpreting LSTMs in Hydrology. In: W. Samek, G. Montavon, A. Vedaldi, L. K. Hansen, K.-R. Müller, ed., *Explainable AI: Interpreting, Explaining and Visualizing Deep Learning*. Bern: Springer, 2019. P. 347-362.

ПОИСК ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ НА ШЕЛЬФЕ ТИПА ВНУТРЕННЕГО СОЛИБОРА С ПОМОЩЬЮ МЕТОДОВ MACHINE LEARNING

Коротченко Р.А., Кошелева А.В.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева г. Владивосток
korotchenko@po.dvo.ru*

Методы машинного и глубокого обучения все активнее начинают использоваться при обработке натуральных данных. В экспериментальных наблюдениях порой фиксируются весьма любопытные и нестандартные явления, порождаемые внутренними волнами подобными бору [1]. На рис. 1 приводится двухсуточный фрагмент из многодневной записи датчиков, расположенных в термогирляндах, где видны несколько резких колебаний температуры, характерных для волн, получивших название солибор [1].

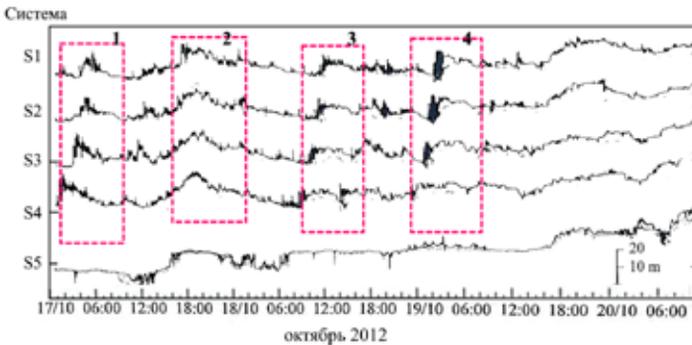


Рис. 1. Графики температурных колебаний на станциях S1-S5 за период 17-20 октября 2012

Такие явления встречаются редко, достаточно ограничены по времени и при большой длительности регистрации данных могут остаться незамеченными.

Используя современные методы машинного обучения, представляется удобным автоматизировать обработку записей для обнаружения подобных редких явлений с помощью нейросетей.

Методы Machine Learning, основанные на сверточных нейронных сетях (CNN), позволяют обнаруживать сложные пространственные и временные закономерности в гидрологических данных и проводить процедуры сегментации, кластеризации и классификации данных в процессе обработки [2].

Обнаружение и выделение гидрофизических процессов таких как внутренние боры основывается на обработке параметров явления, описываемых корреляцией производной температуры в записи с образцом для подобных, и частотными характеристиками волнового процесса типичными для бора.

Внедрение методов ИИ для поиска особенностей в гидродинамических данных предполагает подбор достаточно сложных моделей и выделения набора признаков, характерных явлениям, но предоставляет возможность добиваться повышенной точности и качества анализа натурных данных.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме «Изучение фундаментальных основ возникновения, развития, трансформации и взаимодействия гидроакустических, гидрофизических и геофизических полей Мирового океана» (№ гос. регистрации: ААА-А-А20-120021990003-3).

Литература

1. Henyey F.S. and Hoering A. Energetics of borelike internal waves // J. Geophys. Res. 1997. 102 P. 3323-3330.
2. Гудфеллоу Я., Бенджио И., Курвилль А. Глубокое обучение. М.: ДМК. 2018.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОТНОСТИ МОРСКОГО ЛЬДА СРЕДСТВАМИ КОМПЬЮТЕРНОЙ ТОМОГРАФИИ

**Кустова Е.В.¹, Лазарюк А.Ю.¹, Харламов П.О.²,
Тювеев А.В.³, Мельниченко Н.А.⁴**

¹Тихоокеанский океанологический институт РАН имени Ильичева, г. Владивосток,
lazaryuk@poi.dvo.ru, kustova_e@poi.dvo.ru

²Дальневосточный региональный научно-исследовательский
гидрометеорологический институт, г. Владивосток, pkharlamov@ferhri.ru,

³Владивостокский государственный университет экономики и сервиса,
г. Владивосток, anton.bdk@gmail.com

⁴Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток, о. Русский, п. Аякс
melnichenko.na@dvvfu.ru

Для изучения преимуществ и недостатков применения средств компьютерной томографии (КТ) к определению плотности морского льда были отобраны 4 керна льда Амурского залива зимой 2021 г.: два керна 4 февраля в точке Т4 (и Т4b) на расстоянии не более 100 метров друг от друга; два керна 2 марта в точках Т5 и Т21, отстоящих друг от друга более, чем на 9 км. Кроме того, точка Т21 расположена в области влияния стока реки Раздольной (точки являются станциями гидрологического разреза). Т.о., в первом случае образцы представляли собой лед, образовавшийся и существовавший в схожих условиях, а во втором — в максимально различных. Диаметр кернов составил 16 см, что уменьшило вероятность извлечения образца без солевых каналов вследствие их неравномерного распределения во льду [1]. Кроме того, на каждой станции так же извлекался дополнительный керн для получения профиля температуры льда (через 5 см, считая от верхней поверхности керна) при помощи цифрового измерителя температуры ИТ-7Pt-2 (погрешность $\pm 0,2$ °С), и, в дальнейшем — профиля солености при помощи проточной системы зонда SBE-19 (точность определения солености $\pm 0,1$ *psu* (*practical salinity units*)) уже в лабораторных условиях.

Полученные керны были доставлены в медцентр Профи-Клиник (г. Владивосток) упакованными в толстый полиэтилен и термоизоляционный контейнер, в горизонтальном положении для предотвращения вертикального стока рассола. Там керны были помещены в 64-срезовый мультиспиральный томограф SIEMENS Sensation 64 (источник рентгеновского излучения был установлен на 120 кВ и 255 мА для февральских кернов и на 80 мА для мартовских). Сканирование происходило при комнатной температуре (керны оставались запакованными в полиэтилен) и

занимало не более 15 с. Толщина аксиальных срезов была установлена 1 мм, расстояние между срезами — 0,7 мм. Февральские керны были помещены в томограф параллельно, мартовские — последовательно. Как видно из табл.1, разрешение полученных в феврале снимков гораздо меньше. Однако, несмотря на это, мода гистограмм этих кернов не отличается от моды гистограмм изображений мартовских кернов (–72 НУ, что приблизительно соответствует веществу плотностью 0,926 Мг/м³), а формы гистограмм аналогичны, что указывает на возможность проведения сравнительного анализа полученных результатов.

Таблица 1. Характеристики кернов и параметры полученных изображений.

Станция	Расстояние от берега, м	Толщина льда, см	Температура воздуха, °С	Размер пикселя, мм	Принятый объем вокселя, мм ³	Количество эффективных срезов
T4	1350	45	–11,5	0,830	0,482	600
T4б	1450	49	–12,7			652
T5	2050	52	–6,9	0,429	0,129	676
T21	11100	75	–5,9			1033

Плотность вещества на полученных изображениях рассчитывается из единиц Хаунсфилда (НУ) согласно линейной зависимости, полученной по данным, приведённым в [2]:

$$\rho = 0,9747 \cdot NU + 998,7337 \quad (1)$$

Для сравнения использовались так же теоретические расчеты плотности льда. По формуле Швертдфегера [3] плотность морского льда составляет:

$$\rho = \left(1 - \frac{V_a}{V}\right) \left(1 - \frac{4,56 \cdot S_i}{T}\right) \cdot 0,917 \quad (2)$$

Формула применима в диапазоне температур льда выше –8,2°С, плотность для льда со средней температурой –5,5 °С и средней соленостью 5 ‰ предлагается принять 0,915 Мг/м³, а соленость льда в формуле указана в долях.

По формуле Кокса [4] плотность морского льда:

$$\rho = \left(1 - \frac{V_a}{V}\right) \frac{\rho_i F_1(T)}{F_1(T) - \rho_i S_i F_2(T)} \quad (3)$$

где для расчетов было использовано $\rho = 0,923$ Мг/м³, $\rho_i = 0,917 - 1,403 \cdot 10^{-4} \cdot T^{\circ C}$ Мг/м³, значения F_1 и F_2 рассчитывались по

температуре льда с использованием коэффициентов, представленных в [3], S_i – соленость льда в ‰, в данной работе для расчета использовались psi .

Содержание воздуха $\frac{V_a}{V}$ для обеих формул было взято из результатов, полученных для КТ-изображений, т.к. формулы содержания воздуха в морском льду и его плотности у обоих авторов являются взаимозависимыми.

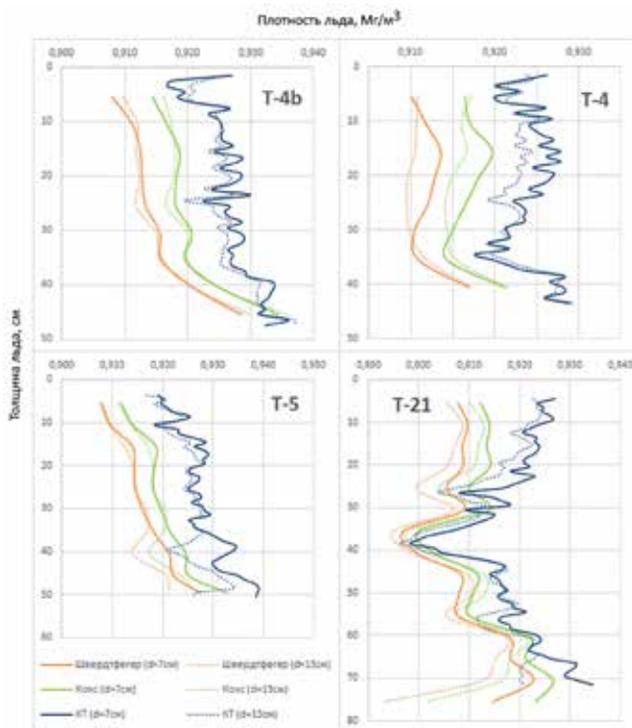
При расчетах по КТ-изображениям, с целью уменьшить влияние возможных потерь рассола при извлечении и транспортировке, были выделены две области исследования: диаметром 13 см ($d = 13$ см на рисунках, пунктирная линия) — чтобы обрезать края, где могли образоваться каверны и произойти сток рассола в связи с механическими повреждениями каналов, расположенных у края, и диаметром 7 см ($d = 7$ см на рисунках, сплошная линия) — захватывая, т.о., только центр изображения керна. Расчеты были произведены для обеих областей каждого керна. При осреднении на весь керн видно, что разница между средней плотностью всего керна и его центральной части составляет до $0,005 \text{ Мг/м}^3$ (см. табл. 2).

Таблица 2. Результаты расчета плотности морского льда

Керн	Средняя температура льда, °С	Средняя соленость льда, ‰	Средняя плотность льда по КТ, Мг/м ³		Средняя плотность льда по Коксу, Мг/м ³		Средняя плотность по льду Швердтфегеру, Мг/м ³	
			d=13 см	d=7 см	d=13 см	d=7 см	d=13 см	d=7 см
T-4	-5,2	6,4	0,923	0,924	0,916	0,917	0,911	0,912
T-4b	-5,8	6,5	0,926	0,927	0,919	0,919	0,914	0,914
T-5	-3,2	5,2	0,925	0,929	0,918	0,920	0,914	0,916
T-21	-2,8	4,6	0,913	0,918	0,905	0,909	0,902	0,906

Разница между результатами расчетов по КТ-изображениям и по формулам (2, 3) составляет (см. табл. 2) от $0,007 \text{ Мг/м}^3$ до $0,013 \text{ Мг/м}^3$, при этом разница с результатами расчетов по формуле Швердтфегера больше, чем по формуле Кокса. Профили плотности льда, полученные тем же образом, что и плотность для всего керна, показывают, что результаты, полученные по формулам (2, 3), в основном ниже результатов, полученных при прямом расчете по КТ-изображениям (рис. 1). Максимальные различия между ними составляют $0,012\text{-}0,016 \text{ Мг/м}^3$, и наблюдаются в верхних слоях кернов морского льда при расчетах по формуле (2). Также можно заметить обратную картину, когда плотности, полученные при расчетах по формулам, превышают плотность льда, полученную по результатам КТ-исследования. Такие случаи наблюдаются в самых нижних слоях кернов T4b и T21, а также в центральной части керна T21 при

Рис. 1. Профили плотности льда, рассчитанные по формулам (2, 3) с использованием натуральных данных, и полученные по результатам КТ-исследования



сравнении с расчетами по формуле (3). Это, предположительно, является следствием стока рассола в процессе извлечения и транспортировки кернов, а также (в случае с керном T21) результатом выхода физических параметров керна льда за пределы применимости формулы (3).

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы № 121021700346-7 «Исследование основных процессов, определяющих состояние и изменчивость океанологических характеристик окраинных морей Азии и прилегающих районов Тихого и Индийского океанов».

Литература

1. Cottier F., Eicken H., Wadhams P. Linkages between salinity and brine channel distribution in young sea ice // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1999. Т. 104. №. С7. С. 15859-15871.
2. Хофер М. Компьютерная томография: базовое руководство: Пер. с англ. / Под ред. Г.Е. Труфанова. М.: Мед, лит. 2006. 367 с.
3. Schwerdtfeger P. The thermal properties of sea ice // Journal of Glaciology. 1963. Т. 4. № 36. С. 789-807.
4. Cox G.F.N. and Weeks W.F. Equations for determining the gas and brine volumes in sea-ice samples // J. Glaciol. 1983. 29(12). P. 306-316.

АКТУАЛЬНОСТЬ БАЗЫ ДАННЫХ ПОЛЕВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ И ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ДЛЯ ИНФОРМАЦИОННОЙ ПОДДЕРЖКИ СЕРВИСОВ ПРЕДМЕТНО-СПЕЦИФИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ И СПЕКТРАЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК НА ТЕРРИТОРИИ САХАЛИНСКОЙ ОБЛАСТИ

Леоненков Р.В.

*Специальное Конструкторское Бюро Средств Автоматизации Морских Исследований Дальневосточного Отделения Российской Академии Наук,
г. Южно-Сахалинск. roma1313@mail.ru*

Дистанционное зондирование Земли (ДЗЗ) из космоса дает актуальную информацию для изучения и мониторинга сейсмически и вулканически активных зон, анализа протекающих в них геологических процессов, влияния вулканизма на окружающую среду, предсказания извержений вулканов, землетрясений и цунами.

На территории России наибольшая сейсмическая и вулканическая активность проявляется в районах о. Сахалин, Курильских островов и п-ова Камчатки. Здесь находятся магматические и грязевые вулканы, в том числе действующие и потенциально активные. Извержения вулканов оказывают исключительно сильное воздействие на окружающую среду, причем это происходит за достаточно короткие периоды времени [1], [2].

В 2021 году запущен пилотный проект Министерства науки и высшего образования Российской Федерации – карбоновые полигоны. Поддержали проект по созданию карбонового полигона и на Сахалине. Карбоновый полигон на Сахалине охватит морскую экосистему залива Анива (Охотское море), а после 2023 года планируется проводить исследования и на острове Итуруп, где ученые будут осуществлять мониторинг природных и антропогенных систем в условиях глобальных изменений окружающей среды [3].

Одной из главных целей таких исследований - оценка интегральных значений углеродного баланса с помощью данных ДЗЗ в большом масштабе определенной территории.

С 2021 по 2023 год на Курильских островах проводятся комплексные наземные исследования потенциально опасных маркерных тестовых участков для последующего использования собранных данных в информационном интеллектуальном анализе.

На основе измерений экспериментальным спектральным аппаратно-программным комплексом получены данные по современному состоянию исследуемых активных вулканов и гидротермальных проявлений; характеристики природных особенностей исследуемых участков для наполнения базы данных предметно-специфических признаков и спектральных характеристик (БД ПСПСХ) объектов в сейсмически и вулканически активных зонах [4].

«БД ПСПСХ» объекты земной поверхности являются необходимым элементом информационной системы, предназначенной для структурированного хранения и использования при дистанционном зондировании Земли. Для задач ДЗЗ необходимо хранить в базе данных описание земных объектов не только в виде их свойств (атрибутов), являющихся предметно-специфическими признаками, но также их спектральные характеристики, или спектральные сигнатуры [5].

База данных «БД ПСПСХ» развёрнута на Windows Server 2019 с использованием встроенного в неё веб-сервера IIS 10 (Internet Information Services). Запрос пользователя, сначала, поступает на обработку в IIS. Основной модуль веб-сервера обрабатывает запросы пользователей по протоколам HTTP/HTTPS. В качестве шифрования для IIS используется компонент Crypto. Область библиотек базовых классов System.IO в .NET позволяет использовать службы файлового ввода-вывода массивов данных файлового хранилища. Серверное приложение дает доступ к своим данным клиентскому приложению с помощью Uniform Resource Locator (URL) по технологии Representational State Transfer Application Programming Interface (REST API) [6].

Если компьютер с ПО «БД ПСПСХ» находится в локальной сети, то доступ к web – серверу осуществляется по ip – адресу компьютера. Если ip – адрес компьютера является статическим ip – адресом в сети Интернет, то к ПО «БД ПСПСХ» смогут подключаться другие пользователи сети Интернет.

Использование технологии ASP.NET Core даёт следующие важные преимущества: кроссплатформенность, повышенную производительность, поддержку общезыковой исполняющей среды CLR (Common language runtime), поддержку многопоточности, открытый исходный код.

Пользователи данных ПО «БД ПСПСХ» делятся на 4 группы, в зависимости от прав доступа: гостевой пользователь, привилегированный пользователь, редактор и администратор.

База данных «БД ПСПСХ» имеет функцию резервного копирования данных (backup сору) на носителе (жёстком диске), предназначенном для восстановления данных в оригинальном или новом месте их расположения в случае их повреждения или разрушения.

В разработке клиентской части проекта использован JavaScript – фреймворк Vue.js. Vue – это прогрессивный фреймворк для создания пользовательских интерфейсов [7].

Выбор данной архитектуры программного обеспечения «БД ПСПСХ» был основан не только на использовании современных инструментов разработки баз данных, но и на анализе других подобных баз данных.

Главная страница программы, на которой отображается «Список объектов измерения» представлен на рисунке 1.



Рис. 1. Главная страница («Список объектов измерения»)

Одним из мощных инструментов для задачи оперативного контроля и интеллектуального анализа различных экологических и природных аномалий является фильтр отбора и сортировки списка, маркерных валидационных точек. Все параметры исследованных значений заносятся в специальные «Справочники», которые прикрепляются к этой маркерной точке. Это позволяет осуществлять узкую выборку нужных данных с заданной маской параметров.

Ключевой особенностью «Справочников» является возможность их добавления в базу данных без необходимости изменения кода программы.

В результате выполнения данной научно исследовательской работы было разработано программное обеспечение «База данных предметно-специфических признаков и спектральных характеристик», с функциями добавления новых данных, изменения и просмотра существующих. Она обеспечивает ведение справочников для структурирования и выбор-

ки данных, учет, хранение, уточнение и удаление данных о характеристиках тестовых участков, формирование выборок данных.

По каждому тестовому участку база данных позволяет включить в себя данные об общих географических характеристиках участка, характеристиках ландшафта, наземных водоёмов, растительности, сейсмической и вулканической активности, геологических особенностей, и спектральные характеристики участка.

База данных была апробирована на отдельных участках Сахалинской области, что позволило преодолеть сезонную и финансовую труднодоступность в мониторинге потенциально опасных маркерных объектов. В рамках пилотного проекта «карбоновые полигоны» данная разработка будет использована на Курильских островах в 2023 году для мониторинга природных и антропогенных систем в условиях глобальных изменений окружающей среды.

Представленные результаты получены в рамках государственного задания СКБ САМИ ДВО РАН (FWWW-2022-0001)

Литература

1. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука. 1967. 288 с.
2. Ганзей К.С. Ландшафты и физико-географическое районирование Курильских островов. Владивосток: Дальнаука. 2010. 214 с.
3. <https://carbon-polygons.ru/about/?ysclid=1a96r1z5to514805976> из интернет источника.
4. Калачева Е.Г. Экспедиционные исследования Курильских островов в 2020 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2020. № 4. С. 101–107.
5. Комплекс для измерений двунаправленных спектрополяризационных коэффициентов отражения и яркости природных и искусственных объектов: пат. 11965 Респ. Беларусь, МПК G 01J 3/02 (2006.01) / Беляев Б.И., Беляев Ю.В., Цикман И.М., Сизиков А.С.; заявитель: НИИ ПБиЧС МЧС Республики Беларусь, НИИ ПФП им. Севченко А.Н. БГУ - № u 20180268; заявл. 12.10.2018; опубл. 01.02.2019 // Афіцыйны бюл. / Нац. цэнтр інтэлектуал. уласнасці. 2019. № 2(127). С. 188 – 189.
6. Adam Freeman Pro ASP.NET Core 6: Develop Cloud-Ready Web Applications Using MVC, Blazor, and Razor Pages 9th ed. Edition; Publisher: ↑Apress; 9th ed. edition (February 25, 2022); ISBN-10: ↑1484279565; ISBN-13: ↑978-1484279564; Paperback: †1286 p.
7. Хэнчэрт Эрик, Листуон Бенджамин Vue.js в действии; серия библиотека программиста; ISBN 978-5-4461-1098-8; издательство Питер, 2019 г. 304 с.

О ПРИЧИНАХ ЭКСТРАОРДИНАРНЫХ СЕЙШЕВЫХ КОЛЕБАНИЙ В ПРЕОБРАЖЕНИИ И РУДНОЙ ПРИСТАНИ

Любицкий Ю.В.

*Дальневосточный региональный научно-исследовательский
гидрометеорологический институт, г. Хабаровск
yuvadlub@gmail.com*

При прохождении над Японским морем тайфунов или глубоких циклонов автоматизированные посты службы цунами (АП) Росгидромета в Преображении и Рудной Пристани регистрируют (дискретность наблюдений равна 1 минуте) сейшевые колебания значительной величины (рис. 1). Гидростатические датчики обоих постов установлены на причальных стенках и не защищены от воздействия волнения.



Рис. 1. Изменения уровня моря по данным наблюдений АП службы цунами в штормовых условиях, см

Можно предположить, что эти экстраординарные сейши представляют собой метеоцунами, формирующиеся в результате резонансных явлений, характерных для некоторых районов шельфа, заливов и бухт при прохождении над морем атмосферных возмущений [1], или инфрагравитационные волны (ИГ), возникающие в результате нелинейного взаимодействия ветровых волн или зыби [2, 3].

Для выяснения причин указанного явления рассмотрены данные измерений АП Преображение и Рудная Пристань за 2010-2022 гг.

Предварительно были идентифицированы ситуации, когда сейши имели значительную величину. Для каждой такой ситуации анализировался ряд значений уровня моря продолжительностью 5 суток. При об-

работке данных применялись традиционные методы исследований [4]. Из исходного ряда вычитался прилив, рассчитанный по гармоническим постоянным восьми основных волн. Для подавления низкочастотной составляющей (для рассматриваемых процессов это сгонно-нагонные изменения уровня моря) полученного данным способом ряда применялся фильтр с окном Кайзера-Бесселя [5]. В результате перечисленных действий формировались «остаточные» ряды уровня моря продолжительностью 3 суток (не рассматривались данные за первые и последние сутки исходных периодов), которые использовались для определения статистических характеристик сейш. Период сейш определялся в виде разности времени формирования последовательных максимумов «остаточного» уровня моря, величина сейш – наибольшей разности величин максимума и минимума уровня во время каждого периода сейш.

Спектры «остаточных» рядов уровня моря свидетельствуют, что во время штормовых ситуаций, по сравнению с периодами спокойной погоды, колебания уровня моря усиливаются на всех частотах, в особенности, в высокочастотном диапазоне. Аналогичные результаты получены в работе [2] для пунктов, расположенных на западном побережье Франции, подверженных непосредственному воздействию волнения (например, Гавра).

Отмеченные особенности подтверждаются различием статистических характеристик сейш в штормовую и спокойную погоду. В штормовых условиях величина сейш резко возрастает, при этом их периоды существенно уменьшаются (рис. 2).

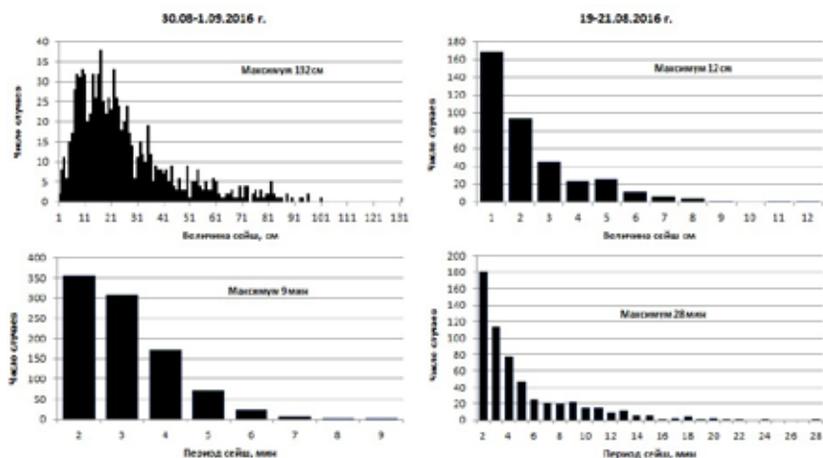


Рис. 2. Статистические характеристики сейш в Преображении во время прохождения тайфуна «Лайонрок» (слева) и в спокойную погоду (справа)

Маловероятно, что экстраординарные сейши в Преображении и Рудной Пристани представляют собой метеоцунами. Во-первых, собственные колебания уровня моря в обоих пунктах в спокойную погоду слабо выражены и в штормовых условиях не происходит их заметного усиления. Во-вторых, доминирующие периоды экстраординарных сейш невелики, они в основном не превышают 5 минут (рис. 2).

Более объективной представляется версия о формировании в рассматриваемых пунктах ИГ волн значительной величины. Период ИГ волн по данным различных исследователей составляет от 25 секунд до 5–10 минут [2, 3], что соответствует оценкам, полученным для Преображения и Рудной Пристани (рис. 2).

Тем не менее, эта гипотеза не подтверждается данными многолетних измерений АП Преображение и Рудная Пристань.

Максимальная величина сейш в обоих пунктах существенно увеличилась с 2016 г. (рис. 3). Это не может быть следствием увеличения высоты волн, поскольку по визуальным наблюдениям максимальные годовые высоты волн в 2016-2022 гг. в Рудной Пристани (в Преображении наблюдения над волнением не выполняются) меньше, чем в 2010-2015 гг. (рис. 3). При этом расположение датчиков измерений уровня моря не менялось.

Можно предположить, что выявленная особенность объясняется техническими причинами. Действительно, в 2016 г. в обоих пунктах (в Преображении – 5 мая, в Рудной Пристани – 22 ноября) произошла замена гидростатических датчиков, используемых для измерения уровня моря, фирмы AANDERAA (модель AADI, 3791A) на SEBA DST-22. Очевидно, датчики SEBA DST-22, в отличие от датчиков AANDERAA указанной модели, не обеспечивают осреднение данных измерений в

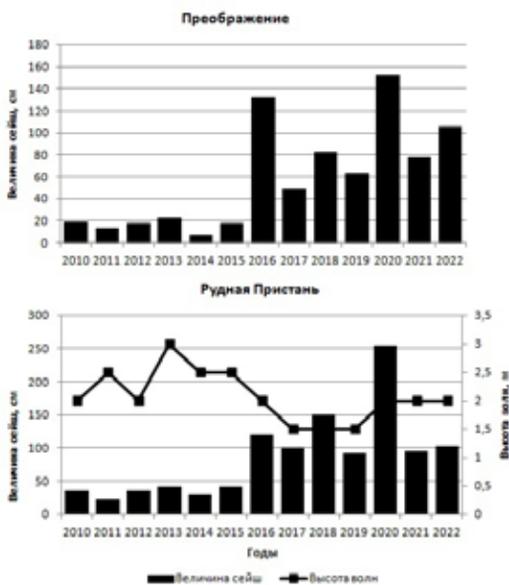


Рис.3 Максимальные годовые величины сейш в Преображении и Рудной Пристани и высоты волн в Рудной Пристани

течение минутных интервалов времени для исключения влияния волнения, что приводит в штормовых условиях к кажущемуся значительному возрастанию величины регистрируемых сейш и уменьшению их периодов.

Полученные результаты ставят под сомнение возможность использования данных измерений датчиков SEBA DST-22 на АП Преображение и Рудная Пристань для объективной оценки характеристик цунами относительно небольшой интенсивности, возникающих во время штормовой погоды.

Проблема отсутствует для пунктов, где датчики SEBA DST-22 размещены в колодцах, соединяющихся с морем подводными трубами (Владивосток, Находка, Посъет), которые обеспечивают эффективное гашение волнения.

Литература

1. Rabinovich A.B. Twenty-seven years of progress in the science of meteorological tsunamis following the 1992 Daytona beach event // *Pure Appl. Geophys.* 2020. V. 177. No. 3. P. 1193–1230.
2. Andre G., Bellafont F., Leckler F., Morichon D. Predicting seiche hazard for coastal harbours along the northern and western coasts of France // *Natural Hazards.* 2021. V. 106. P. 1065–1086.
3. Rabinovich A.B. Seiches and harbor oscillations. In: Kim Y.C. (Ed.), *Handbook of Coastal and Ocean Engineering.* 2009. World Scientific Publ. Singapore. P. 193-236.
4. Смирнов С.В. Расчет сейшевых колебаний в заливе Посъета // *Материалы докладов IX Всероссийского симпозиума «Физика геосфер».* Владивосток. Дальнаука. 2015. С. 576–579.
5. Thomson R.E., Emery W.J. *Data analysis methods in physical oceanography.* Amsterdam: Elsevier Science. 2014. 728 p.

РЕЗУЛЬТАТЫ МНОГОЛЕТНИХ МЕЖДУНАРОДНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПАУ В СОСТАВЕ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ В РЕГИОНЕ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Мишуков В.Ф.¹, Нерода А.С.¹, Хаякава К.²

¹*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток,
vmishukov@poi.dvo.ru*

²*Каназавский университет, г. Каназав, Япония
hayakawa@p.kanazawa-u.ac.jp*

Полициклические ароматические углеводороды (ПАУ) являются стойкими органическими соединениями различных структур, содержащими два или более ароматических колец. Значительная токсичность ПАУ делает их важным предметом экологических исследований. Они доказали мутагенное воздействие [1] и канцерогенное воздействие на живые организмы [2]. Фактический уровень токсичности ПАУ варьируется, и, по данным Агентства по регистрации токсичных веществ и болезней, 17 часто встречающихся ПАУ представляют наибольшую озабоченность. Большинство ПАУ имеют пирогенное происхождение; они образуются путем теплового разложения и рекомбинации (пиролиза и пиросинтеза) органических молекул. Другие ПАУ образуются при более низких температурах во время созревания сырой нефти и, таким образом, называются нефтегенными. Общим маршрутом этих ПАУ в окружающую среду является разлив нефти и ее продуктов. Источники ПАУ могут быть как природными, так и антропогенными. Природные источники включают лесные пожары, сжигание травы, вулканическую активность и биологическую активность микроорганизмов [3].

Антропогенные источники, преобладающие в городских условиях, включают сжигание древесины, угля, бензина и дизельного топлива [4] и другие промышленные процессы [5]. За последние несколько десятилетий 20-го века уровни ПАУ постепенно снижались [6], но интенсивная индустриализация в Восточной Азии привела к увеличению ПАУ в окружающей среде [7]. Атмосферный поток ПАУ только из Китая оценивался в 8092 тонны/год [8]. Из этого объема 1,4 тонны ПАУ достигли Северной Америки после более чем девятидневного переноса. ПАУ привлекли большое внимание к исследованиям загрязнения морской среды в связи с их неблагоприятным воздействием на морские организмы [9]. ПАУ, как правило, нерастворимы в воде, и они обычно встречаются адсорбированных на частицах и постепенно оседают на дне водоемов, как

глубоководные отложения [10], где они могут впоследствии нанести вред бентосным организмам [11]. ПАУ активно накапливаются в водных организмах, а затем передаются людям через пищевые цепи, создавая тем самым угрозу для здоровья человека [12].

На основании меморандумов о взаимопонимании и международных грантов РФФИ № 06-05-91577-ЯФ_а и № 12-05-92104-ЯФ_а «Поведение полициклических ароматических углеводородов и радиоактивных соединений в атмосфере и морской среде в регионе Восточной Азии» и Программы Президиума РАН №43П по стратегическим направлениям развития науки «Фундаментальные проблемы математического моделирования» по теме «Расчет полей течений, переноса и трансформация загрязняющих веществ (включая радионуклиды, тяжелые металлы и нефтяные углеводороды) и экологических угроз в Дальневосточном регионе России» гос.темы № 11 «Эколого-биогеохимические процессы в морских экосистемах: роль природных и антропогенных факторов», (0211-2021-0014) (Регистрационный номер: 121-21500052-93) были проведены многолетние комплексные исследования в регионе.

Целью данного исследования является: а) расширение знаний о глобальном распределении ПАУ, б) оценка роли атмосферы в переносе ПАУ. Общее количество взвешенного вещества атмосферных аэрозолей (ВВАА) было отобрано в теплые и холодные периоды в пяти городах Восточной Азии (Пусан, Пекин, Шанхай, Шэньян и Владивосток) с 1999 по 2018 год. Девять полициклических ароматических углеводородов (ПАУ), содержащих от четырех до шести ароматических колец, были определены с помощью жидкостной хроматографии высокого давления с флуоресцентным детектором.

Средние концентрации ПАУ в сотни раз различались как во времени, так и в пространстве. Концентрации ПАУ сравнивали с нашими предыдущими данными в каждом городе (Рис. 1).

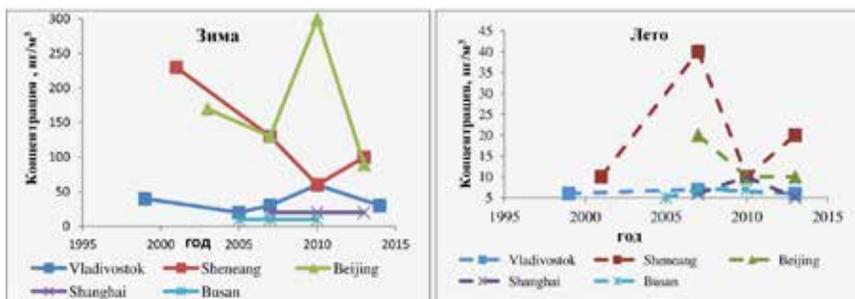


Рис. 1. Изменение суммарной атмосферной концентрации ПАУ ($\Sigma\text{ПАУ} = \text{FR} + \text{Pyr} + \text{BaA} + \text{Chr} + \text{BbF} + \text{BkF} + \text{BaP} + \text{BghiPe} + \text{IDP}$) в зимний и летний периоды с 1999 по 2014 г.

Результаты определения концентрации ПАУ указывают на относительно низкое качество воздуха в Шэньяне и Владивостоке. В этих городах существует более высокая угроза здоровью людей, чем в городах Японии. Годовые колебания ПАУ в Шэньяне показали, что их современные концентрации были значительно ниже, чем сообщалось в прошлых исследованиях. Сжигание угля в холодный период ухудшило уровень загрязнения воздуха в Шэньяне и Владивостоке и оказало влияние на японские города из-за зимнего муссона в Восточной Азии. Выбросы транспортных средств и судовых двигателей также являются потенциальными источниками ПАУ, особенно в Шэньяне и Владивостоке, во время летнего мусона, переносающего воздушные массы из океана.

Поскольку каждая страна придавала большее значение защите окружающей среды, концентрации ПАУ в этих городах снизились по сравнению с нашими прошлыми данными. Авторы считают, что многонациональное сотрудничество и регулярный одновременный мониторинг окажут положительное влияние на снижение загрязнения воздуха в регионе Восточной Азии.

Во Владивостоке концентрации ПАУ были выше зимой, чем летом (ПАУ: зима: $18,6 \pm 9,80$ нг/м³, лето: $0,54 \pm 0,21$ нг/м³). Диагностические коэффициенты показали, что ПАУ в основном поступают с выбросами автотранспорта в оба сезона, тогда как зимой основным источником загрязнения атмосферного воздуха были отопительные системы. Коэффициенты эквивалентной токсичности составили $2,90$ нг/м³ и $0,06$ нг/м³ зимой и летом, соответственно, что свидетельствует о значительном повышенном риске рака среди населения в целом зимой. Значения дополнительного риска развития рака в течение всей жизни (ILCR) свидетельствовали о потенциальном канцерогенном риске, поскольку значение составляло от 1×10^{-5} до 1×10^{-7} . Стоит отметить общую тенденцию к снижению концентраций ПАУ с 1999 по 2020 гг. Важной причиной этого является перевод ТЭЦ на газ во Владивостоке и значительное снижение выбросов летучей золы угля на ТЭЦ и в промышленности Китая. Более подробные результаты исследований приведены в работах [13-19].

Представленные результаты не только описывают текущие характеристики и годовые вариации ПАУ в типичных городах Восточной Азии, но также, что более важно, показывают, что влияние восточноазиатских муссонов играет важную роль в анализе поведения ПАУ в атмосфере. Кроме того, это исследование подтверждает роль многонационального сотрудничества по контролю над загрязнением воздуха в городах Восточной Азии.

Литература

1. Kawanaka Y., Matsumoto E., Sakamoto K., Wang N., Yun S.J.. Size distributions of mutagenic compounds and mutagenicity in atmospheric particulate matter collected with a low-pressure cascade impactor // *Atmos. Environ.* 2004. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2004.01.021>
2. Keyte I.J., Harrison R.M., Lammel G. Chemical Reactivity and Long-Range Transport Potential of Polycyclic Aromatic Hydrocarbons—A Review // *Chem. Soc. Rev.* 2013. 42. 9333.
3. Dat N.D., Chang. M.B. Review on characteristics of PAHs in atmosphere, anthropogenic sources and control technologies. // *Sci. Total Environ.* 2017. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.07.204>
4. Lee. W.J., Wang Y.F., Lin. T.C., Chen. Y.Y., Lin W.C., Ku C.C., Cheng J.T., PAH characteristics in the ambient air of traffic-source // *Sci. Total Environ.* 1995. [https://doi.org/10.1016/0048-9697\(95\)04323-S](https://doi.org/10.1016/0048-9697(95)04323-S)
5. Mostert M.M.R., Ayoko G.A., Kokot S. Application of chemometrics to analysis of soil pollutants // *TrAC Trends Anal. Chem.* 2010. 29. P. 430–445. <https://doi.org/10.1016/j.trac.2010.02.009>
6. Menichini E., Urban air pollution by polycyclic aromatic hydrocarbons: levels and sources of variability // *Sci. Total Environ.* 1992. [https://doi.org/10.1016/0048-9697\(92\)90368-3](https://doi.org/10.1016/0048-9697(92)90368-3)
7. Tang N., Aoki K., Nagato E.G., Toriba A., Hayakawa K., Identification of Long-Range Transported Polycyclic Aromatic Hydrocarbons in Snow at Mt. Tateyama, Japan // *Aerosol Air Qual. Res.* 2018. <https://doi.org/10.4209/aaqr.2018.05.0153>
8. Lang C., Tao S., Liu W., Zhang Y., Simonich S., Atmospheric Transport and Outflow of Polycyclic Aromatic Hydrocarbons from China // *Environ. Sci. Technol.* 2008. 42. P. 5196–5201. <https://doi.org/10.1021/es800453n>
9. Vecchiato. M., Turetta C., Patti B., Barbante C., Piazza R., Bonato T., Gambaro A., Distribution of fragrances and PAHs in the surface seawater of the Sicily Channel, Central Mediterranean. // *Sci. Total Environ.* 2018. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.04.080>
10. Louvado A., Gomes N.C.M., Simões M.M.Q., Almeida A., Cleary D.F.R., Cunha A., Polycyclic aromatic hydrocarbons in deep sea sediments: Microbe-pollutant interactions in a remote environment // *Sci. Total Environ.* 2015. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.04.048>
11. Liu L.-Y., Wang J.-Z., Wei G.-L., Guan Y.-F., Zeng E.Y., Polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in continental shelf sediment of China: Implications for anthropogenic influences on coastal marine environment // *Environ. Pollut.* 2012. 167. P. 155–162. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2012.03.038>
12. Qiu Y.-W., Zhang G., Liu G.-Q., Guo L.-L., Li X.-D., Wai O., Polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in the water column and sediment core of Deep Bay, South China. *Estuar // Coast. Shelf Sci.* 2009. 83. P. 60–66. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2009.03.018>
13. Mishukov V., Hayakawa K., Tabata M. Some results of joint investigations of aerosols element concentrations at region of the Sea of Japan // *Journal of Ecotechnology Research.* 2001. V. 7. No. 2. P. 124-132.

14. Mishukov V.F., Medvedev A.N., Slinko E.N. Study of aerosol content at Russia Far East // *Journal of Ecotechnology Research*. 2001. V. 7. No. 1. P. 61-70.
15. Tang N, Tabata M, Mishukov V, Sergienko V, Toriba A, Kizu R., Hayakawa K. Comparison of Atmospheric Nitropolycyclic Aromatic Hydrocarbons in Vladivostok, Kanazawa and Toyama // *Journal of Health Science*. 2002. V. 48(1). P. 30-36.
16. Tang N., Hattori T., Taga R., Tamura K., Kakimoto H., Mishukov V., Toriba A., Kizu R., Hayakawa K. Polycyclic aromatic hydrocarbons and nitropolycyclic aromatic hydrocarbons in urban air particulates and their relationship to emission sources in the Pan-Japan Sea countries // *Atmospheric Environment*. 2005. No 39. P. 5817-5826.
17. Hayakawa K., Tang N., Nagato E., Toriba A., Lin J-M., Zhao L., Zhou Z., Qing W., Yang X., Mishukov V., Neroda, A., Chung, H.Y. Long-term trends in urban atmospheric polycyclic aromatic hydrocarbons and nitropolycyclic aromatic hydrocarbons: China, Russia, and Korea from 1999 to 2014 // *International Journal of Environmental Research and Public Health*. 2020. 17(2). 431. DOI: 10.3390/ijerph17020431.
18. Neroda A.S., Goncharova A.A., Mishukov V.F. PAHs in the atmospheric aerosols and seawater in the North–West Pacific ocean and sea of Japan // *Atmospheric Environment*. 2020. V. 222. 1 February. 117117 <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2019.117117>.
19. Wang Y., Zhang H., Zhang X., Bai P., Neroda A., Mishukov V.F., & Tang, N. PM-Bound Polycyclic Aromatic Hydrocarbons and Nitro-Polycyclic Aromatic Hydrocarbons in the Ambient Air of Vladivostok: Seasonal Variation, Sources, Health Risk Assessment and Long-Term Variability // *International Journal of Environmental Research and Public Health*. 2022. 19(5). 2878. Art.no. 2878 DOI 10.3390/ijerph19052878.

ФОРМИРОВАНИЕ АНОМАЛЬНЫХ ТЕРМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ ВОД КУРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Мороз В.В.¹, Шатилина Т.А.²

¹*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
moroz@poi.dvo.ru*

²*Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства
и океанографии (ТИНРО), г. Владивосток
tatyana.shatilina@tinro-center.ru*

Курильская островная гряда – зона перехода, архипелаг, отделяющий Охотское море от Тихого океана. Значительная протяженность островной гряды (около 1200 км на северо-восток от острова Хоккайдо до южного побережья полуострова Камчатка), муссонный характер атмосферных процессов с сезонным ходом направления ветров, водообмен через проливы гряды водами различного происхождения и перераспределение океанологических характеристик на акватории системой приостровных течений – многообразие факторов, определяющих особенности гидрологического режима района в целом и в отдельных районах гряды. Вместе с тем, это важный промысловый район у Российского побережья. Однако формирование в отдельные годы аномально холодных или теплых термических условий, негативно отражается на функционировании и продуктивности экосистем, приводит к смещению районов промысла. Цель проведенных исследований – выявить механизмы формирования аномальных термических режимов с учетом региональных особенностей атмосферных процессов и гидрологических условий в конкретных зонах гряды в промысловый сезон (июль – август).

Для решения этой задачи в работе использованы: данные среднемесячных наблюдений по температуре воды за период 1977–2019 гг. на ГМС Росгидромет базы данных ЕСИМО (<http://portal.esimo.ru/portal/>), ВНИИГМИ-МЦД (<http://meteo.ru>); карты полей атмосферного давления.

Изучение межгодовой изменчивости термического режима вод показало наличие значительных флуктуаций в ходе среднемесячных значений аномалий температуры. При этом имеют место экстремальные выбросы, связанные с аномальными термическими условиями.

Согласно результатам проведенной оценки было выявлено, что аномальный термический режим в отдельные годы совпадает по знаку в северном и южном районах, а в некоторые годы наблюдаются противоположные термические условия в течение месяца и более (табл. 1).

Таблица 1. Годы с одностипными и противоположными аномальными термическими режимами в районе Курильской гряды за период 1977-2019 гг.

Холодный север и юг	Холодный север, теплый юг	Теплый север, холодный юг	Теплый север и юг
Июль			
1985, 1986, 1987, 1988	1999, 2004	1998, 2003, 2012, 2018	1984, 1990, 2016
Август			
1980, 1987, 1988, 1997	1978, 1994	1998, 2012, 2018	1989, 1990, 2010, 2016

Важным фактором формирования особенностей гидрологических условий на протяжении гряды является взаимодействие вод различного происхождения. Температурные характеристики акватории северного района формируются под влиянием охотоморских вод и, частично, вод Курило-Камчатского течения. В южной части Охотского моря в прикурильскую зону поступают теплые воды течения Соя и холодные северо-охотоморские воды Восточно-Сахалинского течения. Кроме того, через омывающие острова проливы при преимущественном стоке из Охотского моря, согласно двусторонней циркуляции вод, имеет место приток холодных тихоокеанских вод, приносимых течением Ойясио [1].

Известно, что термическое состояние и гидродинамика морской поверхности в значительной степени обусловлены приземными ветровыми условиями, направлением и интенсивностью переноса воздушных масс, что в свою очередь определяется изменчивостью атмосферной циркуляции. В настоящее время установлено, что формирование термических режимов района связано с колебаниями интенсивности развития и положения региональных центров действия атмосферы - охотского антициклона (ОА), летней дальневосточной депрессии (ЛДД), северотихоокеанского максимума - гавайского антициклона (ГА) [2].

Анализ характерных барических структур в годы аномальных гидрологических условий позволил выявить механизмы экстремальных термических режимов.

Формирование экстремально холодных термических режимов в районе всей гряды (рис. 1а) связано с активным развитием ОА и наличием холодной тропосферной ложбины над восточной частью Охотского моря. Происходит вынос с севера, северо-запада холодных воздушных масс над всей Курильской грядой. Ветра северных румбов способствуют развитию холодного Курило-Камчатского течения. Температура воды опускается значительно ниже нормы.

Формирование экстремально теплых термических режимов в районе всей гряды (рис. 1б) связано с отсутствием высотных холодных депрессий

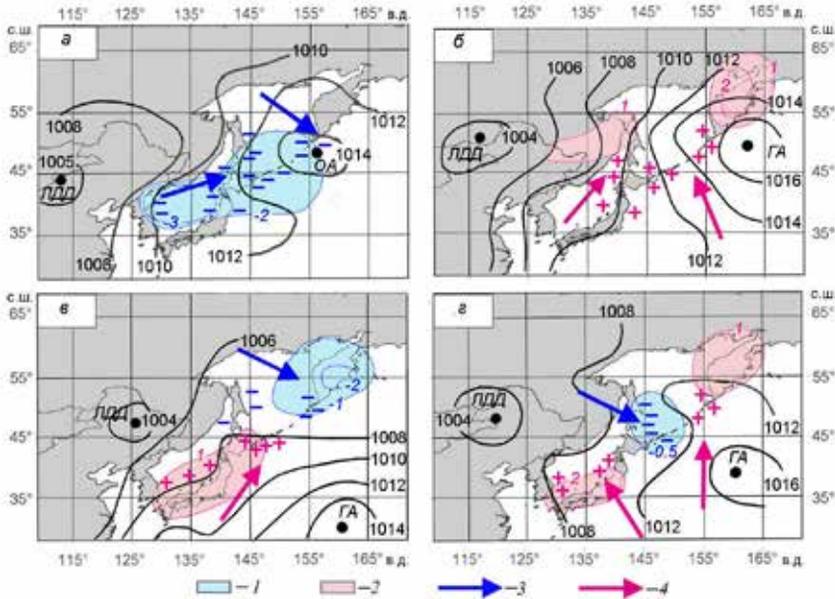


Рис. 1. Схемы полей приземного давления в аномальные по термическим режимам годы: а – холодный на всей акватории, б – теплый на всей акватории, в – холодный север и теплый юг, г – теплый север и холодный юг; 1 – очаги отрицательных аномалий температуры воздуха, 2 – очаги положительных аномалий температуры воздуха; 3, 4 – перемещение воздушных масс, минусы и плюсы – отрицательные и положительные аномалии температуры воды.

и усилением влияния гребня ГА на акваторию всего района, по западной периферии которого поступает субтропический теплый воздух. Юго-западный перенос поддерживает развитие течения Соя, но препятствует развитию Восточно-Сахалинского течения и системы Курило-Камчатского течения – Ойясио, что способствует формированию аномально теплого термического режима.

В годы формирования холодных термических режимов на севере гряды, но теплых на юге (рис.1в) северные Курилы находятся в области влияния тропосферной ложбины, располагающейся над северной частью Охотского моря, а южный район находится под влиянием ГА ЛДД смещена на северо-восток, проходящие вдоль ее ложбины циклоны выносят на юг в передней части теплые воздушные массы. При таком локальном атмосферном воздействии формируются очаги экстремально низких и высоких аномалий температуры на акваториях.

При противоположном соотношении термических режимов, – теплый север и холодный юг (рис.1г), север Курил находится под отепля-

ющим влиянием ГА. В приземном поле отсутствует ОА, положение ЛДД восточнее среднемноголетнего, выходящие на восток циклоны в тыловой части выносят холодные воздушные массы к южным Курильским проливам. В результате такого локального воздействия атмосферной циркуляции формируются соответствующие локальные зоны на акваториях – теплая на севере и холодная на юге.

Таким образом, аномальные термические условия в конкретных районах гряды формируются локальным воздействием атмосферной циркуляции. Показаны различия барических полей в аномальные по термическому режиму годы, которые отличаются положением ложбин и гребней над восточным побережьем Азии. В этих полях локальные потоки способствуют накоплению в отдельных очагах холодных или теплых воздушных масс над акваторией, где происходит формирование аномальных термических условий. Кроме этого, динамическое атмосферное воздействие способствует изменениям характеристик отдельных звеньев системы прикурильских течений, происходит перераспределение потоков тепла и холода по акватории, что в комплексе определяет характер локального формирования экстремально теплых и холодных термических режимов.

Материалы данного исследования могут быть применены в промышленной океанографии, использованы в региональных прогностических моделях формирования аномальных гидрологических условий.

Литература

1. Богданов К.Т., Мороз В.В. Структура, динамика и гидролого-акустические характеристики вод проливов Курильской гряды. Владивосток. Дальнаука. 2000. 152 с.
2. Шатилина Т.А., Цициашвили Г.Ш., Радченкова Т.В. Оценка тенденций изменчивости центров действия атмосферы над Азиатско-тихоокеанским регионом в летние периоды 1950-1979 и 1980-2012 гг. // Метеорология и гидрология. 2016. № 1. С. 17-28.

О ВЗАИМОСВЯЗИ ГРАДИЕНТОВ ТЕМПЕРАТУРЫ И ГРАДИЕНТОВ СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЙ ПРИ НАЛИЧИИ ВНУТРЕННИХ ВОЛН

Навроцкий В.В., Храпченков Ф.Ф., Павлова Е.П.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
vnavr@poi.dvo.ru*

Внутренние волны большой амплитуды в зоне моря с глубинами до 30–50 м оказывают исключительно сильное воздействие на биогеоморфологические процессы в этой зоне. Наиболее очевидным является процесс разрушения и генерации турбулентности при выходе ВВ на мелководье, но многочисленные наблюдения показывают, что ВВ могут проходить значительные расстояния, сохраняя свою форму. Характер взаимодействия ВВ и течений на этом этапе представляет интерес с точки зрения устойчивости и формирования динамических структур. Задачей проводимых экспериментальных исследований является изучение пространственной и временной структуры происходящих процессов и оценки их роли для экосистем прибрежной зоны моря. Основные наблюдения проводились в зоне гидрофизического полигона вблизи м. Шульца.

На рис. 1 показаны временные разрезы поля температуры и широтной компоненты скорости течения на буйковой станции при глубине дна 32 м. Мы видим внутренние волны высотой до 15 м с очень резким градиентом температуры в первой половине разреза и ослаблением градиента во второй половине. Ослабление вертикального градиента температуры вблизи верхней границы пикноклина возможно при наличии больших вертикальных градиентов скорости, при которых критерий Ричардсона будет меньше критического и возможна мелкомасштабная турбулентность. К сожалению, невозможно по данным измерений получить детальную пространственно-временную картину распределения числа Ричардсона, поскольку всегда существуют интервалы времени и пространства с нулевыми градиентами скорости течений.

Трудно представить, что большие вертикальные градиенты скорости могут возникнуть одновременно во всем слое порядка 15 м, который захвачен внутренними волнами. По-видимому, пространственно-временная структура скорости течений в большой степени обусловлена полем внутренних волн. Это становится очевидным при анализе поля скорости течений: перемена знака течения на противоположный происходит в соответствии с фазой внутренней волны. Но эффективный обмен импуль-

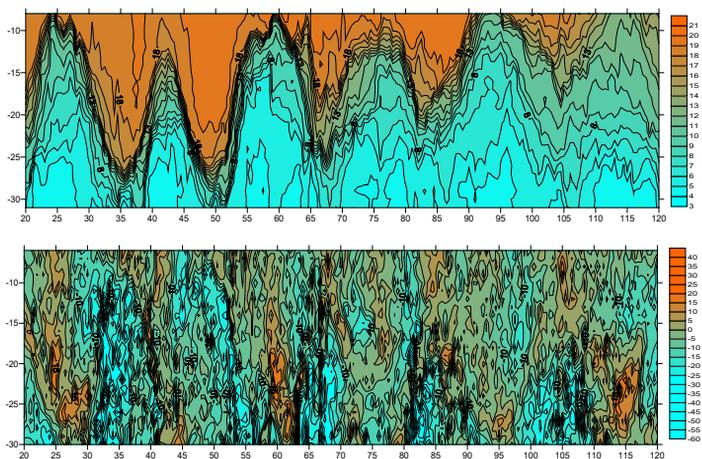


Рис. 1. Изменение во времени вертикальной структуры поля температуры (вверху) и широтной компоненты скорости течений в устье б. Витязь (15–20 сентября 2022 г.)

сом в воде происходит почти в 10 раз быстрее, чем обмен теплом, и не очень понятно, как и на каких пространственных и временных масштабах происходит взаимное приспособление и направленность взаимодействия полей температуры (плотности) и течений.

На рис. 2 приведены пространственно-временные структуры градиентов температуры и скорости течений. Главная особенность этих

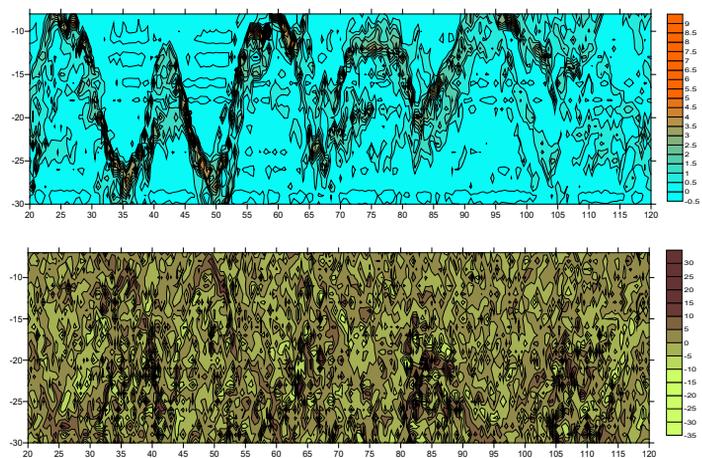


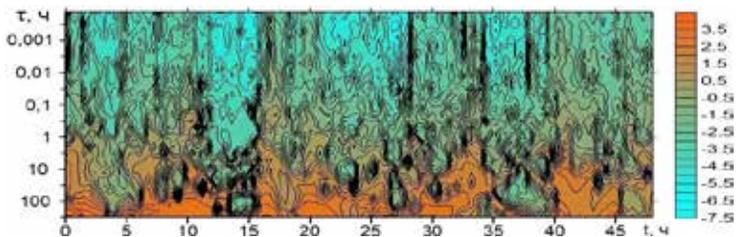
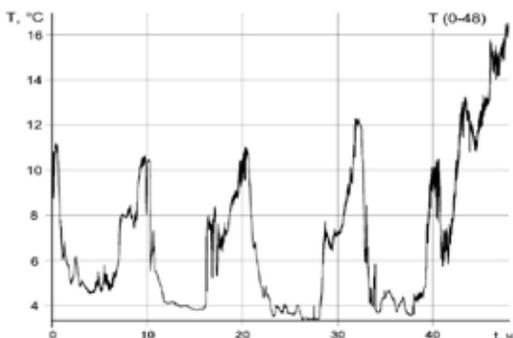
Рис. 2. Пространственно-временная структура вертикальных градиентов температуры и скорости течений.

структур состоит в том, что изменение максимальных вертикальных градиентов скорости течения происходит в противофазе с максимальными градиентами температуры, как во времени, так и по глубине (зеркальное отражение).

Вторая особенность состоит в том, что зоны экстремальных градиентов являются не сплошными в пространстве, а образуют чередующиеся в пространстве и времени области с размерами 2–5 м по вертикали. По-видимому, эти образования являются важным механизмом обмена импульсом и теплом. Анализ их детальной структуры может быть сделан при проведении высокочастотных измерений скорости течений и температуры.

На рис. 3 показаны измерения высокочастотных колебаний температуры в придонном слое при наличии внутренних волн с периодом близким к полусуточному периодом и их частотно-временной спектр (Гильберта-Хуанга). Мы видим, что в интервалах резкого подъёма и понижения температуры (переднего и заднего фронтов волны) происходят очень быстрые потоки энергии по спектру вплоть до периодов порядка 10 с. Это значит, что турбулентная диссипация энергии происходит и при распространении устойчивых внутренних волн, и разделение потоков на волновой и турбулентный с использованием критерия Ричардсона является относительным, зависящим от масштабов пространственно-временного осреднения.

Рис. 3. Колебания температуры в придонном слое и их частотно-временной спектр при наличии внутренних волн в зоне внутреннего шельфа.



СЕЙСМИЧНОСТЬ ПРИМОРЬЯ ЗА 2021–2023 ГОДА

Наумов С.Б.¹, Овчаренко В.В.²

¹Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН»
(ФИЦ ЕГС РАН)

²Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева
revtrud@yandex.ru

Каталог землетрясений 2021–2023 гг.

Сейсмические события на территории Приморского края регистрируются сетью сейсмических станций Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН». Значимые региональные землетрясения интерпретируются и выставляются на сайтах сейсмических центров Японии, Америки, Кореи и Европы.

Каталог составлялся на основании обработки и интерпретации сейсмических данных сейсмической станции «Владивосток», Сахалинского филиала ФИЦ ЕГС РАН и Камчатского филиала ФИЦ ЕГС РАН. От центральной точки Приморского края с координатами 45.30 с.ш. и 134.90 в.д., был взят радиус 400км., в этот район вошли северная и южная границы Приморья, акватория Японского моря, вблизи побережья и пограничные районы с Китаем и Северной Кореей.

В целом сейсмичность Приморья увеличилась в сравнении с аналогичным периодом за 2019–2021гг. на 25%, что составляет 10 землетрясений. Необходимо учесть техногенные сейсмические события, которые вероятнее всего и были зарегистрированы на территории Владивостока, п. Дунай и п. Суходол, это 4 землетрясения. Уверенно можно рассматривать увеличение количества землетрясений на 6 случаев, что составляет 14% [1].

Видимое увеличение сейсмичности произошло также за счёт включения в каталог землетрясений, которые произошли в Японском море на 139 восточной долготы, это район зоны субдукции Евразийской тектонической плиты и Североамериканской. Эти землетрясения могут быть опасными для Приморья. За весь период наблюдения за землетрясениями именно в этом районе происходили цунамигенные землетрясения [2], которые генерировали волны цунами в Японском море, которые доходили до побережья Приморского края [3].

Учитывая всё вышеизложенное можно сделать вывод: сейсмичность на материковой части Приморья остаётся стабильной с низкой интенсивностью, что соответствует картам общего сейсмического районирования [4].

Таблица 1. Каталог землетрясений в Приморском крае 2021–2023гг.

№ п/п	Origin Time	Latitude	Longitude	Depth	Class	Magnitude	
1	2021-10-13 11:34:02.3638	44.2554	138.8880	56.27	Ks=6.9	ML=3.5	Японское море
2	2021-10-17 06:57:16.6277	43.0607	132.0040	47.58	Ks=6.9		Уссурийский залив, 4км от м.Басаргина, восточнее
3	2021-10-17 17:43:07.4531	43.5468	131.5145	21.12	Ks=5.4		Надеждинский р-н
4	2021-12-20 09:50:20.8496	43.5134	132.6726	473.58		ML=4.2	Шкотовский р-н
5	2021-12-26 03:59:12.3492	43.6924	139.0846	300.90		ML=4.2	Японское море
6	2022-01-26 13:06:06.3986	44.0826	139.6282	113.28	Ks=8.1	ML=3.3	Японское море
7	2022-02-04 15:18:28.5765	45.3261	131.7554	0.00	Ks=9.4		30 км. от о.Ханка, Китай
8	2022-02-11 01:35:50.0432	42.9865	131.1469	11.00	Kp=5.8	MPSR=4.4	Хасанский р-н, северо-западнее Славянки 20км
9	2022-03-30 03:47:06.8231	42.8842	132.3639	21.19	Ks=6.9		п. Дунай
10	2022-03-30 05:26:29.1947	42.9805	132.0852	19.41	Ks=7.6		Уссурийский залив
11	2022-04-10 09:43:21.008	42.9467	131.6389	33.00		MPSR=5.0	Амурский залив
12	2022-04-11 06:42:01.6411	43.2243	132.3270	2.42	Ks=6.4		Суходол, Шкотовский р-н
13	2022-04-29 00:58:41.577	42.8175	132.4968	28.00	Ks=7.8		Аквагория п.Анна
14	2022-04-29 02:16:16.8638	42.8677	132.3958	30.16	Ks=7.4		Залив Стрелок о. Путятин
15	2022-05-10 07:30:41.433	43.7235	139.0960	308.56	Kp=6.9	MPSR=3.7	Японское море
16	2022-05-23 10:38:06.2871	44.6151	135.3028	2.34	Kl=8.7	ML=3.2	Село Краснореченский, Дальнегорский р-н
17	2022-08-02 17:59:40.1088	42.8124	132.4076	507.88		ML=4.9	Пролив Аскольд, о.Путятин
18	2022-08-22 03:32:27.1161	43.4114	137.8833	286.67		ML=3.7	Японское море
19	2022-10-12 01:10:10.0008	43.5791	139.2005	250.72	Kp=9.1	MPSR=4.8	Японское море
20	2022-11-01 00:45:01.0802	43.5149	135.6557	399.09	Kp=9.8	MPSR=5.1	От п. Ольга 40 км в море
21	2022-11-06 10:02:03.5179	46.0355	137.2914	33.00		MS=4.5	Тернейский р-н
22	2022-11-16 03:28:15.9432	44.0062	130.5210	602.68		MPSR=4.9	От с.Полтавка 60км Китай

№ п/п	Origin Time	Latitude	Longitude	Depth	Class	Magnitude	
23	2022-12-14 03:30:15.0402	43.0646	131.9042	10.00	Ks=4.8		Владивосток, под мостом «Русский»
24	2023-01-15 11:46:47.9003	43.3460	138.2942	262.43	Ks=7.9	MPSR=3.9	Японское море
25	2023-01-17 02:29:38.8461	43.5124	132.4115	3.48	Ks=8.0		Шкотовский р-н, с.Многоудобное
26	2023-01-29 22:17:34.1807	43.1723	136.4167	362.34	Kp=8.3	MPSR=4.6	Японское море
27	2023-02-03 14:05:59.1124	42.4843	135.7397	352.72	Kp=8.5	MPSR=4.4	Японское море
28	2023-02-05 01:34:48.4131	44.6720	132.4428	13.33	Ks=9.5	MS=3.1	о.Ханка, южная часть
29	2023-02-05 01:42:17.2031	44.6653	132.4621	6.36	Ks=9.6	MS=3.2	о.Ханка, южная часть
30	2023-02-14 05:33:58.0157	43.7133	131.0302	28.10	Ks=6.7		Погран зона, Уссурийский р-н, от границы 15 км
31	2023-02-19 18:55:38.9349	46.6444	138.9276	33.00		MPSR=4.9	Тернейский р-н, с. Светлая, в море 48км
32	2023-03-01 07:46:35.9129	42.9789	132.2539	7.28	Ks=6.2		п.Подъяпольское, Шкотовский р-н
33	2023-03-26 11:21:53.2576	43.7435	138.8043	284.15		ML=3.5	Японское море
34	2023-05-12 19:16:44.0469	42.9037	138.6100	359.35	Ks=7.3	MPSR=3.3	Японское море
35	2023-05-24 03:42:08.8046	43.1006	131.8672	1.78	Ks=6.0		Владивосток, р-н Эгершельд
36	2023-06-07 04:17:05.764	42.9776	132.4574	33.00	Kp=6.8		г. Фокино, 4 км восточнее
37	2023-06-07 20:31:40.3332	42.6817	132.8790	12.86	Kp=8.8		Залив Находка на входе
38	2023-06-07 21:10:46.5477	42.6799	132.8661	13.73	Kp=8.1		Залив Находка на входе
39	2023-06-07 21:12:42.8048	42.6887	132.8891	10.36	Kp=8.2		Залив Находка на входе
40	2023-06-24 00:58:32.7785	43.8249	132.2502	33.00		MPSR=4.6	с.Раковка, 6км восточнее, Уссурийский р-н
41	2023-06-25 09:08:28.7625	43.9628	139.5784	275.87	Ks=7.2	MPSR=3.5	Японское море
42	2023-06-27 23:38:21.7572	42.1989	134.2315	402.36		MPLR=5.2	п. Преображение, южнее 80км, в море

Литература

1. Протокол обработки землетрясений. // Сейсмическая станция «Владивосток» 2021–2023 гг.
2. Кубай Б.В., Щербинина Т.П. Цунами // Владивосток: ФГБУ «Приморское УГМС» - 2010 г.
3. Наумов С.Б., Терехов А.И. Цунамиопасные землетрясения в Японском море // Пермь. ГИ УрО РАН - 2013 г.
4. Карта А ОСР-2016.

РЕГИСТРАЦИЯ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, ПРОИЗОШЕДШИХ В ТУРЦИИ 06.02.2023

Овчаренко В.В.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва, г. Владивосток
ovcharenko@poi.dvo.ru*

6 февраля 2023 года на территории Турции произошла серия катастрофических землетрясений. Наиболее сильные были отмечены в 01:17:35 с магнитудой 8.0 Эпицентр землетрясения находился в точке с координатами 37°29' северной широты, 36°99' восточной долготы на глубине 10 км [1]. И в 10:24:49 с магнитудой 7.8 Эпицентр этого землетрясения находился в точке с координатами 38°04' северной широты, 37°18' восточной долготы на глубине 10 км [2]. Они были зарегистрированы лазерными деформографами входящими в состав сейсмоакустико-гидрофизического комплекса установленного на МЭС «м. Шульца» ТОИ ДВО РАН.

Регистрация производилась 52,5 метровым деформографом с ориентацией север-юг и 17,5 метровым деформографом с ориентацией запад-восток.[3]. Деформографы обладают одинаковой оптикоэлектронной схемой

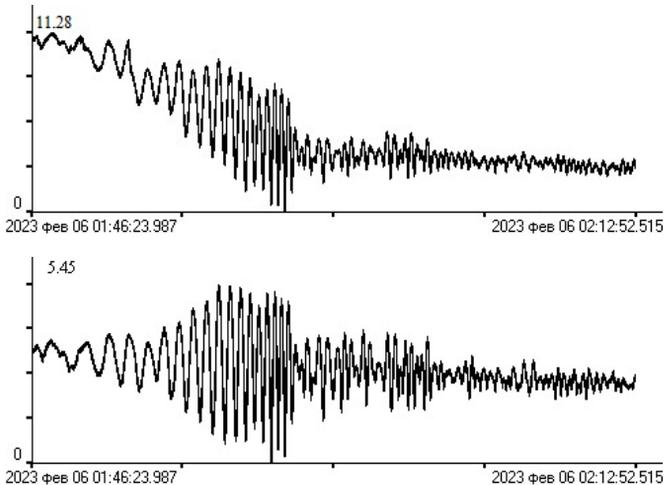


Рис.1 Синхронные записи сигналов лазерных деформографов землетрясения магнитудой 8.

и позволяют регистрировать вариации микродеформаций земной коры с точностью 0,3 нм в диапазоне частот от 0 до 1000 Гц при практически неограниченном динамическом диапазоне.

На рисунке 1 представлены записи сигналов лазерных деформографов, ориентированных по оси север-юг (верхний график) и запад-восток (нижний график).

Период основных колебаний, зарегистрированный приборами составил 31 с, максимальная амплитуда колебаний составила 8,8 мкм для прибора ориентированного по оси север-юг и 5,27 мкм для прибора ориентированного по оси запад-восток для землетрясения магнитудой 8.

На рисунке 2 представлены записи сигналов лазерных деформографов, ориентированного по оси север-юг (верхний график) и запад-восток (нижний график) землетрясения магнитудой 7.8.

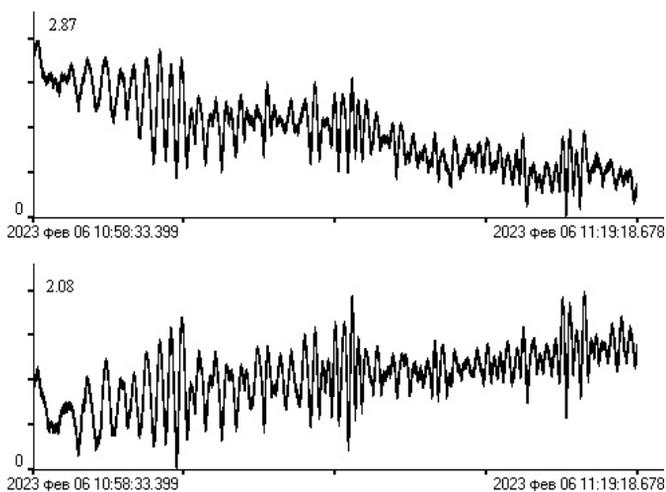


Рис.2 Синхронные записи сигналов лазерных деформографов землетрясения магнитудой 7.8

В этом случае период основных колебаний, зарегистрированный приборами составил 22,6 с, а максимальная амплитуда колебаний составила 1,96 мкм для прибора ориентированного по оси север-юг и 1,77 мкм для прибора ориентированного по оси запад-восток соответственно.

Максимум чувствительности приборов направлен вдоль их оси. Прибор, ориентированный в направлении запад-восток имел предпочтительное расположение. Азимуты на эпицентры землетрясений (по данным станции VLAR, расположенной во Владивостоке) отличались на 1° , расстояния от эпицентров до МЭС «м. Шульца» составили 7622 км и

7557 км соответственно. Как видно, условия распространения сигналов были примерно схожими.

Ранее при регистрации землетрясений [4,5] соотношения амплитуд, зарегистрированных данными приборами, составляло в первом случае 1,04:1 и 1,67:1 во втором. При регистрации землетрясений произошедших в Турции соотношения получились 2,07:1 для первого землетрясения и 1,45:1 для второго. Если соотношение амплитуд зарегистрированных при втором землетрясении находится в привычных границах, то двукратное превышение для первого землетрясения несколько удивляет. Возможно, что, несмотря на схожесть параметров обоих землетрясений имелись различия при распространении сигналов. Также могли сказаться более низкие периоды этих сигналов.

Работа выполнена при финансовой поддержке темы государственного задания № АААА-20-120021990003-3.

Литература

1. [Электронный ресурс] Геофизическая служба Российской академии наук http://www.gsras.ru/cgi-bin/new/quake_stat.pl?sta=20230522&l=0
2. [Электронный ресурс] Геофизическая служба Российской академии наук http://www.gsras.ru/cgi-bin/new/quake_stat.pl?sta=20230549&l=0
3. Долгих Г.И., Будрин С.С., Долгих С.Г., Овчаренко В.В., Плотников А.А., Чупин В.А., Швец В.А., Яковенко С.В. Сейсмоакустико-гидрофизический комплекс ТОИ ДВО РАН: современное состояние // Материалы докладов седьмого Всероссийского симпозиума «Физика геосфер». Владивосток: ТОИ ДВО РАН. 2011. С. 251-255.
4. Овчаренко В.В. Анализ записей лазерных деформографов МЭС «м. Шульца» ТОИ ДВО РАН // Материалы докладов IX Всероссийского симпозиума «Физика геосфер». Владивосток: ТОИ ДВО РАН. 2015. С. 166-167.
5. Овчаренко В.В. Соотношение уровней сигналов лазерных деформографов МЭС «м. Шульца» ТОИ ДВО РАН на основе записей землетрясения в Цинхае 21.05.21 // Материалы докладов XII Всероссийского симпозиума «Физика геосфер». Владивосток: ТОИ ДВО РАН. 2021. С. 81-83.

КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕХНИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРОЧНЫХ КОРПУСОВ

Пак А.Х.

*Специальное конструкторское бюро средств автоматизации морских исследований
(СКБ САМИ ДВО РАН), г. Южно-Сахалинск
a.pak@skbsami.ru*

В данной работе представлен вычислительный эксперимент корпуса из 2х компонентного полиуретана, по воздействию внешнего давления и сравним с экспериментальными данными. Полученный результат вычислительного эксперимента представлен в графическом исполнении. Цель данной работы является выполнение исследования характеристик прочных цилиндрических корпусов, предназначенных для работ в агрессивной морской среде и вычислительного эксперимента расчета внешнего воздействия гидростатического давления на прочный корпус. Сравнить результаты с натурным экспериментом. Для проведения испытаний был выбран материал – полиуретан ВС8782. Физические и механические свойства которого нам известны. Так же была выбрана форма корпуса – цилиндр, многолетний опыт проектирования и изготовления прочных корпусов, а также учитывая все факторы и имеющейся практики использования корпусов различной формы, трудоёмкости изготовления до практического применения в «полях». Так же немаловажным фактором является коэффициент полезного использования пространством. Учитывая все нюансы, самое оптимальное решение – это размещать аппаратуру в цилиндрической форме корпуса, с плоскими торцевыми крышками. С учетом проведенного предварительного расчета корпуса по ГОСТу был проведен вычислительный эксперимент корпуса выполненный в системе «АРМ FEM» методом конечных элементов, программы КОМПАС 3D - инструмента для проектировки и последующего конечно-элементного анализа трехмерной твердотельной модели. Для исследования прочностного анализа была построена трехмерная модель цилиндрического корпуса, экспериментальным путем определены механические свойства, задано внешнее давление. Для полноты эксперимента, были смоделированы торцевые крышки. (Рис. 1) В процессе выполнения программа разбивает прочный корпус на конечные элементы – тетраэдры, составляет систему сложных математических уравнений, описывающую их взаимодействие, и решает ее.

Результат вычислительного эксперимента представлен в виде графического материала, отображающего деформацию, нагрузку, эквива-

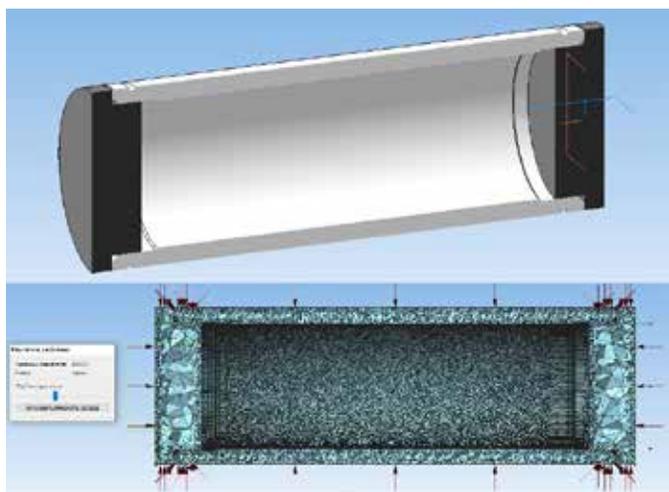


Рис. 1. Корпус в сборе. Разбивка корпуса на конечные элементы – тетраэдры.

лентные напряжения по Мизесу, коэффициент запаса прочности и т.д. Программа позволяет посмотреть результат по нескольким параметрам, которые могут быть применены для решения разного рода задач. Для наглядного представления элементы прочного корпуса имеют свой цвет, соответствующий параметру и соответствующую шкалу. Мы наблюдаем, что максимальные напряжения в критических местах находятся в допустимых значениях, как и распределение напряжения по всему корпусу. Следовательно, прочный корпус, построенный по расчетным параметрам, удовлетворяет требованиям, как по прочности, так и по устойчивости. (Рис. 2)

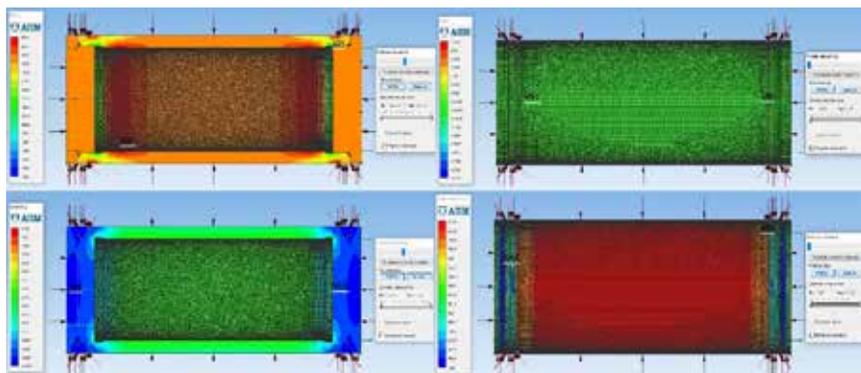


Рис. 2. Результат вычислительного эксперимента.

Проанализировав полученные результаты всех экспериментов мы видим хорошую сопоставимость результатов вычислительного эксперимента и лабораторных испытаний, проведенных в нашей лаборатории. Прочный корпус был подвержен гидростатическому давлению в камере давления по соответствующей методики отделом метрологии. (Рис. 3)

Вид испытания	Давление пробное МПа	Давление расчетное МПа	Время испытаний
Разрушающий контроль	1,5 МПа	1,5 МПа	2ч
//-//	2 МПа	2МПа	24ч
//-//	3 МПа	3 МПа	2ч
//-//	3 МПа	3 МПа	24ч
//-//	4 МПа	4 МПа	2 ч
//-//	4 МПа	4 МПа	24ч
//-//	5 МПа	5 МПа	2ч
//-//	5 МПа	5 МПа	24ч
//-//	>5 МПа	давление спало до 2,6 МПа	-

Таблица 2- Измерения параметров демонстрационного образец прочного корпуса.

Параметры, мм	До испытаний, мм	После испытаний, мм
Внутренний диаметр	74	75
Внешний диаметр, мм	90	76 X 98,5
Длина корпуса, мм	280	280

Рис. 3. Результаты испытаний в камере давления.

Применение моделирования и вычислительного эксперимента существенно упрощает процесс разработки и испытаний. В результате данной работы получена хорошая апробация результатов вычислительного эксперимента с лабораторными испытаниями в камере давления. Полученные результаты в виде графического материала и различные характеристики дают более полную и наглядную картину, а дополнительные данные полученные в результате расчета, дают возможность для решения дополнительных задач. Данные результата позволяют сделать вывод о практичности и актуальности применения полиуретана в качестве материала для изготовления прочных герметичных корпусов в морской агрессивной среде, так и то, что использование вычислительного эксперимента позволяет существенно снизить затраты на испытания и исключает возможные ошибки при натурных испытаниях.

Представленные результаты получены в рамках государственного задания СКБ САМИ ДВО РАН (FWWW-2021-0002).

ОПТИЧЕСКИЙ ПРИЕМНИК ДЛЯ РЕГИСТРАЦИИ АКУСТИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ В КОНДЕНСИРОВАННЫХ СРЕДАХ

Рассказов И.Ю.¹, Луговой В.А.², Цой Д.И.², Горбунов А.В.²

¹*Хабаровский федеральный исследовательский центр, г. Хабаровск*
²*Институт горного дела Хабаровского исследовательского федерального центра
Дальневосточного отделения РАН*
Lugovoy.tomsk@mail.ru

К техническим характеристикам приемника акустических сигналов для анализа их амплитудно-временных параметров относятся:

- полоса рабочих частот;
- порог чувствительности в рабочей полосе частот;
- чувствительность;
- динамический диапазон;
- нелинейные искажения.

Кроме того, предпочтительно, чтобы приемник не требовал предварительной калибровки и обеспечивал бесконтактный, дистанционный, точечный прием; надежность, простоту и удобство в эксплуатации.

Как показывает опыт исследований различных акустических приемников наиболее полно предъявляемым требованиям удовлетворяет оптический приемник на базе двухлучевого лазерного интерферометра.

Основные компоненты оптического приемника: оптическая головка интерферометра, источник излучения - лазер, фотоприемники, стабилизатор рабочей точки интерферометра.

Конструкция оптической головки интерферометра.

На рисунке 1 представлена конструкция оптической головки интерферометра, разработанная в лабораторных условиях.

При исследовании акустических сигналов интерферометр настраивается таким образом, чтобы в интерференционной картине наблюдалась одна полоса, интенсивность которой зависит от величины фазы $\delta = 4\pi l/\lambda$ между интерферирующими, где l – разница плеч интерферометра; λ – длина световой волны. В плоскости локализации полос помещается фотоприемник и сигнал с его выхода подается на вход измерителя тока или напряжения. Величина тока на выходе фотоприемника равна:

$$i = i_0 \cos^2 \frac{2\pi l}{\lambda}, \quad (1)$$

где $i_0 = 4I_0\chi$, i_0 – ток, соответствующий максимальной яркости интерференционной картины, χ – чувствительность фотоприемника; I_0 – интенсивность интерферирующих световых лучей.

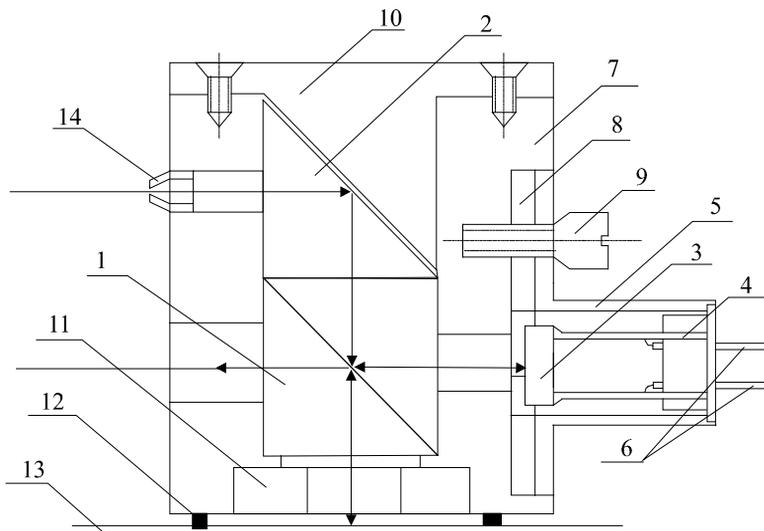


Рис. 1. Конструкция оптической головки двухлучевого лазерного интерферометра: 1 – полупрозрачный светоделительный кубик; 2 – поворотная призма; 3 – опорное зеркало; 4 – пьезокерамические пластины; 5 – юстируемая оправа; 6 – электрические контакты; 7 – инваровый корпус; 8 – упругая прокладка; 9 – юстировочные винты

Таблица 1. Оптический приемник акустических сигналов

Технические характеристики		Примечания
Порог чувствительности, мГц ^{1/2}	$1,5 \cdot 10^{-14}$	Мощностные шумы
Чувствительность, В/м	$3,3 \cdot 10^7$	Одночастотный лазер с селектором Троицкого
Полоса воспроизведения частот, Гц	$2,2 \cdot 10^9$	Фотоприемники ЛФД-2
Динамический диапазон, дБ	20	С учетом нелинейности характеристики интерферометра

Порог чувствительности: предельный порог определяется дробовыми шумами фотодиодов. Достижение предельного порога чувствительности достигается выбором фотоприемника [1], применением компенсационной схемы приема [2] и одночастотного лазера с селектором Троицкого [3] в резонаторе, использованием усилителя автоподстройки (стабилизатора фазы) [4].

Полоса воспроизведения частот двухлучевого интерферометра определяется областью его дисперсии $\Delta\nu = C/2l$, где l – оптическая разность хода плеч интерферометра, C – скорость света. В используемой конструкции оптической головки интерферометра реализована оптическая разность равная $l \approx 50$ мкм. При этом, полоса воспроизведения частот двухлучевого интерферометра составит величину $\Delta\nu \sim 10^{12}$ Гц. Использование в качестве фотоприемников лавинных фотодиодов ЛФД-2 (рабочая частота до 3,0 ГГц) обеспечит рабочую полосу оптического приемника до 3,0 ГГц.

Чувствительность. Для одночастотного лазера, разработанного в лабораторных условиях на базе серийно выпускаемого ЛГ-79/2, мощностью $\sim 2,4$ мВт [1] и лавинного фотодиода ЛФД-2 (спектральная чувствительность $S_\lambda = 150$ мА/лм, рабочая полоса частот – 3,0 ГГц) при нагрузочном сопротивлении фотодиода $R_H = 50$ Ом, расчетная чувствительность $= \eta_U^P$, выраженная в величинах вольт/метр, равна $\eta_U^P = 3,3 \cdot 10^7$ В/м

Динамический диапазон. Принципиальным ограничением динамического диапазона интерферометрического метода измерений в области малых смещений (единицы ангстрем) является порог чувствительности интерферометрической схемы измерения. В области измерения больших смещений (сотни ангстрем) ограничивающим фактором является увеличение ошибки измерения амплитуды сигнала из-за возрастания систематической ошибки, связанной с нелинейностью характеристики оптического интерферометра (1). Эта ошибка растет с ростом амплитуды измеряемого смещения Δl и составляет 5% при $\Delta l = \lambda/40 = 1,5 \cdot 10^{-8}$ м. Таким образом, динамический диапазон разработанного оптического интерферометра лежит в диапазоне смещений $[1,5 \cdot 10^{-14} (\Delta f)^{1/2} - 1,5 \cdot 10^{-8}]$ м, что для рабочей полосы частот 10^9 Гц составляет 30 дБ, а для полосы 10^{10} Гц – 20 дБ.

Нелинейные искажения. Разложение выражения (1) в ряд окрестности рабочей точки интерферометра $\delta_0 (2l = \lambda / 4)$ записывается в виде

$$i = i_0 \left[\cos^2 \delta_0 / 2 + \frac{\sin \delta_0}{2} (\delta - \delta_0) + \frac{\cos \delta_0}{4} (\delta - \delta_0)^2 - \frac{\sin \delta_0}{24} (\delta - \delta_0)^3 + \dots \right], \quad (2)$$

где $\delta_0 = 4\pi l / \lambda = \pi/2$; $\delta = \frac{4\pi}{\lambda} (l + A \sin \omega t)$, A – смещение в акустической волне.

В практике измерений рабочая точка выставляется с определенной ошибкой. Тогда в выходном сигнале присутствуют все гармоники. Относительное содержание второй гармоники (по отношению к первой) оценивается выражением:

$$\frac{A_2}{A_1} = \pi \text{ctg} \delta_1 \cdot \frac{A_1}{\lambda}, \quad (3)$$

где A_1 и A_2 – амплитуды первой и второй гармоники соответственно, $\delta_j = \delta_0 + \Delta\delta$ – рабочая точка интерферометра.

Литература

1. Луговой В.А. Оптические методы возбуждения и регистрации сверхкоротких акустических импульсов в твердых средах: дис. канд. физ.-мат. наук. 01.04.05. / Луговой Владимир Александрович – Хабаровск. 1998 г. 145 с.
2. Бондаренко А.Н., Криницын Ю.М., Луговой В.А. Экспериментальное определение предельного порога чувствительности оптического измерителя акустических колебаний // Метрология. 1982. № 5. С. 11-16.
3. Резонатор для оптического квантового генератора. А.С.№326677.СССР МКИ H01s 3/02. / Троицкий Ю.В./СССР/. Заявка от 05.08.1963. Бюлл. Изобр., 1972 № 4.
4. Способ измерения колебаний объекта и устройство для его осуществления А.С. №1315793.СССР.МКИ G01n 29/04. / Бондаренко А.Н., Кондратьев А.И., Гусаков С.А. /СССР/ - Бюлл. Открытия, изобретения. 1987. № 21. С. 174.

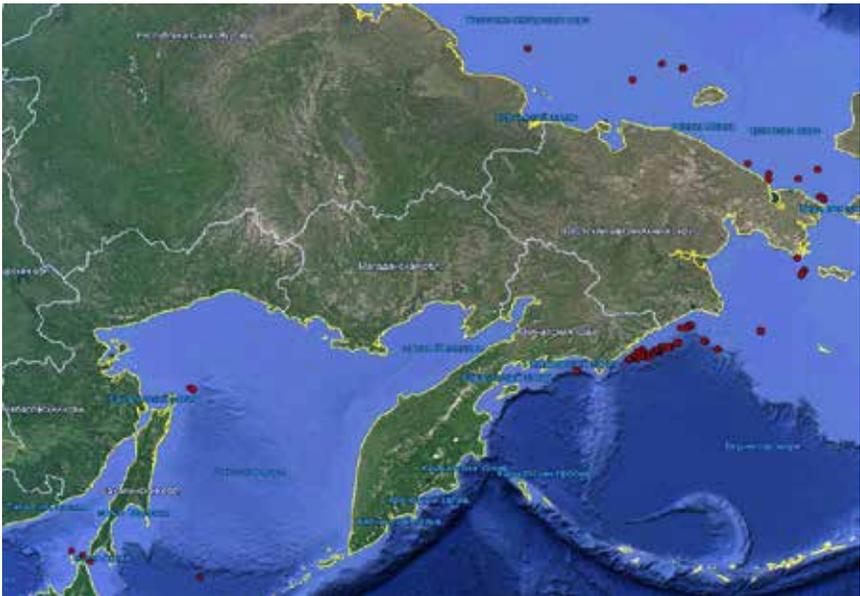
ПОПУТНЫЕ ГИДРОАКУСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЙОНОВ ПУЗЫРЬКОВОЙ РАЗГРУЗКИ МЕТАНА В ОКРАИННЫХ МОРЯХ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Саломатин А.С., Черных Д.В., Доманюк А.В., Семилетов И.П.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
salomatin@poi.dvo.ru*

В основу работы легли данные полученные в морских экспедициях на переходах между полигонами. Попутные регистрации зон пузырьковой разгрузки метана (ЗПРМ) выполнялись на полном ходу судна и носили разовый характер. Поисковым гидроакустическим признаком ЗПРМ служили так называемые «газовые факелы» (ГФ), области повышенной концентрации всплывающих в водной толще пузырьков газа, выходящих из морского дна.

Всего были обнаружены 61 ранее неизвестных ГФ в Беринговом, Чукотском, Восточно-сибирском, Охотском и Японском морях. 60 ГФ в



Красными кружками отмечено положение ГФ

Рис. 1. Карта-схема попутных регистраций ГФ в окраинных морях Дальнего Востока

интервале глубин от 20 до 940 метров и один ГФ на глубине 3300 метров. Обзорная карта-схема этих регистраций представлена на рисунке 1.

Сорок ГФ были обнаружены в Беринговом море на глубинах от 50 до 940 метров, десять ГФ в Чукотском море на глубинах от 25 до 55 метров, пять ГФ в Восточно-сибирском море на глубинах от 22 до 50 метров, три ГФ в Японском море у пролива Лаперуза, две обширные области ГФ на глубинах 120 и 150 метров и один ГФ на глубине 3300 метров в Охотском море.

Особый интерес для дальнейших исследований представляет собой обширный участок шельфа и континентального склона в Беринговом море между мысами Олюторский и Наварина длиной около 300 км и шириной около 40 км, где были обнаружены 32 ГФ в интервале глубин от 80 до 940 метров. Несмотря на малое количество обнаруженных здесь ГФ, удалось найти зависимость количества регистраций ГФ от глубины и оценить ожидаемое количество ГФ на одном квадратном километре для интервала глубин 500 – 950 метров (0.6 ГФ на одном кв. км.). Сравнение полученной зависимости количества регистраций ГФ в Беринговом море с полученной нами ранее [1] зависимостью количества ГФ на одном квадратном километре в Охотском море у о. Сахалин показало их хорошее сходство.

Глубоководные ГФ на глубинах более 300 метров являются важным поисковым гидроакустическим признаком наличия в верхних слоях донных осадков газогидрата метана. Подавляющее большинство ГФ на глубинах более 300 метров было обнаружено в Беринговом море на участке между мысами Олюторский и Наварина (рисунок 2). В Олюторском заливе также было обнаружено несколько ГФ на глубинах около 280 метров,

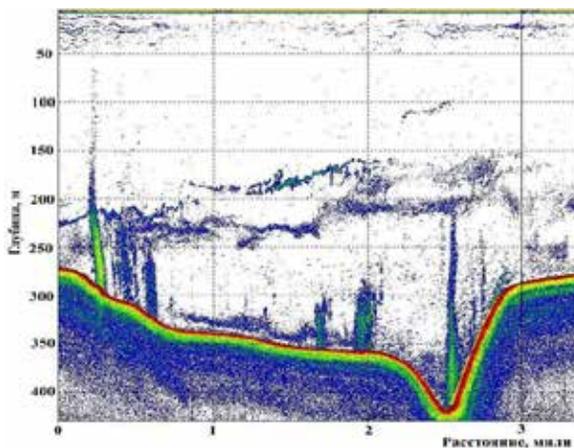


Рис. 2. Эхограмма области ГФ в Беринговом море

что позволяет предположить, наличие здесь ГФ и на больших глубинах. Эти районы в Беринговом море являются перспективным для поиска и исследований газогидрата метана в донных осадках.

В Чукотском море на переходах было обнаружено 10 ГФ на глубинах от 25 до 55 метров, причем несколько ГФ представляли собой протяженные области. Примеры двух таких протяженных областей ГФ показаны на рисунке 3. Первая область имеет размер около двухсот метров, вторая область примерно в три раза шире. Хорошо видно, что пузырьки, выходящие из дна, в обоих случаях достигают поверхности моря и, следовательно, переносят метан, выходящий из морского дна в виде пузырьков, непосредственно в атмосферу. Такие области могут являться значимым источником поступления метана в атмосферу.

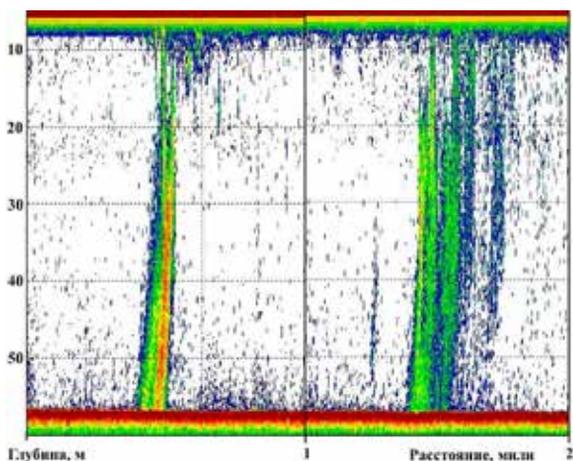


Рис. 3. Эхограммы двух мелководных областей ГФ в Чукотском море

Подобные мелководные области ГФ были обнаружены и на шельфе о. Сахалин в Охотском море. Факты обнаружения на переходах мелководных областей ГФ указывает на необходимость проведения дополнительных морских экспедиций на шельфах Чукотского, Берингова и Охотского морей.

В Японском море для дальнейших исследований представляет интерес район у пролива Лаперуза, где были обнаружены ГФ на глубине 340 метров. Эта ЗПРМ находится на значительном расстоянии к югу от ранее обнаруженной и хорошо исследованной ранее области ЗПРМ в Татарском проливе у о. Сахалин, напротив залива Делангля [2].

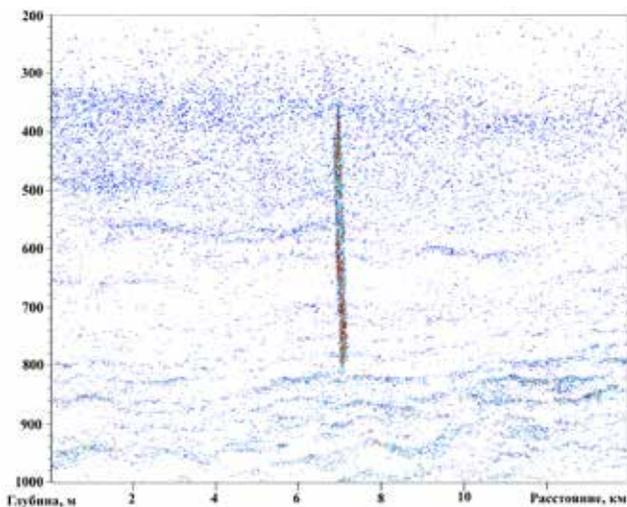


Рис. 4. Эхограмма глубоководного ГФ в Охотском море

Особый интерес представляет ГФ обнаруженный на глубине 3300 метров в Охотском море у северного склона курильской котловины. Эхограмма этого глубоководного ГФ, полученная при скорости судна 10 узлов, представлена на рисунке 4. Параметры ГФ на эхограмме совпадают с рассчитанными по модели глубоководного ГФ [3] параметрами при следующих условиях: средняя скорость течения в интервале глубин 350–800 метров – 10 см/с, угол между курсом судна и течением – 50 градусов. Судно при этом прошло на расстоянии около одного километра от источника пузырьков на дне.

Полученные результаты попутных измерений чрезвычайно полезны при планировании новых морских экспедиций.

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания № АААА-А20-120021990003-3 и гранта РНФ 21-77-30001.

Литература

1. Саломатин А.С., Юсупов В.И. Акустические исследования газовых «факелов» Охотского моря // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 5. С. 911–919.
2. Саломатин А.С. Зоны пузырьковой разгрузки метана в Татарском проливе Японского моря // В сборнике научных статей: *Физика геосфер*. 2020. Вып. 2. С. 155–167
3. Черных Д.В., Саломатин А.С., Юсупов В.И. и др. Акустические исследования глубоководных газовых факелов Охотского моря // *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов*. 2021. Т. 332. № 10. С. 57–68.

АКУСТИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЗАЛИВЕ ПОСЬЕТА ЯПОНСКОГО МОРЯ

Самченко А.Н., Ярощук И.О.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
samchenko@poi.dvo.ru*

При создании геоакустической модели (ГАМ) участка шельфа Японского моря была выбрана концепция в соответствии с описанной в статье Гамильтона [6]. Кроме того, использовались аналитические решения расчета акустических параметров рыхлых донных отложений от соотношения их гранулометрического состава [5] при схожем химическом составе. В построенной ГАМ участка учтено уплотнение рыхлых отложений с глубиной в соответствии с исследованиями, описанными в работе [4]. Данный подход не является современным, однако он достаточно простой и универсальный. Достоверность ГАМ проверялась на небольшом участке с помощью акустических методов. Выбор создания ГАМ на базе исследований Гамильтона, был обусловлен следующими факторами:

- Унификация ГАМ позволяет на основе уже полученных аналитических решений проводить перерасчет акустических характеристик донных отложений;
- Можно использовать данные гранулометрического состава рыхлых донных отложений от всех ранее проведенных исследований на интересующей акватории, что позволяет расширять ГАМ на большие площади;

Выбор данного участка шельфа для построения цифровой ГАМ не случаен, в заливе расположен гидрофизический полигон ТОИ ДВО РАН [1] (Рис. 1). На гидрофизическом полигоне активно проводятся гидроакустические и океанологические исследования. На мысе Шульца расположена береговая база института, где разрабатывается и проходит апробацию современное гидрофизическое оборудование, а также установлен деформограф [2]. Изучение акустических характеристик водной толщи и геологических образований на акватории залива Посьета имеет прикладное значение, для интерпретации результатов гидрофизических исследований.

Рыхлые донные отложения в ГАМ представлены следующими характеристиками: продольная, поперечная скорости звука, поглощение звука и плотность. В идеальном случае, указанные выше характеристики среды определяются в лаборатории на образцах, однако такого рода дан-

ных крайне мало. Изучению акустических характеристик морского грунта в последние годы уделяется большое внимание [8]. Необходимо отметить, что все упругие свойства материалов имеют зависимость друг от друга. Далее предлагается находить скорости продольных волн в рыхлых донных отложениях. Поскольку, зная скорость продольной волны, можно рассчитать скорость поперечной волны, плотность и другие характеристики [5, 6]. Прямой зависимости поглощения от скорости продольной волны нет. Поглощение в осадках можно определить только косвенно. На основе справочных данных по известному гранулометрическому содержанию проб рыхлого осадка.

Исходя из исследований, проведенных Гамильтоном [6], что на продольную скорость звука в основном влияет размер частиц в донных отложениях при равных значениях обводненности и глубины. Необходимо учитывать процентное содержание каждой из фракций, входящих в состав пробы. В международной классификации выделяется 3 фракции, различающиеся размерами зерна — песок («Sand»), ил («Silt») и глина («Clay»). Продольная скорость звука для донного осадка с различным процентным содержанием фракций получено с помощью следующего соотношения:

$$V_p = k_1 L_1 + k_2 L_2 + k_3 L_3 , \quad (1)$$

где L_1 , L_2 , L_3 – долевое содержание фракции песка, ил и глины соответственно в пробе донного осадка. Коэффициент k зависит от химического состава проб и рассчитан на образцах близких по составу [3]. В нашем случае с учетом зернистости фракции «Sand» коэффициент $k_1 = 1836$, $k_2 = 1610$, при различных размерах зерна фракции «Clay», $k_3 = 1450$. Продольная скорость звука для варианта, где фракция «Sand» составляет 100 %, будет 1750 м/с, с учетом, что среднезернистый песок имеет размер зерен 2.5 ф единиц, при содержании фракции «Silt» 100 % – 1560 м/с, для 5.4 ф единиц, со 100 % содержанием в осадке фракции «Clay» – 1450 м/с, при 8.5 ф единиц (зернистость в ф единицах = $-\log_2$ [зернистость в мм]). При размере зерен крупнозернистого песка (Coarse sand) 0.92 ф единиц продольная скорость звука составляет 1836 м/с. Продольная скорость звука для фракции «Clay», при 4.5 ф единиц, равно 1610 м/с.

Всего на всей территории залива Петра Великого Японского моря (куда территориально входит залив Посъета) было проанализировано 462 пробы донного осадка с известным гранулометрическим составом и вычислены упругие характеристики. Вычисленные значения упругих свойств донных отложений залива Петра Великого легли в основу сформированной ГАМ. На акватории залива Посъета проанализированы 53 пробы донных отложений. Распределение продольной скорости звука

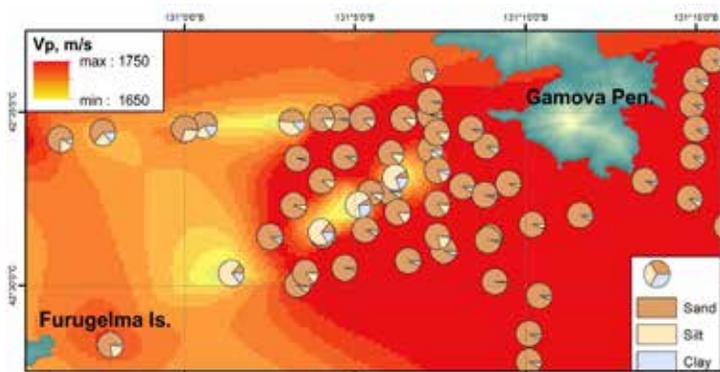


Рис. 1. Распределение продольной скорости звука, рассчитанное по данным гранулометрического состава осадка и точки отбора проб донных отложений

на акустическом полигоне рассчитано с помощью стандартного метода «Естественной окрестности» в геоинформационной системе ArcGis, показано на рис. 1.

На площади 130,5 км² на акустическом полигоне проведены акустические исследования с помощью двух частотного эхолота. В результате акустических измерений получены данные по интенсивности обратного рассеяния при нормальном падении луча на частотах 50 и 100 кГц. Существует зависимость упругих свойств осадков дна моря и отражающей способностью через коэффициент отражения Релея:

$$R = \frac{\rho_1 \rho_2 - \sqrt{C_1^2 C_2^2 - \sin^2 \theta} \left(\sqrt{1 - \sin^2 \theta} \right)^{-1}}{\rho_1 \rho_2 + \sqrt{C_1^2 C_2^2 - \sin^2 \theta} \left(\sqrt{1 - \sin^2 \theta} \right)^{-1}}, \quad (2)$$

где R – отношение амплитуды отраженной волны к падающей волне, ρ_1 и C_1 – плотность и скорость звука в придонной воде, ρ_2 и C_2 – плотность и скорость звука в осадках. Угол отражения или падения – θ . На рис. 2 показано вычисленное распределение скоростей продольных волн в поверхностном слое донных отложений по известным данным отражающих свойств на основе модели Био-Столла [5]. Эффективная плотность рыхлых осадков в высокочастотной области находится следующим выражением, согласно [6]:

$$\rho_{eff} = \rho_f \frac{\alpha(1-\beta)\rho_s + \beta(\alpha-1)\rho_f}{\beta(1-\beta)\rho_s + (\alpha-2\beta+\beta^2)\rho_f}, \quad (3)$$

где ρ_f это плотность воды и равно 1000 кг/м^3 , ρ_s – плотность песчинок, составляющий донные отложения, соответствует 2650 кг/м^3 для алевритового песка. α – проницаемость среды, можно определить как $1/15 \sim 1/25$ от среднего диаметра зерна песчинок, β – пористость. Для расчета пористость взята равной 0.4.

Согласно [8, 9], если исключить проницаемость, но учитывать внутреннее трение в рыхлых осадках в формуле (3) получим эффективную плотность, которая используется в расчете коэффициента отражения при нормальном падении по формуле (2). Величина скорости продольной волны в данном случае не вещественная, а комплексная. А плотность донных отложений - это эффективная плотность двухфазной среды. Используя данную методику расчета скоростей продольных волн верхнего слоя донных отложений по данным акустического зондирования качественная картина не отличается от расчета по модели Био-Столла (рис. 2). Уменьшился диапазон значений скоростей продольных волн на 80 м/с и минимальное значение скорости продольной волны уменьшилось на 20 м/с .

Как показали исследования на акустическом полигоне, наиболее близкие значения скоростей продольной волны получены на основе метода Гамильтона-Бачмана [4], что и послужило основой ГАМ для рыхлых донных отложений. Рассчитанные скорости продольной волны акустическими методами качественно, но не количественно близки к методу Гамильтона-Бачмана. Исходя из того, что максимальные значения скоростей продольной волны, полученных акустическими методами, выходят за пределы возможного, существует ошибка определения упругих свойств пород. Возможно, ошибка определения скоростей продольной волны обусловлена использованием высокочастотного излучателя. В работе [10] отмечается, что метод Био-Столла на высоких частотах может работать некорректно. Кроме того, неровности морского дна могут вно-

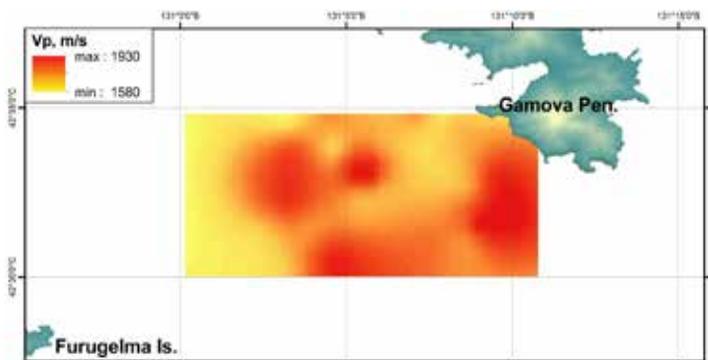


Рис. 2. Распределение скорости продольной волны, рассчитанное по данным акустических исследований.

сильную погрешность в измерениях, так как часть энергии, переданной под разными углами, возвращаясь к преобразователю рассеивается. Однако имеется важное преимущество акустического метода определения упругих характеристик донных отложений это детализация измерений. Также возможно уточнение зон со сложным геологическим строением, в местах выходов коренных пород и переслаиванием различных по составу геологических слоев.

С глубиной акустические параметры в рыхлых донных отложениях увеличиваются, пропорционально глубине [7]. Мощность рыхлых осадков в ГАМ определено с помощью НСП [3]. В глубокой части залива Посьета выделены три осадочных слоя, которые выклиниваются к береговой черте. Верхний слой песка мощностью 20-50 м у берега уменьшается до 5 м к выходу из залива.

Уточнение параметров слоистой структуры донных осадков и накопление статистических данных об океанологических характеристиках позволит в дальнейшем на более высоком уровне моделировать распространение звука в условиях мелкого моря, а также способствовать решению задач томографии и построения гидродинамических моделей шельфовых областей.

Литература

1. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Чебров В.Н., Шевченко Ю.В. Геофизический полигон «мыс Шульца» // Вестник ДВО РАН. 2010. № 5. С. 165-169.
2. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ковалев С.Н. и др. Регистрация деформационной аномалии цунамигенного землетрясения лазерным деформографом // ДАН. 2007. Т. 412. № 1. С. 104-106.
3. Самченко А.Н., Карнаух В.Н., Аксентов К.И. Геолого-геофизические исследования верхней части осадочного чехла и геоакустическая модель шельфа залива Посьета (Японское море) // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 1. С. 65-75.
4. Hamilton E.L., Bachman R. T. Sound velocity and related properties of marine sediments. J. Acoust. Soc. Am. 1982. 72(6). P. 1891-1904.
5. Hamilton E.L. Vp/Vs and poisson's ratios in marine sediments and rocks // J. Acoust. Soc. Am. 1979. Vol. 66. P 1093-1101.
6. Hamilton E.L. Geoacoustic modeling of the sea floor // J. Acoust. Soc. Am. 1980. Vol. 68. P. 1313-1340.
7. Hamilton E.L., Sound Velocity as a Function of Depth in Marine Sediments // J. Acoust. Soc. Am. 1985. 78. P. 1348-1355.
8. Lisutin V.A. Lastovenko O.R. Evaluation of the effect of internal and viscous friction on the dispersion and attenuation of sound in unconsolidated marine sediments // Acoust. Journal. 2020. V. 66. No. 4. P. 420-436. DOI: 10.31857/S0320791920040061.
9. Schock S.G. A Method for estimating the physical and acoustic properties of the sea bed using chirp sonar data // IEEE J. of Ocean. Eng. 2004. V. 29(4). P. 1200-1217.
10. Schock S.G. Remote estimates of physical and acoustic sediment properties in the South China Sea using chirp sonar data and the Biot model // IEEE J. of Ocean. Eng. 2004. V. 29 (4). P. 1218-1230.

ВЛИЯНИЕ ТАЙФУНОВ НА ГИДРОЛОГИЮ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО ЯПОНСКОГО МОРЯ

**Самченко А.Н., Пивоваров А.А., Кошелева А.В.,
Швырев А.Н., Ярошук И.О.**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
samchenko@poi.dvo.ru*

В заливе Петра Великого Японского моря находится гидроакустический полигон ТОИ ДВО РАН, где активно проводят акустические эксперименты с сопровождением гидрометеорологических измерений акватории [1]. Гидрометеорологические измерения выполняются в заливе в весенний, летний и осенний сезоны на протяжении более 15 лет. Происходит значительная перестройка гидрологической ситуации под воздействием приходящих тайфунов в летний период. Модельные расчеты показали, что метеорологические условия, когда скорость ветра достигает 54 км/ч и более, являются определяющим фактором в значительных изменениях гидрологии залива [2]. Так, например, нами установлено, что под воздействием осеннего северо-восточного ветра со скоростью до 54 км/ч и продолжительностью порядка двух суток развивается мощный апвеллинг на побережье.

На шельфе залива проводятся гидрологические измерения с помощью пространственно-распределенного гидрологического комплекса [3]. Гидрологический комплекс состоит из вертикальных заякоренных термогирлянд и автономных регистраторов давления, установленных в нижней и верхней части термогирлянды. Время работы комплекса составляло 10–15 дней. На рисунке 1 показаны схема гидрологических исследований, которые проводились в июле – августе 2017 года, в августе 2019 года и августе 2021 г. В местах установки термогирлянд проводились измерения с помощью CTD-зонда RBR-concerto. В другое время схема гидрологических экспериментов схожая за исключением некоторых дополнительных элементов.

На рисунке 2 показаны треки прохождения всех тайфунов, которые оказали влияние на гидрологическую ситуацию в заливе Петра Великого во время проведения гидрологических измерений. Прежде всего рассмотрим гидрологическую ситуацию в заливе Петра Великого в летний период, когда синоптическая обстановка характеризуется умеренными погодными условиями. Например, в период проведения гидрологических измерений с 25 июля по 2 августа 2012 года метеорологические усло-

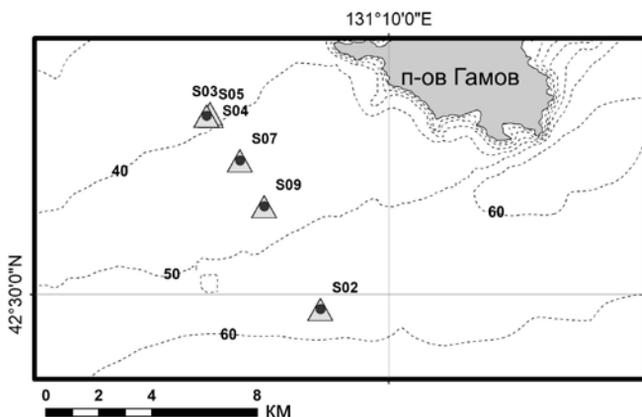


Рис. 1. Схема гидрологических экспериментов

вия характеризовались достаточной стабильностью: ветер был слабый и лишь временами усиливался до умеренного южных направлений, волнение морской акватории было слабое. Температура воздуха повышалась в течение дня до 27°C , падая ночью до 20°C . Приповерхностный слой воды был прогрет до $19\text{--}21^{\circ}\text{C}$, у дна (на глубине 75 м) температура составляла примерно 1°C (рисунок 3). На рисунке 3а термоклина проявляются областью сгущения изотерм. Наблюдается три термоклина в толще воды до глубины около 70 м. Первый термоклин расположен вблизи поверхности моря на глубинах до 8 м, где температура изменилась на 4°C . Второй скачок зафиксирован на глубинах 35–50 м, где температура изменилась на 5°C , а последний – на горизонте 60–80 м. Температура изменилась на 7°C в третьем термоклине, расположенном у дна. С уменьшением глубины места гидрологическая ситуация изменяется незначительно. За счет рельефа «срезается» нижний слой воды, и остается только прогретая его часть. Подобная гидрологическая ситуация была описана в работе [4], где гидрологические исследования были проведены в 1984–1990 годах. Таким образом, можно утверждать, что гидрологическая ситуация в регионе достаточно стабильна в пределах определенных сезонов за последние десятилетия.

Тайфун Volaven прошел у побережья Приморья с вечера 28 до утра 29 августа 2012 года, принес с юго-запада теплую воду. Максимальная скорость ветра составила 126 км/ч. Во время проведения наблюдений, ветер был умеренный до сильного северо-западного направления. По нашим наблюдениям (рис 3а), прогретый слой воды $19\text{--}22^{\circ}\text{C}$ достигал глубины 15–20 м. Ниже наблюдался слой скачка до 35 м, где температура воды упала с 19°C до 5°C , и далее до дна температура изменялась плавно от 5°C до 1°C . Следует отметить, что с увеличением толщины слоя про-

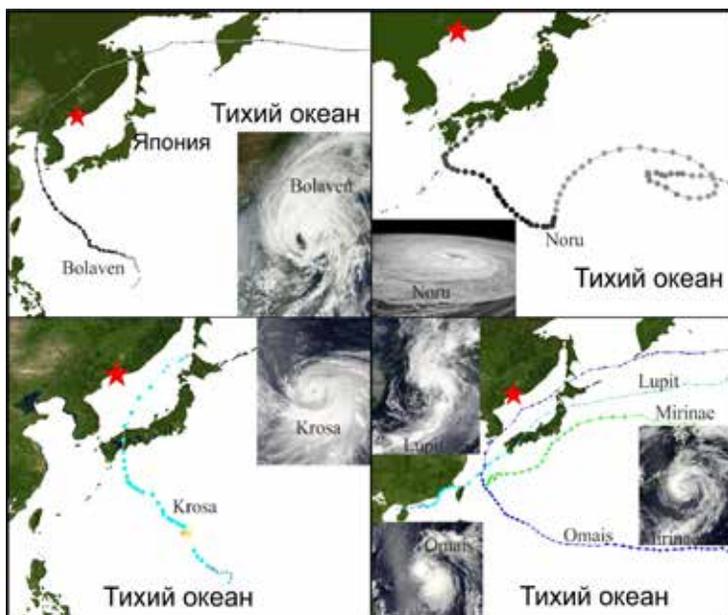


Рис. 2. Путь от зарождения до разрушения тайфунов и фото с космоса: а) тайфун Bolaven¹ (19 Августа – 1 сентября 2012); б) Тайфун Noru² (20 Июля – 8 Августа 2017); в) Тайфун Krosa³ (5-16 Августа 2019); г) Тайфун Omais⁴ (10-24 Августа 2021), Тайфун Mirinae⁵ (3-10 Августа 2021), Тайфун Lupit⁶ (2-9 Августа 2021). Звездочкой отмечен регион исследования.

¹Typhoon Bolaven (2012). ([https://en.wikipedia.org/wiki/Typhoon_Bolaven_\(2012\)](https://en.wikipedia.org/wiki/Typhoon_Bolaven_(2012)))

²Typhoon Noru (2017). ([https://en.wikipedia.org/wiki/Typhoon_Noru_\(2017\)](https://en.wikipedia.org/wiki/Typhoon_Noru_(2017)))

³Typhoon Krosa (2007). ([https://en.wikipedia.org/wiki/Typhoon_Krosa_\(2007\)](https://en.wikipedia.org/wiki/Typhoon_Krosa_(2007)))

⁴Tropical Storm Omais (2021). ([https://en.wikipedia.org/wiki/2021_Pacific_typhoon_season#Tropical_Storm_Omais_\(Isang\)](https://en.wikipedia.org/wiki/2021_Pacific_typhoon_season#Tropical_Storm_Omais_(Isang)))

⁵Tropical Storm Lupit (2021). ([https://en.wikipedia.org/wiki/2021_Pacific_typhoon_season#Severe_Tropical_Storm_Mirinae_\(Gorio\)](https://en.wikipedia.org/wiki/2021_Pacific_typhoon_season#Severe_Tropical_Storm_Mirinae_(Gorio)))

⁶Tropical Storm Lupit (2021). ([https://en.wikipedia.org/wiki/Tropical_Storm_Lupit_\(2021\)](https://en.wikipedia.org/wiki/Tropical_Storm_Lupit_(2021)))

гретой более чем на 15°C воды из-за явления перенапряжения в период тайфуна вода холоднее 5°C наблюдалась на глубинах менее 40 м, что не характерно для залива Петра Великого летом. Кроме того, на глубинах 30–35 м был высокоградиентный термоклин с понижением температуры более 2°C на 1 м. В июле и начале августа приповерхностный слой воды прогреет равномерно до 20°C, у дна температура воды опускается до 1°C, и нижний слой скачка находится на глубине порядка 70–80 м. В конце

августа наблюдался прогрев верхнего слоя воды до температуры более 21°C и вместе с тем увеличивался градиент температуры с глубиной. За счет чего нижний слой скачка поднялся до глубин 60–70 м. Скорее всего 25 августа уже сказывалось влияние тайфуна Volaven, который «толкал» впереди себя массы теплой воды с юго-запада Японского моря.

Тайфун Noru стал вторым самым продолжительным тропическим циклоном северо-западной части Тихого океана за весь период наблюдений и вторым наиболее интенсивным тропическим циклоном бассейна в 2017 году. В Южном Приморье тайфун Noru прошел краем 7–8 августа 2017 года, ветер достиг 54–72 км/ч с порывами до 120–130 км/ч. Высота волн наблюдалась размером в 4–5 м у побережья Приморья. На рисунке 2б показаны изменения температуры по глубине и времени с 6 по 10 августа 2017 года, зафиксированные термогирляндой S03 (глубина места в точке постановки 40 м). На ней 6 августа наблюдалась спокой-

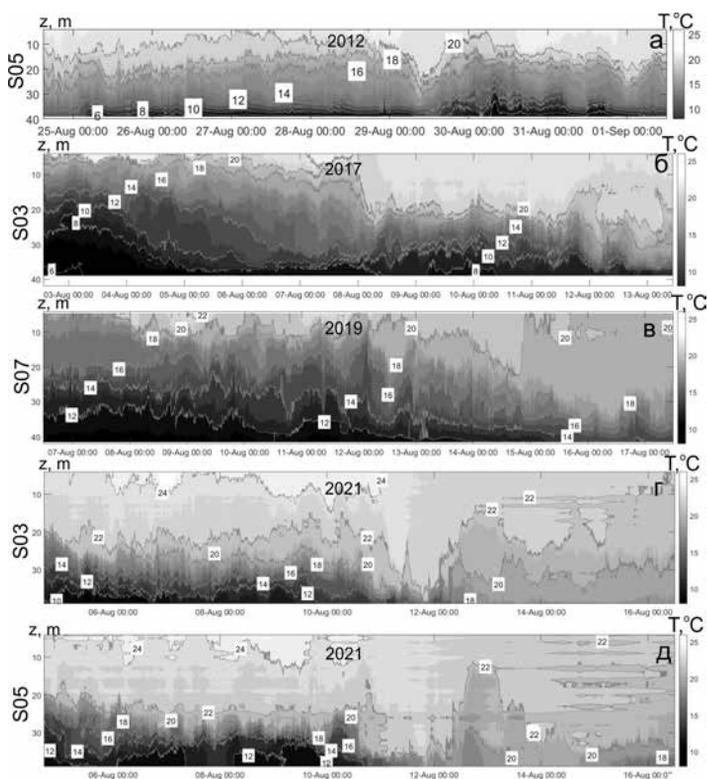


Рис. 3. Температурные профили полученные с термогирлянды: а) S05 Август 2012; б) S03 Август 2017; в) S07 Август 2019; г) S03 Август 2021; д) S05 Август 2021.

ная картина – два слабовыраженных широких термоклина, один приповерхностный от 7 до 15 м с падением температуры порядка 7°C и второй на глубинах 27–35 м и изменением температуры на 8°C. В период начала прохождения тайфуна Noru, 7 августа, при возникновении ветровой нагрузки примерно 12–17 м/с, появился приток более теплой воды на поверхности и были зафиксированы проявления пакетов интенсивных внутренних волн. Глубины расположения термоклин до 8 августа не изменялись, увеличился градиент температуры в верхнем термклин до 9°C. Значительные изменения гидрологических параметров пришлось на 8 августа, когда были зафиксированы максимальные ветровые нагрузки до 126 км/ч. Прогретый слой воды более 20°C наблюдался до глубины 17–19 м, далее на глубинах 20–30 м прослеживался мощный термоклин с изменением температуры на 15°C. Также фиксировалось прохождение интенсивных внутренних волн. Можно отметить, что сформированный тайфуном Noru мощный термоклин наблюдался до 12 августа.

При прохождении тайфуна Krosa 19 августа 2019 года распределенные автономные системы были установлены с 7 по 18 августа (рисунок 2в). В период с 7 по 14 августа ярко выраженных термоклин не наблюдалось и амплитуды короткопериодных внутренних гравитационных волн были незначительны. Можно обратить внимание, что приток теплой поверхностной воды начался еще за два дня до прихода тайфуна на побережье. В это время стал образовываться слой воды на глубине 20–30 м с повышенным градиентом температуры. 16 августа уже полностью сформировался ярко выраженный термоклин на глубине 35–40 м с изменением температуры более чем на 12°C. Подобная гидрологическая ситуация наблюдалась при прохождении тайфуна Bolaven в 2012 году и тайфуна Noru в 2017 году. На фоне внедрения поверхностной теплой воды остается холодный придонный слой и образуется мощный термоклин на глубинах 30–40 м. Влияние тайфунов заметно за несколько дней до их прихода и гидрологическая картина остается стабильной на протяжении нескольких суток после прохождения тайфуна.

В 2021 году была зафиксирована уникальная ситуация, когда на погодные условия на побережье Приморья влияли сразу три тайфуна с временным промежутком в одни сутки. Тайфун Mirinae 7–9 августа 2021 года краем прошел по Японскому морю, не приближаясь к Приморью. Тайфун Lupit прошел вдоль побережья Приморья 8–9 августа (рисунок 1д) и тайфун Omais подошел к побережью Приморья ближе всех 10–11 августа. Влияние тайфунов Mirinae и Lupit на гидрологические характеристики было схожее с предыдущими годами, где произошло внедрение теплой поверхностной воды с южной части Японского моря и наблюдался мощный термоклин на глубинах 30–40 м. По всей видимости, траектория движения тайфуна Omais с центра Тихого океана через пролив Цусима

и вдоль Корейского полуострова принес рекордно прогретую огромную массу поверхностной воды к южному побережью Приморья. Кроме того, в гидрологической обстановке на побережье Приморья заметно ощущалось влияние двух ранее проходивших тайфунов, наблюдался 30-метровый прогретый слой воды и термоклин был смещен ко дну (9–11 августа на рис. 2г, д). На поверхности моря температура воды, измеренная с помощью СТД-зонда во время гидрологических разрезов, достигала 28°C. Прогретый слой теплой воды более 18°C наблюдался до дна на глубине моря более 60 м. Термоклин опустился ниже глубины крайней заглубленной термогириянды. Также, к сожалению, время постановки и снятия термогириянд в 2021 году не позволило наблюдать за гидрологической ситуацией на шельфе без влияния тайфунов.

Литература

1. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Чебров В.Н., Шевченко Ю.В. Геофизический полигон «мыс Шульца» // Вестник ДВО РАН. 2010. № 5. С. 165-169.
2. Kosheleva A.V., Lazaryuk A. Yu., Yaroshchuk I.O. Estimation of acoustic and oceanological seawater characteristics by temperature measurements in the Sea of Japan shelf zone // 5th Pacific Rim Underwater Acoustics Conference (Vladivostok, Russia, 23-26 September 2015) / Proceedings of Meetings on Acoustics. 2015. Vol. 24. Iss. 1. 005001.
3. Пивоваров А.А., Самченко А.Н., Швырев А.Н., Ярошук И.О. Использование гидрофизического исследовательского комплекса в натурном эксперименте на шельфе Японского моря // Подводные исследования и робототехника. 2020. № 2(32). С. 56-61. DOI: 10.37102/24094609.2020.32.2.007
4. Navrotsky V.V., Lozovatsky I.D., Pavlova E.P., Fernando H.J.S. Observations of internal waves and thermocline splitting near a shelf break of the Sea of Japan (East Sea) // Continental Shelf Research. 2004. Vol. 24. Iss. 12. P. 1375–1395. DOI: 10.1016/j.csr.2004.03.008.

**ТЕРМОГИДРОГРАВИДИНАМИЧЕСКАЯ ТЕХНОЛОГИЯ
ОЦЕНКИ МАКСИМАЛЬНОЙ МАГНИТУДЫ
СИЛЬНЕЙШЕГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ЗЕМЛИ
В ТЕЧЕНИЕ МАРТА 2023 ГОДА**

Симоненко С.В.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
sergeysimonenko@mail.ru*

Представлена термогидрогравидинамическая технология, основывающаяся магнитуду 7.0 (согласно USGG) сильнейшего (в течение марта 2023 года) землетрясения Земли, основываясь на анализе (в рамках развитой термогидрогравидинамической теории [1-4]) предыдущих сильнейших землетрясений Земли. Максимальную магнитуду $M_i \equiv M(i) \equiv M_{up}(i, \text{loc. max.})$ сильнейшего землетрясения Земли (произошедшего в момент времени $t_i \equiv t_e(i, \text{loc. max.})$ около даты $t^*(\tau_{c,r}, i)$ (для года i AD) локального максимума совместного планетарного и солнечного интегрального энергетического гравитационного воздействия на Землю) находим в виде линейной зависимости

$$M_i(\text{th}) \equiv M_{up,th}(i, \text{loc. max.}) \equiv M_{up}(x(i), y(i), z(i), w(i))) = q_1 + q_2 x(i) + q_3 y(i) + q_4 z(i) + q_5 w(i) \quad (1)$$

от следующих (рассчитываемых для прошедших сильнейших землетрясений Земли) параметров: $x_i \equiv x(i) = t^*(i, \text{loc. max.}) - t^*(\tau_{c,r}, i)$; $y_i \equiv y(i) = t^*(\tau_{c,r}, i) - 17$ марта, i AD; $z_i \equiv z(i) = t^*(\tau_{c,r}, i) - t_M(i, \text{loc. max.})$, где $t_i(M) \equiv t_M(i, \text{loc. max.})$ - дата полной Луны, которая является ближайшей к дате $t_e(i, \text{loc. max.})$; $w_i \equiv w(i)$ - рассчитанная (нормированная на максимальное интегральное энергетическое гравитационное воздействие Меркурия на Землю [1, 2]) величина (для года i AD) локального максимального планетарного и солнечного интегрального энергетического гравитационного влияния на Землю [1-4]. Пять неизвестных коэффициентов q_1, q_2, q_3, q_4, q_5 рассчитывались на основе метода наименьших квадратов (обобщенного для пяти независимых переменных $x(i), y(i), z(i), w(i), M(i)$) из следующей системы пяти линейных алгебраических уравнений:

$$\begin{aligned} q_1 a_{11} + q_2 a_{12} + q_3 a_{13} + q_4 a_{14} + q_5 a_{15} &= b_1, \\ q_1 a_{21} + q_2 a_{22} + q_3 a_{23} + q_4 a_{24} + q_5 a_{25} &= b_2, \\ q_1 a_{31} + q_2 a_{32} + q_3 a_{33} + q_4 a_{34} + q_5 a_{35} &= b_3, \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} q_1 a_{41} + q_2 a_{42} + q_3 a_{43} + q_4 a_{44} + q_5 a_{45} &= b_4, \\ q_1 a_{51} + q_2 a_{52} + q_3 a_{53} + q_4 a_{54} + q_5 a_{55} &= b_5, \end{aligned} \quad (2)$$

в которой эмпирические коэффициенты a_{ij} ($i, j = 1, 2, 3, 4, 5$) и b_i ($i = 1, 2, 3, 4, 5$) рассчитывались по следующим формулам (для N анализируемых бывших сильнейших землетрясений Земли)

$$\begin{aligned} a_{11} &= N, a_{12} = \sum_{i=1}^N x_i, a_{13} = \sum_{i=1}^N y_i, a_{14} = \sum_{i=1}^N z_i, a_{15} = \sum_{i=1}^N w_i, b_1 = \sum_{i=1}^N M_i, \\ a_{21} &= \sum_{i=1}^N x_i, a_{22} = \sum_{i=1}^N x_i x_i, a_{23} = \sum_{i=1}^N y_i x_i, a_{24} = \sum_{i=1}^N z_i x_i, \\ a_{25} &= \sum_{i=1}^N w_i x_i, b_2 = \sum_{i=1}^N M_i x_i, a_{31} = \sum_{i=1}^N y_i, a_{32} = \sum_{i=1}^N x_i y_i, a_{33} = \sum_{i=1}^N y_i y_i, \\ a_{34} &= \sum_{i=1}^N z_i y_i, a_{35} = \sum_{i=1}^N w_i y_i, \\ b_3 &= \sum_{i=1}^N M_i y_i, a_{41} = \sum_{i=1}^N z_i, a_{42} = \sum_{i=1}^N x_i z_i, a_{43} = \sum_{i=1}^N y_i z_i, a_{44} = \sum_{i=1}^N z_i z_i, \\ a_{45} &= \sum_{i=1}^N w_i z_i, b_4 = \sum_{i=1}^N M_i z_i, a_{51} = \sum_{i=1}^N w_i, a_{52} = \sum_{i=1}^N x_i w_i, a_{53} = \sum_{i=1}^N y_i w_i, \\ a_{54} &= \sum_{i=1}^N z_i w_i, a_{55} = \sum_{i=1}^N w_i w_i, b_5 = \sum_{i=1}^N M_i w_i. \end{aligned} \quad (3)$$

Имеем [4] дату $t^*(\tau_{c,r}, 2023) = 2023.26666666$ AD локального максимума совместного планетарного и солнечного интегрального энергетического гравитационного влияния на Землю (и на твердое ядро $\tau_{c,r}$ Земли). Были выбраны в качестве базисных (для расчетов коэффициентов q_1, q_2, q_3, q_4, q_5) только те сильнейшие землетрясения, которые произошли в годах ($i = 1964, 1975, 1988, 2011$), которые имели следующие даты локальных максимумов совместного планетарного и солнечного интегрального энергетического гравитационного влияния на Землю: $t^*(\tau_{c,r}, 1964) = 1964.28333333$ AD, $t^*(\tau_{c,r}, 1975) = 1975.26666666$ AD, $t^*(\tau_{c,r}, 1988) = 1988.28333333$ AD, $t^*(\tau_{c,r}, 2011) = 2011.26666666$ AD, имеющие тот же (или наиболее близкий к параметру $\beta(i) = t^*(\tau_{c,r}, i) - i = 0.26666666$) параметр $\beta(i) = t^*(\tau_{c,r}, i) - i = 0.26666666$, который соответствует параметру $\beta(2023) = t^*(\tau_{c,r}, 2023) - 2023 = 0.26666666$ для 2023 года.

Выбирая два сильнейших ([3], с. 190, таблица 1) землетрясения (прошедшие 28 марта 1964 г. ($i=1$) и 11 марта 2011 г. ($i=2$)), были вычислены по формулам (3) коэффициенты a_{ij} ($i, j = 1, 2, 3, 4, 5$) и b_i ($i = 1, 2, 3, 4, 5$), а затем из системы (2) были рассчитаны (с двойной точностью) числовые

коэффициенты: $q_1 = 1.042894569421666$, $q_2 = -0.6721241075124362$,
 $q_3 = 0.1224321752686035$, $q_4 = -0.5528308116149261$,
 $q_5 = 0.009251873503261069$. Для этих коэффициентов по формуле (1)
рассчитана (для рассчитанных параметров $x(i), y(i), z(i), w(i)$), соответ-
ствующих 16 марта 2023 г.) магнитуда 6.45, которая близка к реальной
магнитуде 7.0 (согласно USGG) сильнейшего (в течение марта 2023 года)
землетрясения Земли, произошедшего 16 марта 2023 года.

Выбирая четыре сильнейших землетрясения (прошедшие 28 марта
1964 г. ($i=1$), 26 мая 1975 г. ($i=2$), 6 марта 1988 г. ($i=3$) и 11 марта 2011 г.
($i=4$)), аналогично были рассчитаны (с двойной точностью) числовые ко-
эффициенты: $q_1 = 6.372552631187588$, $q_2 = -0.1621832268274336$,
 $q_3 = 0.08460082392898638$, $q_4 = -0.1631289039793223$,
 $q_5 = 0.001814700383964143$, а затем по формуле (1) рассчитана
(для рассчитанных параметров $x(i), y(i), z(i), w(i)$), соответствующих
16 марта 2023 года) магнитуда 7.69, которая близка к реальной маг-
нитуде 7.0 (согласно USGG) сильнейшего (в течение марта 2023 года)
землетрясения Земли, произошедшего 16 марта 2023 года. Среднее зна-
чение $(6.45 + 7.69)/2 = 7.07$ (двух рассчитанных магнитуд) очень близ-
ко к реальной магнитуде 7.0 (согласно USGG) сильнейшего (в тече-
ние марта 2023 года) землетрясения Земли, произошедшего 16 марта
2023 года. Формула (1) (с двумя сериями рассчитанных коэффициентов
 q_1, q_2, q_3, q_4, q_5) может быть использована только для оценки макси-
мальной магнитуды $M_{up}(i, \text{loc. max.})$ сильнейшего землетрясения Земли
прошедшего (в некоторый момент времени $t_i \equiv t_c(i, \text{loc. max.})$ в марте
года i AD, характеризуемого условием $\beta(i) = t^*(\tau_{c,r}, i) - i = 0.26666666$.
Развитая термогидрогравидинамическая технология (применение кото-
рой показано для марта 2023 года) может быть использована для оценки
максимальной магнитуды $M_{up}(i, \text{loc. max.})$ сильнейшего землетрясения
Земли для любого месяца любого года i AD.

Литература

1. Simonenko S.V. Fundamentals of the thermohydrogravodynamic theory of the global seis-
motectonic activity of the Earth // International Journal of Geophysics. 2013. Article ID:
519829. <https://doi.org/10.1155/2013/519829>
2. Simonenko S.V. The prognosticating aspects of the developed cosmic geophysics concerning
the subsequent forthcoming intensifications of the global seismicity, volcanic and climatic
activity of the Earth in the 21st century // British Journal of Applied Science & Technol-
ogy. 2014. V. 4. No. 25. P. 3563-3630. [HTTPS://DOI.ORG/10.9734/BJAST/2014/10766](https://doi.org/10.9734/BJAST/2014/10766)
3. Simonenko S.V. The confirmed validity of the explanatory aspect of the thermohydrogravi-
dynamic theory concerning the evaluated maximal magnitude of the strongest earthquake
during the considered intensification of the global natural processes from December 7,
2019 to April 18, 2020 AD // Journal of Geoscience and Environment Protection. 2021.
V. 9. P. 185-197. <https://doi.org/10.4236/gep.2021.96011>
4. Simonenko S.V. The confirmed validity of the explanatory aspect of the thermohydrogravi-
dynamic theory concerning the evaluated maximal magnitude of the strongest earthquake
of the Earth near the predicted date 2021.1 AD during the range from October 27, 2020
to May 17, 2021 AD // Journal of Geoscience and Environment Protection. 2022. V. 10.
P. 319-330. <https://doi.org/10.4236/gep.2022.107019>

ПРИМЕНЕНИЕ ПРОЦЕДУРЫ СУБПИКСЕЛЬНОГО ТРЕКИНГА ДЛЯ РЕГИСТРАЦИИ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЯ В БУХТЕ ЗОЛОТОЙ РОГ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ВИДЕОТРАНСЛЯЦИЙ

Фищенко В.К., Гончарова А.А., Голик А.В., Зимин П.С.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
fischenko@poi.dvo.ru*

Трекингом называют процедуру отслеживания координат движущегося объекта на видеозаписи либо видеотрансляции. Она применяется во многих задачах технического зрения, в системах безопасности, а также в научных приложениях, например, в задачах исследования Земли из космоса. В океанографии она может быть использована для измерения временных сигналов волнения и колебаний уровня моря в заданных точках акватории на основе отслеживания вертикальных перемещений в поле видеокadra сравнительно легких и контрастных объектов (маркеров) на поверхности воды.

Существует большое число реализаций процедуры трекинга. Наиболее простой и часто используемой является процедура корреляционного трекинга. Пусть имеются анализируемое изображение $I(x, y)$, $(x, y) \in D_I$ и эталонное изображение (образец) $T(x, y)$, $(x, y) \in D_T$, заданные в прямоугольных областях $D_I = [D_{Ix} \times D_{Iy}]$, $D_T = [D_{Tx} \times D_{Ty}]$, $D_T \subset D_I$. Необходимо найти точку (x^*, y^*) , указывающую на анализируемом изображении место, где оно наиболее коррелировано с эталонным изображением.

$$(x^*, y^*) = \arg \max_{(x,y) \in D_I} K_{IT}(x, y), \quad (1)$$

где $K_{IT}(x, y)$ – корреляционная функция

$$K_{IT}(x, y) = \frac{1}{D_{T_x} D_{T_y}} \iint_{(u,v) \in D_T} I(x+u, y+v) T(u, v) dudv, \quad (x, y) \in D_I. \quad (2)$$

На практике, например, при анализе цифрового видео, анализируемое и эталонное изображения представляются в виде матриц пикселей, полученных дискретизацией исходных непрерывных по пространственным координатам изображений с некоторым достаточно малым шагом Δ :

$$\begin{aligned} I(i, j) &= I(x_i = i \cdot \Delta, y_j = j \cdot \Delta), i = \overline{0, N_{I_x} - 1}, j = \overline{0, N_{I_y} - 1}; \\ T(i, j) &= T(x_i = i \cdot \Delta, y_j = j \cdot \Delta), i = \overline{0, N_{T_x} - 1}, j = \overline{0, N_{T_y} - 1}. \end{aligned} \quad (3)$$

Обычно, величина шага (линейный размер пикселя) Δ в видеокамерах удовлетворяет условиям теоремы отсчетов Котельникова: частота Найквиста $f_{Nyquist} = \frac{1}{2\Delta}$ больше максимальной ненулевой частоты f_{max} в спектрах формируемых оптической системой камеры изображений $I(x, y), T(x, y)$. Это потенциально дает возможность точно восстановить исходные непрерывные изображения по их дискретным версиям (3).

При работе с дискретными изображениями задача корреляционного трекинга сводится к расчету дискретной корреляционной функции (кросс-корреляционной последовательности)

$$\begin{aligned} K_{IT}(i, j) &= \frac{1}{N_{T_x} N_{T_y}} \sum_{k=0, l=0}^{N_{I_x}-1, N_{I_y}-1} I(i+k, j+l) \times T(k, l), \\ i &= \overline{0, N_{I_x} - N_{T_x}}, \quad j = \overline{0, N_{I_y} - N_{T_y}} \end{aligned} \quad (4)$$

и нахождению в ней точки (i^*, j^*) с максимальным значением:

$$(i^*, j^*) = \arg \max_{(i, j)} K_{IT}(i, j). \quad (5)$$

Для ускорения расчетов кросс-корреляционной последовательности вместо формулы (4) используют схему с переходом в частотную область и использованием процедуры быстрого преобразования Фурье (БПФ) для расчета дискретных преобразований Фурье (ДПФ).

Шаг 1. Дополнение изображений $I(i, j), T(i, j)$. (3) нулями до размеров: $N_x = N_{I_x} + N_{T_x}, N_y = N_{I_y} + N_{T_y}$, расчет их ДПФ :

$$\begin{aligned} \tilde{I}(k, l) &= \text{ДПФ}(I(i, j)), \quad \tilde{T}(k, l) = \text{ДПФ}(T(i, j)), \\ k &= \overline{0, N_x - 1}, l = \overline{0, N_y - 1}. \end{aligned} \quad (6)$$

Шаг 2. Комплексно сопряженное перемножение полученных ДПФ (расчет дискретного взаимного спектра $S_{IT}(k, l)$)

$$S_{IT}(k, l) = \tilde{I}(k, l) \times \tilde{T}^*(k, l), \quad k = \overline{0, N_x - 1}, l = \overline{0, N_y - 1}. \quad (7)$$

Шаг 3. Расчет кросс-корреляционной последовательности с использованием процедуры обратного преобразования Фурье

$$K_{IT}(i, j) = \text{ОДПФ}(S_{IT}(k, l)), \quad i = \overline{0, N_x - 1}, j = \overline{0, N_y - 1}. \quad (8)$$

Описанная процедура корреляционного трекинга применяется в составе инструмента Корреляция в программе экспресс анализа изображений и видео QAVIS [1]. Для измерения сигналов морского волнения и колебаний уровня моря пользователь фиксирует на видео начальный кадр с маркерным объектом на поверхности воды, после чего на каждом новом видеокадре находится и записывается в выходной файл смещение маркера в пикселях относительно его первоначального положения. Вертикальная компонента смещения представляет собой оценку сигнала волнения, как функции изменения высоты уровня воды в пикселях в исследуемой точке $h(t)$. Для масштабной привязки сигнала волнения должен быть так или иначе оценен размер одного пикселя видеокадра Δ в плоскости расположения маркера. Это можно сделать, если известны т.н. внутренние и внешние параметры камеры, а также расстояние до маркера. Также оценку Δ можно получить, если в плоскости расположения маркера измерить линейный размер в пикселях какого-нибудь тестового объекта, длина которого в метрической шкале известна. Окончательно, реальный сигнал волнения $H(t) = \Delta \times h(t)$ программой QAVIS измеряется с дискретностью по оси значений Δ метров (сантиметров, миллиметров). В зависимости от характеристик разрешения камеры и расстояния до маркерного объекта в реально выполненных нами измерениях размер пикселя составлял от нескольких единиц миллиметров до десятков сантиметров.

Во многих случаях пиксельная точность недостаточна. Например, некоторые потенциально перспективные для измерений колебаний уровня моря объекты (например, большие круизные суда у причалов), претерпевают в течение суток очень незначительные вертикальные перемещения, порядка 2-3 пикселей. При измерении колебаний уровня моря в местах с сильно выраженными приливными компонентами, даже при относительно большом размахе вертикальных перемещений маркера, порядка 10-15 пикселей, возникают артефакты, существенно осложняющие интерпретацию результатов. На почти линейных участках максимального роста или уменьшения уровня моря возникают заметные горизонтальные ступеньки, следующие почти периодически друг за другом. Это приводит к появлению в спектрах сигналов ложных частотных компонент в диапазоне сейшевых колебаний (периоды порядка десятков минут), которые сложно отделить от реальных сейшевых колебаний.

В литературе достаточно давно обсуждается проблема субпиксельного разрешения в связи с различными задачами обработки изображений и видео. В частности актуальна проблема реализации цифрового

увеличения («зума») изображений в сетевых IP-камерах после достижения предельного оптического увеличения. Цифровой зум, например в 10 раз, реализуется путем интерполяции исходной матрицы пикселей в 10 раз более подробную сетку отсчетов путем применения тех или иных алгоритмов интерполяции. Шаг между отсчетами этой новой сетки 0.1 пикселя. Хотя формально различные виды интерполяции не добавляют новой информации, визуальное восприятие пользователем таких зумированных изображений, понимание запечатленных в них сюжетов существенно зависят от вида интерполяции – кусочно-постоянной, билинейной, бикубической, сплайновой и т.д. При выборе для реализации цифрового зума нужного типа интерполяции производители камер помимо предпочтений потенциальных пользователей принимают во внимание сложность реализации и скорость выполнения процедуры интерполяции. Нами в работе [1] представлены примеры применения различных схем интерполяции потокового видео для улучшения характеристик корреляционного трекинга движений маркерных объектов на поверхности моря. Наилучшие результаты с учетом качества и скорости выполнения показала бикубическая интерполяция.

По-видимому, важным объективным критерием качества субпиксельной интерполяции цифрового изображения $I(i, j)$ является точность воспроизведения в интерполированных точках значений исходного непрерывного по пространственным координатам изображения $I(x, y)$. Если считать выполненными вышеупомянутые условия теоремы отсчетов для примененной в камере схемы дискретизации исходного изображения, то для его точного восстановления в любой точке (x, y) может быть использована интерполяционная формула Котельникова. Последняя вычислительно трудоемка, поэтому на практике для получения сразу всех точных отсчетов изображения $I(x, y)$ в q раз более подробной субпиксельной сетке отсчетов применяют следующую процедуру. Сначала рассчитывают ДПФ исходного цифрового изображения, потом его расширяют в q раз путем добавления нулевых отсчетов за пределами частоты Найквиста. Затем рассчитывают обратное ДПФ.

Очевидно, что при использовании в схеме расчета кросскорреляционной последовательности (6-8) интерполированных описанным выше образом изображений будет обеспечено точное восстановление исходной непрерывной корреляционной функции $K_{IT}(x, y)$ в субпиксельной сетке отсчетов. Это при заданном коэффициенте интерполяции q обеспечит наилучшее качество оценивания положения максимума корреляции, и соответственно, лучшее качество трекинга объектов, по сравнению с алгоритмами, основанными на других методах интерполяции исходных цифровых изображений в субпиксельную сетку отсчетов.

Однако такого же результата можно достичь более экономным образом, без предварительной интерполяции исходных изображений. Нужно на шаге 3 расширить в q раз путем добавления нулевых значений за пределами частоты Найквиста дискретный взаимный спектр $S_{IT}(k, l)$. В результате применения к последнему процедуры обратного ДПФ будут получены точные значения корреляционной функции $K_{IT}(x, y)$ в субпиксельной сетке отсчетов. Заметим, что для поиска субпиксельного максимума корреляционной функции достаточно просмотреть $q \times q$ ее отсчетов вблизи «однопиксельного» максимума (5): $(i^* \times q, j^* \times q^*)$. Поэтому вместо процедуры БПФ, рассчитывающей сразу все отсчеты субпиксельной корреляционной функции, можно применить стандартную процедуру ДПФ для расчета только этих $q \times q$ отсчетов.

В начале 2023 года в программу QAVIS была встроена описанная выше процедура субпиксельного трекинга и с ее помощью проведены измерения колебаний уровня моря в ряде районов побережья Мирового океана на основе анализа видеотрансляций с прибрежных IP-камер. Результаты сравнения полученных сигналов с данными близкорасположенных станций Глобальной сети наблюдений уровня моря GLOSS подтвердили высокую эффективность новой процедуры.

В июне 2023 г. были выполнены подобные измерения в бухте Золотой Рог во Владивостоке с использованием видеотрансляций с городских IP-камер. К сожалению, почти все камеры работают нестабильно, поэтому не удалось получить длительные непрерывные записи сигналов волнения, реальная длительность составляла, обычно, несколько часов. Результаты QAVIS-измерений сравнивались с данными измерителя уровня моря, установленного Примгидрометом в бухте недалеко от Золотого моста. Ранее этот измеритель входил в международную систему GLOSS, в настоящее время он является компонентом Российской системы предупреждения о цунами, данные уровневых измерений с него представляются на сайте этой организации www.RTWS.ru.

На рис. 1 демонстрируется процесс QAVIS-измерений колебаний уровня моря на видеотрансляции панорамного вида на Центральную площадь Владивостока. Трансляция организована интернет-провайдером «Владлинк»: vladlink.ru/city-cams-vdk. С помощью инструмента Корреляция регистрируются вертикальные движения стоящего на причале парома «Босфор Восточный», применяется режим субпиксельного трекинга с коэффициентом $q=100$. Расстояние от камеры до парома около 220 м.

На рис. 2а вверху представлена запись измеренного в пикселах уровневого сигнала, полученного с использованием процедуры субпиксель-



Рис. 1. Процесс субпиксельных измерений колебаний уровня на видеотрансляции

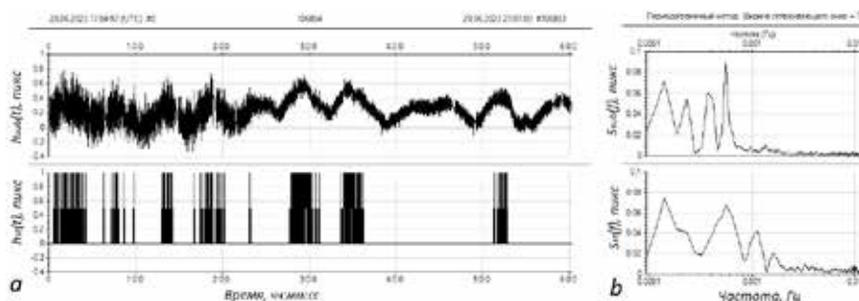


Рис. 2. Осциллограммы (а) и спектры (б) измеренных в пикселях сигналов колебаний уровня моря, вверху – с применением субпиксельного трекинга, внизу – стандартного.

ного трекинга (размер субпикселя = 0.01 пикселя). Время измерений: – 29 июня 2023 г. с 17:04 до 23:04 (UTC), длительность записи 6 часов. Частота временной дискретизации сигнала 5 Гц.

На рис. 2а внизу представлен сигнал, который был бы получен с помощью стандартной процедуры трекинга (в данном случае он рассчитан путем квантизации субпиксельного сигнала по уровню с шагом 1 пиксель). Видно что «стандартный» сигнал может принимать только два значения - 0 и 1 пиксель, т.е. размах колебаний паром в поле видеокадра

за шесть часов наблюдений составлял всего лишь 1 пиксель. Очевидно, что применение субпиксельного трекинга принципиально улучшило визуальное представление сигнала колебаний уровня моря. Фурье-спектры сигналов тоже очень сильно различаются, и предпочтение, очевидно, также следует отдать «субпиксельному». В нем справа налево видны пики периодичностей 12 мин (небольшой, но заметный пик), 30 мин, 45 мин, 1 час 30 мин. Эти периоды близки к ранее установленным исследователями периодам сейшевых колебаний в бухте Золотой Рог. Самый левый пик с периодом около 2.5 часов не может быть признан значимым при слишком малой длительности записи - 6 часов.

На рис. 3 приведены осциллограммы и спектры сигналов колебаний уровня моря, измеренных в сантиметрах на RTWS-станции и на видеотрансляции с помощью QAVIS. Сигнал QAVIS предварительно был приведен к частоте дискретизации RTWS-сигнала – 1 отсчет в минуту. Для перевода сигнала QAVIS из пикселей в сантиметры использовался масштабный коэффициент 15 см/пиксель. Он получен путем деления реальной высоты капитанской рубки парома (ориентировочно 3 м) на ее высоту в пикселях видеокadra – 20.

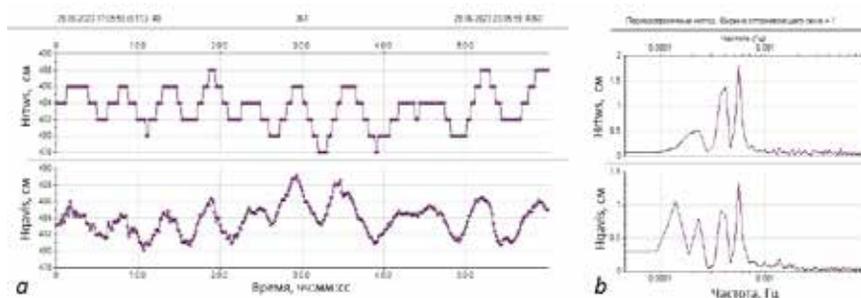


Рис. 3. Осциллограммы (а) и спектры (б) сигналов колебаний уровня моря, измеренных в сантиметрах, на RTWS-станции и на видеотрансляции с помощью QAVIS

На RTWS осциллограмме визуально заметны ложные горизонтальные ступеньки, обусловленные тем, что измеритель регистрирует колебания уровня моря с очень грубым шагом квантования 2 см. Это давняя проблема RTWS-измерителей, на большинстве иностранных GLOSS-станций точность представления уровня от 1 до нескольких миллиметров. Точность представления QAVIS-сигнала формально $150/100 = 1.5$ мм, однако с учетом шумов регистрации реальную точность мы оцениваем от 0.5 до 1 см. Отметим, что даже визуально на осциллограммах видно различное поведение низкочастотных компонент сигналов. Возможная причина, ха-

рактерная для многих научных систем видеонаблюдения, - влияние на ориентацию оптической оси камеры суточных вариаций температуры окружающей среды, воздействующих на корпус камеры либо на место ее крепления. Вместе с тем, более высокочастотные колебательные компоненты сигналов визуально более похожи. На спектрах сигналов хорошо видны синхронные по частоте пики сейшевых колебаний с периодами 30 и 35 мин, в более низкочастотной области спектры существенно различаются. Отметим также, что в RTWS спектре совсем не проявляется упоминавшаяся ранее сейшевая периодичность бухты - 12 минут, скорее всего, из-за недостаточной точности представления RTWS-сигналов. На рис. 4 демонстрируется отмеченное выше различие в поведении низкочастотных компонент сигналов и сходство сейшевых компонент. Вверху показаны с наложением осциллограммы низкочастотных компонент сигналов, внизу – высокочастотных.

В заключение, приведем кратко результаты аналогичного исследования, выполненного во Владивостоке на набережной Цесаревича. На основе анализа видеотрансляции <https://primorye.ru/webcams/zolotoy-most.html> от компании Ростелеком регистрировались вертикальные движения судна на причале под Золотым мостом. Расстояние от камеры до судна 360 м, частота дискретизации сигнала 2 Гц, размер пикселя 20 см. Применялась процедура субпиксельного трекинга с коэффициентом $q=50$. Начало измерений: 30 июня 2023 г., 22:53 (UTC), длительность около 18 часов. На рис.5 сверху вниз показаны отдельно осциллограммы сигналов RTWS и QAVIS, а также осциллограммы их сейшевых компонент с наложением (RTWS черные, QAVIS синие). QAVIS приведен к частоте 1 отсчет в минуту.

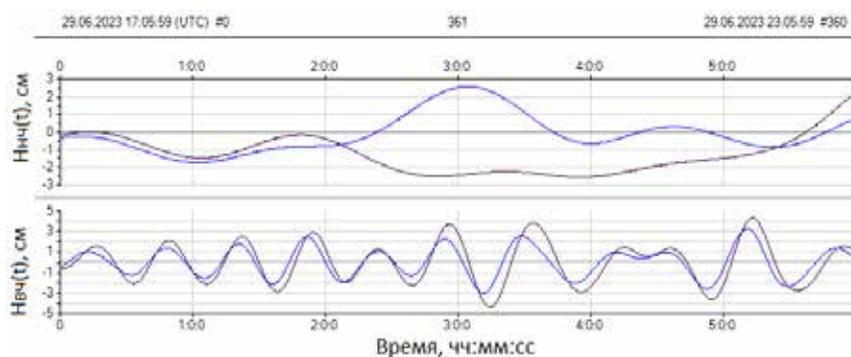


Рис. 4. Осциллограммы низкочастотных (вверху) и высокочастотных (внизу) компонент сигналов RTWS (черные графики) и QAVIS (синие графики)

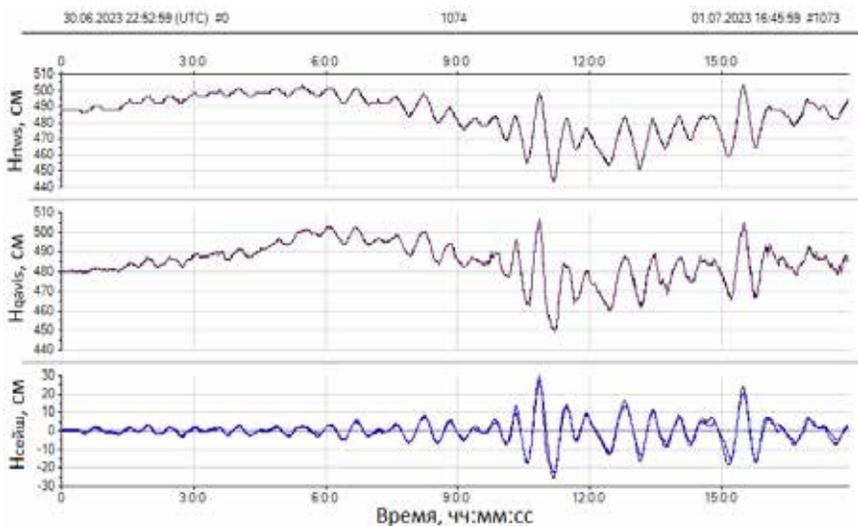


Рис. 5. Измерения на Набережной Цесаревича: осциллограммы сигналов RTWS и QAVIS

В данном случае очень похожи и сами сигналы и особенно их сейшевые компоненты. Важная особенность - аномально большой размах сейшевых колебаний, более 50 см. В целом полагаем, что реализация процедуры субпиксельного трекинга в программе QAVIS существенно увеличила ее возможности для измерения колебаний уровня моря на основе анализа в режиме реального времени видеотрансляций с прибрежных IP-камер.

Литература

1. Fischenko V.K., Goncharova A.A., Dolgikh G.I., Zimin P.S., Subote A.E., Golik A.V. Express image and video analysis technology QAVIS: application in system for video monitoring of Peter the Great Bay (Sea of Japan / East Sea) // J. Mar. Sci. Eng. 2021. 9(10). 1073; <https://doi.org/10.3390/jmse9101073>.

ПРОГРАММА QAVIS:
ПРИМЕНЕНИЕ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК
МОРСКОГО ВОЛНЕНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ
ИНТЕРНЕТ-ВИДЕОТРАНСЛЯЦИЙ С НАДВОДНЫХ
И ПОДВОДНЫХ КАМЕР

Фищенко В.К., Гончарова А.А., Голик А.В., Зимин П.С.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
fischenko@poi.dvo.ru*

В ТОИ ДВО РАН разработана и применяется в исследованиях морских процессов в заливе Петра Великого программа экспресс-анализа изображений и видео QAVIS (Quick Analysis of Video and Images for Scientists) [1]. Программа предоставляет пользователю набор инструментов, с помощью которых он в режиме реального времени может количественно оценивать те или иные пространственные либо временные закономерности изображений и видео, наблюдаемые на экране компьютера. Для задач измерения характеристик волнения на основе анализа видеотрансляций с прибрежных камер наиболее эффективны два инструмента. Инструмент Яркость – измеряет среднюю яркость в локальной области экрана, указанной пользователем. Если инструмент установлен на морской сцене в область, через которую проходит волновой процесс, то сигнал изменения яркости отраженного от воды в сторону камеры света $b(t)$, обусловленный периодическим изменением наклона проходящих через инструмент волн, несет информацию о частотных свойствах реального сигнала волнения $h(t)$, и поэтому может считаться его оценкой. Инструмент Корреляция рассчитывает и отображает взаимную корреляционную функцию между парами кадров видео – начальным и текущим, в заданной пользователем области. Если в области анализа находится маркерный объект, например буй на поверхности воды, то максимум корреляции отслеживает смещение объекта в поле зрения кадра относительно его начального положения. Программа сохраняет последовательность этих смещений в выходной файл в виде временного сигнала перемещений маркера. В ситуации с бумом вертикальную компоненту его движений можно рассматривать как прямую оценку сигнала волнения $h(t)$.

В процессе работы с данными развернутой нами системы научного видеонаблюдения залива Петра Великого [2] применялись еще несколько методик оценивания сигналов волнения помимо приведенных выше.

В частности, был разработан и использовался ряд методик оценивания вариаций подводных течений и поверхностного волнения на основе анализа видеотрансляций с подводных камер [3]. Инструмент Корреляция оценивал сигналы горизонтальных движений искусственных либо естественных подводных маркеров, под воздействием перемещений водных масс. Последние обусловлены либо реальными подводными течениями, либо прохождением на поверхности моря волнового процесса. Как известно, поверхностные волны вовлекают в круговые либо эллиптические периодические движения нижележащие слои воды. Результаты подводных измерений сравнивались с синхронными надводными QAVIS-измерениями сигналов поверхностного волнения. Они оказались существенно коррелированными в диапазоне ветровых и корабельных волн, зыби и даже короткопериодных сейшей. Это доказывает, что с помощью подводных наблюдений, применяя QAVIS, можно исследовать процессы, проходящие на поверхности моря.

Отметим, что технология QAVIS очень простая, она может быть легко использована учеными на работе или дома для проведения подобных исследований морских процессов в любых местах на побережье Мирового океана, где установлена надводная либо подводная камера, ведущая трансляцию в сеть Интернет [4]. Для этого ученому нужны лишь подключенный к интернету компьютер и программа QAVIS, компактная и удобная в использовании (<http://oias.poi.dvo.ru/qavis/>).

В докладе будут представлены некоторые результаты двух исследований, связанных с синхронной регистрацией подводных и надводных сигналов на основе анализа программой QAVIS видеотрансляций в сети Интернет.

Первое исследование было проведено на Международном рыбацком пирсе в Дирфилд Бич, небольшом курортном городе на Атлантическом побережье штата Флорида (США). Ближе к концу пирса установлена стационарная надводная камера, обозревающая площадку для рыбной ловли и ближайшую к ней акваторию. Под пирсом, ближе к берегу, установлена подводная PTZ камера. Она может поворачиваться в горизонтальном и вертикальном направлениях, а также изменять оптическое увеличение объектива. Обычно, камера циклически обходит три позиции, условно, левую, центральную и правую, останавливаясь в каждой на некоторое время, порядка 3–5 минут. Иногда камера стоит стационарно в одной из них несколько часов. Начиная с 2019 года, было сделано несколько циклов наблюдений.

На рис. 1 приведен скриншот экрана компьютера во время выполнения цикла наблюдений 12–14 сентября 2022 г., после прошедшего в регионе небольшого шторма. На экране компьютера синхронно идут две видеотрансляции: слева с надводной камеры <https://www.youtube.com/>

watch?v=H33wtprQqSM, справа с подводной <https://www.youtube.com/watch?v=IXzSU7ezjp8>. На первой трансляции установлены 4 инструмента Яркость, регистрирующие вариации локальной яркости водной поверхности при прохождении по ней волнового процесса. Наиболее удаленные инструменты В1 и В2, расстояние между ними около 50 м. Инструменты В3 и В4 расположены, соответственно, за рыбацкой площадкой и перед ней. Подводный корреляционный инструмент Су измеряет на второй трансляции вертикальные движения растительности на одной из свай пирса под воздействием подводных движений водных масс, вызванных поверхностными волнами. На рис. 1 справа показано примерное расположение всех QAVIS инструментов около пирса на карте Google Earth.

На рис. 2а показаны спектры надводных сигналов В1-В4 и подводного сигнала Су на двухчасовом интервале - 13.09.2022, с 10 до 12 часов (время UTC). На всех синхронно проявляется периодичность 13–14 сек, свойственная волнам зыби. На рис. 2б приведены взаимные корреляционные функции между компонентами этой зыби, выделенными в сигналах поверхностного волнения В1-В4 методом частотной фильтрации. На всех видны значимые пики корреляции, а определяемые по их положению временные задержки между сигналами согласованы с предположением, что волны зыби идут к берегу под некоторым острым углом слева направо (см. схему на рис. 1). По данным климатического реанализа на сайте <https://earth.nullschool.net/> волны зыби с периодом 14.5 сек и высотой 0.7 м вблизи пирса в то же самое время шли под углом 30 градусов с

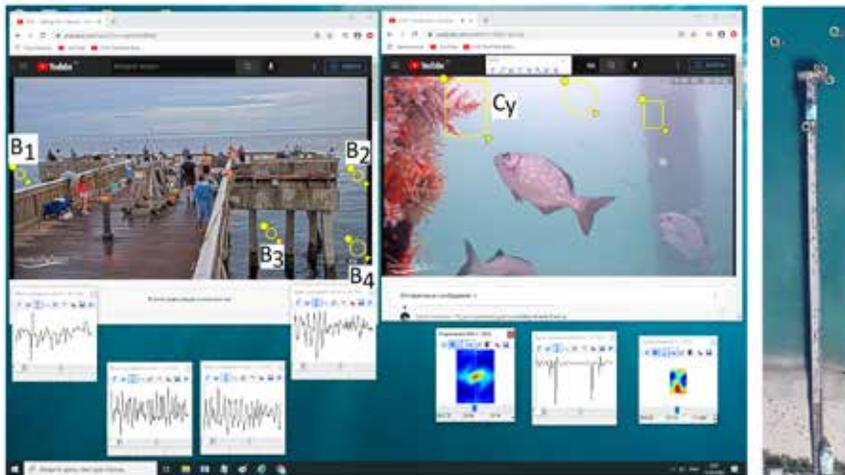


Рис. 1. Синхронные QAVIS-измерения на видеотрансляциях с надводной и подводной камер в Дирфилд Бич. (12–13 сентября 2022 г.)

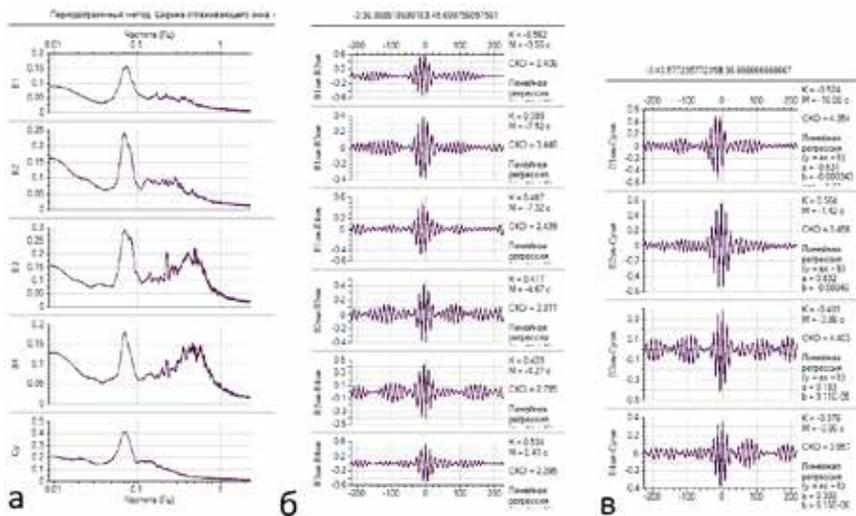


Рис. 2. Результаты анализа данных QAVIS-измерений: а) – спектры надводных и подводных оценок сигналов волнения; б) взаимные корреляционные функции между компонентами зыби надводных ярких сигналов; в) взаимные корреляционные функции между компонентами зыби надводных сигналов и подводного сигнала движений травы на свае.

северо-восточного направления, что фактически совпадает со сделанным предположением. В целом, полагаем, что приведенные на рис. 2 а,б результаты подтверждают эффективность ярких QAVIS инструментов В1-В4 для анализа частотных свойств поверхностного волнения.

На рис. 2в приведены корреляционные функции между компонентами зыби ярких сигналов В1sw – В4sw и компонентой зыби Cysw подводного сигнала. Основной вывод - эти сигналы коррелированы, временные задержки между сигналами не противоречат сделанному выше предположению о направлении распространения волн зыби. Таким образом, можно заключить, что наблюдения с помощью QAVIS за движениями естественных подводных маркеров типа морской растительности позволяют получать информацию о частотном составе поверхностного волнения.

Приведем кратко результаты еще одного исследования с использованием надводных и подводных камер. В начале 2023 года при просмотре популярного сервиса видеотрансляций <https://www.skylinewebcams.com/> была найдена интересная трансляция с подводной камеры, установленной на акватории пляжа Каравостаси (Греция, остров Крит, регион Ретимно). На подводной сцене по случаю Нового года местные дайверы

установили искусственную елку с шарами и транспаранты с поздравлениями. С помощью QAVIS были произведены измерения сигналов горизонтальных движений шаров и транспарантов под воздействием движений водных масс. В сигналах были обнаружены периодичности, характерные для волн зыби и ветрового волнения. Однако желательно было подтвердить факт взаимосвязи частотных свойств подводных течений и поверхностного волнения независимыми измерениями. При дальнейших поисках на упоминавшемся видео-сервисе была найдена надводная трансляция с пляжа Каравостаси. Были проведены несколько циклов совместных измерений, подтвердивших, что сигналы движений подводных маркеров коррелированы с яркостными сигналами, регистрируемыми на поверхности воды, а также в зонах выхода волн на берег и на окружающие пляж скалы. Однако не удалось продемонстрировать работоспособность еще одной ранее апробированной нами подводной методики оценивания сигналов поверхностного волнения, основанной на регистрации модуляции яркости подводной сцены уклонами взволнованной водной поверхности, через которую свет из атмосферы проходит в толщу воды.

В конце января все искусственные конструкции были удалены дайверами со дна моря, а 5 февраля на побережье Крита вышел сильный шторм. Была предпринята еще одна попытка провести регистрацию

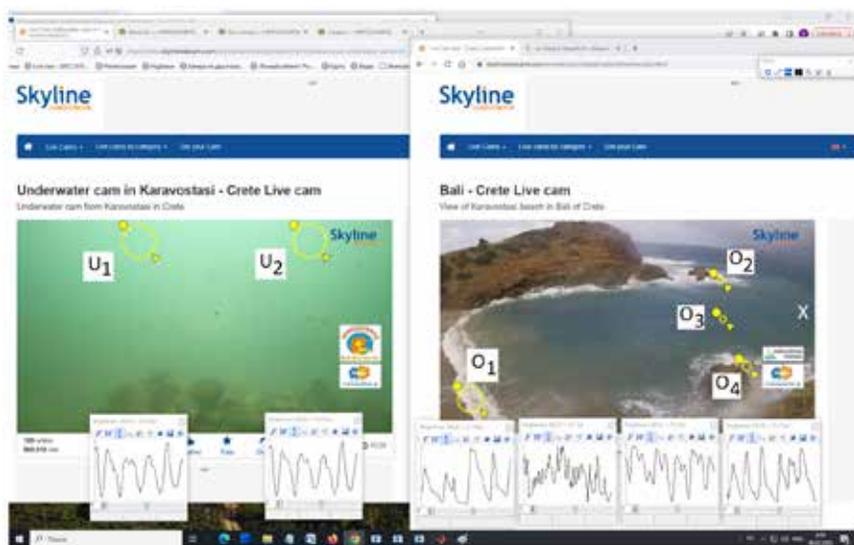


Рис. 3. Синхронные QAVIS-измерения на видеотрансляциях с надводной и подводной камер в Каравостаси (Крит, Греция). 5 февраля 2023 г.

эффекта модуляции освещенности подводной сцены уклонами поверхностных волн, которые на этот раз были большими. На рис. 3 демонстрируется схема наблюдений. На подводной сцене регистрируются два яркостных сигнала U1 и U2, а на надводной - четыре яркостных сигнала O1-O4. Последующий анализ подтвердил факт синхронной регистрации всеми измерителями волн зыби с периодами 8–9 сек, а также значительную коррелированность надводных и подводных сигналов.

Литература

1. Fischenko V.K., Goncharova A.A., Dolgikh G.I., Zimin P.S., Subote A.E., Golik A.V. Express image and video analysis technology QAVIS: application in system for video monitoring of Peter the Great Bay (Sea of Japan / East Sea) // J. Mar. Sci. Eng. 2021. 9(10). 1073; <https://doi.org/10.3390/jmse9101073>
2. Фищенко В.К., Голик А.В., Суботэ А.Е., Зацерковный А.В., Дубина В.А. Система научного видеомониторинга залива Петра Великого (Японское море) Геоинформатика. 2011. № 4. С. 30–41.
3. Фищенко В.К., Зимин П.С., Голик А.В., Гончарова А.А. Использование систем стационарного подводного видеонаблюдения для оценивания параметров подводных течений и морского волнения // Подводные исследования и робототехника. 2020. № 2 (32). С. 62–73. DOI: 10.37102/24094609.2020.32.2.008
4. Долгих Г.И., Фищенко В.К., Гончарова А.А. О возможности регистрации волнения и колебаний уровня моря в прибрежных районах мирового океана на основе анализа видео в сети интернет // ДАН. 2019. Т. 488. № 6. С. 667–672. DOI: 10.31857/S0869-56524886667-672.

ВАРИАЦИИ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ, ВОЗБУЖДАЕМЫХ ТРОПИЧЕСКИМИ ЦИКЛОНАМИ В ЯПОНСКОМ МОРЕ

Чупин В.А., Долгих Г.И., Овчаренко В.В.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва, г. Владивосток
chupin@poi.dvo.ru*

При обработке данных микродеформаций земной коры лазерно-интерференционного измерительного комплекса МЭС «м. Шульца», полученных в период прохождения тайфуна Лайонрок в Японском море, были впервые обнаружены микросейсмические колебания в диапазоне частот от 7 до 9 Гц, которым было дано название микросейсм «голоса моря», по аналогии с атмосферными инфразвуковыми колебаниями, генерируемых во время морских штормов. Появление данных микросейсмических колебаний не было связано с ветровыми проявлениями в районе их наблюдения, но наблюдалась зависимость от прихода волн зыби с учетом временного запаздывания до начала их регистрации.

Траектории перемещения тайфунов никогда не повторяют друг друга. Треки большинства тайфунов, возникающих в Тихом океане, имеют обратную ветвь и обладают параболическими характеристиками. Большинство тайфунов, генерирующих микросейсм «голоса моря», перемещались через Корейский полуостров с последующим выходом в акваторию Японского моря. При этом появление микросейсм не обусловлено нахождением всего циклонического вихря в акватории моря. Некоторые тайфуны перемещались вдоль западного побережья Японского архипелага. Примером такого тайфуна является Хиннамнор в 2022 году. В 2015 и 2016 годах тайфуны меняли направление своего движения от японского острова Хонсю на северо-западное и выходили на территорию Приморского края России.

В результате анализа базы данных измерительного комплекса за несколько лет, было обнаружено значительное количество временных интервалов генерации микросейсмических колебаний «голоса моря», вызванных перемещением тропических циклонов в акватории Японского моря. Все периоды появления сигналов были изучены, в результате чего получена зависимость генерации исследуемых сигналов, связанных с траекториями перемещения атмосферных вихрей в акватории Японского

в дальнейшем смещаясь вдоль его побережья на северо-восток. Для этих тайфунов средняя частота с преобладающей амплитудой составила около 8.3 Гц. Траектория тайфуна Санба также примерно соответствовала направлению движения этой группы циклонов, но этот тайфун вышел своим центром в районе города Владивостока. Средняя частота инфразвукового сигнала с максимальной амплитудой, генерируемого этим тайфуном, составила 8.4 Гц. Два тайфуна из рассматриваемого списка Гони и Лайонрок подошли к дальневосточному региону России с восточного направления. При этом тайфун Гони пересекал акваторию Японского моря в течение полутора суток, в отличие от тайфуна Лайонрок, который стремительно пересек Японское море с востока на запад. Средние частоты с максимальной амплитудой для этих тайфунов также близки: 8 Гц во время влияния тайфуна Goni и 7.8 Гц во время влияния тайфуна Lionrock. Тайфун Talim, траектория которого отличается от всей группы, перемещался вдоль западного побережья Японских островов, оказывая влияние на акваторию Японского моря западной частью циклонического вихря. В результате его воздействия генерировался сигнал с шириной полосы около 3 Гц и имеющий максимальную амплитуду на частоте 8.8 Гц.

В результате обработки большого количества данных микросейсмических колебаний на МЭС ТОИ ДВО РАН «м. Шульца» определено, что частота сигнала с максимальной амплитудой зависит от местоположения вихря тайфуна.

Работа выполнена при частичной поддержке темы государственного задания № АААА-20-120021990003-3 (сопровождение работы оборудования) и соглашения с Министерством науки и высшего образования РФ, № 075-15-2022-1127 от 1 июля 2022 г. (обработка и интерпретация полученных данных).

АНАЛИЗ ДАННЫХ ЛАЗЕРНОГО ДЕФОРМОМЕТРА РУДНИКА «НИКОЛАЕВСКИЙ»

Швец В.А., Яковенко С.В.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
ser_mail@poi.dvo.ru*

Разрабатываемые в Тихоокеанском океанологическом институте им. В.И. Ильичева ДВО РАН лазерно-интерференционные приборы использовались для создания пространственно-разнесенных измерительных систем, таких как Приморье-Сахалин (2010–2017 гг), Приморье-Забайкальский край (2011–2015 гг) [1, 2]. Такие системы предназначены для мониторинга планетарных и региональных геодинамических процессов, и явлений, которые имеют деформационный отклик.

В сентябре 2022 г на руднике «Николаевский» в Дальнегорском районе Приморского края установлен и запущен лазерный деформометр с длиной измерительного плеча 45 м. Основной задачей деформометра является получение дополнительных данных о шумах, колебаниях и деформациях горного массива, которые могут расширить возможности прогнозирования обвалов и горных ударов. Установленный лазерный деформометр конструктивно представляет собой аналог установленных на МЭС «Мыс Шульца» измерительных приборов, с той лишь разницей, что в трубе-лучевом измерительного плеча откачан воздух.

С сентября 2022 г по март 2023 г. был получен первый массив данных лазерного деформометра. Типичный вид записей деформометра представляет собой график периодических суточных деформаций горного массива в месте расположения прибора, вероятно, вызванных работой вентиляционной системы. Можно также выделить более высокочастотные колебания, имеющие периоды от 3 часов до 10-20 минут. Большая часть этих колебаний присутствуют постоянно и имеют амплитуду в 5–10 раз меньше суточных деформаций. Колебания с периодами от 3 минут до 40 секунд образуют собой постоянный фон, который на общем графике деформации выглядит как высокочастотный шум (рисунок 1). Амплитуда этих колебаний очень мало меняется и имеет величину 250–270 нм.

На записях деформометра имеется ряд участков, однозначно связанных с землетрясениями. Наиболее сильным из зафиксированных на данный момент является землетрясение, произошедшее 6 февраля 2023 г в Турции. Величина деформации земной коры, зафиксированная дефор-

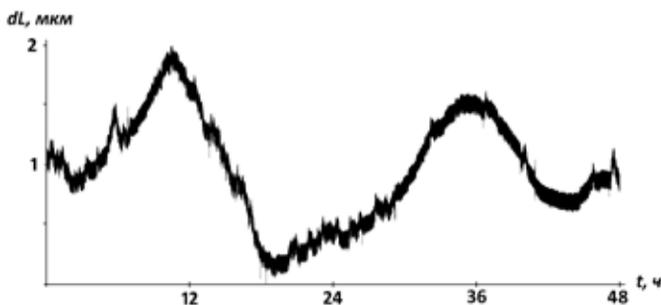


Рис. 1. Фрагмент записи лазерного деформометра рудника «Николаевский»

мометрами на МЭС «Мыс Шульца», практически не отличается от полученной деформометром рудника «Николаевский». Разность во времени регистрации землетрясения деформометрами МЭС и рудника составила 3 минуты 36 секунд (рисунки 2).

Основные технические характеристики лазерного интерферометра рудника «Николаевский»: длина измерительного плеча – 45 м, частотный диапазон – от 0 (условно) до 300 Гц, чувствительность – 10^{-9} , точность измерения деформаций до 0.1 нм.

Предполагается, что использование лазерного деформометра рудника «Николаевский» в качестве компонента лазерно-интерференционной пространственно-разнесенной измерительной системы «мыс Шульца – северо-восток Приморья» увеличит возможности мониторинга региональных геодинамических процессов.

Работа выполнена в рамках выполнения исследований по госбюджетной теме НИР ТОИ ДВО РАН на 2021–2023 гг. «Изучение фундаменталь-

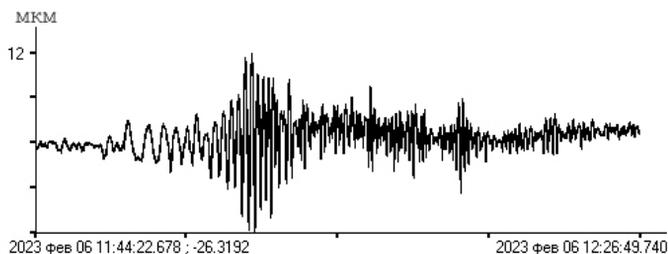


Рис. 2. Запись землетрясения 6 февраля 2023 г, произошедшего в Турции, сделанная лазерным деформометром рудника «Николаевский».

ных основ возникновения, развития, трансформации и взаимодействия гидроакустических, гидрофизических и геофизических полей мирового океана», регистрационный номер: АААА-А20-120021990003-3.

Литература

1. Яковенко С.В., Будрин С.С., Долгих С.Г., Плотников А.А., Чупин В.А., Швец В.А. Лазерно-интерференционная система «Приморье - о. Сахалин» // Метрология. 2015. 1. С. 28-31.
2. Долгих Г.И., Рассказов И.Ю., Луговой В.А., Аникин П.А., Цой Д.И., Швец В.А., Яковенко С.В. Краснокаменский лазерный деформограф // Приборы и техника эксперимента. 2013. № 5. С. 138-139.

ЛАБОРАТОРНАЯ СИСТЕМА ПРОВЕРКИ ЛАЗЕРНО-ИНТЕРФЕРЕНЦИОННОГО ИЗМЕРИТЕЛЯ ВАРИАЦИЙ ДАВЛЕНИЯ ГИДРОСФЕРЫ

Швец В.А., Яковенко С.В.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
vshv@poi.dvo.ru*

В ТОИ ДВО РАН создан прецизионный прибор для измерения колебаний подводного давления – лазерный измеритель вариаций давления гидросферы (ЛИВДГ). Принцип действия прибора базируется на лазерно-интерференционных измерениях перемещений, его чувствительным элементом является плоская мембрана, заземленная на краях с зеркальным элементом в центре. Оптическая схема представляет собой модифицированный интерферометр Майкельсона с эталонным и измерительным лучами неравной длины, а электронная часть является преобразователем величины оптической разности хода, вызываемой смещением центра измерительной мембраны в электрический сигнал [1]. Существуют варианты исполнения ЛИВДГ с автономным электрическим и кабельным питанием [2]. Ввиду того, что оборудование такого класса имеет большое количество органов управления и должно быть настроено перед проведением измерений, необходимо иметь регламент настроечных процедур для подготовки прибора к работе.

Проверка работы ЛИВДГ обычно происходит в два этапа: в лабораторных условиях без погружения в воду и затем в воде – в специальном бассейне или непосредственно в море. Здесь мы будем рассматривать первый этап проверки. Основную сложность в данном случае представляет собой крайне высокая чувствительность прибора к малейшим воздействиям проверяющего на мембрану. Даже легкое нажатие при помощи тонкой проволоки может вызвать значительные и крайне быстрые деформации мембраны. При этом характер выходного сигнала электронной регистрирующей системы ЛИВДГ не позволит сделать однозначный вывод о качестве работы прибора. Для обеспечения проведения проверки ЛИВДГ разработана специальная программно-аппаратная система.

Система проверки ЛИВДГ состоит из формирователя сигнала ФС, генератора Г, усилителя У, блока пьезокерамик БПК и штока в скользящей опоре, который упирается в чувствительный элемент ЛИВДГ – мембрану. В штатную оптическую систему на время проверки устанавливаются следующие элементы: в один из лучей опорного плеча – четвертьволно-

вая пластина (633 нм), делительный куб с поляризацией (ДКП) в области интерференции лучей и два фотодетектора – ФД1 и ФД2 (рисунок 1):

Система проверки работает следующим образом. Генератор полу-

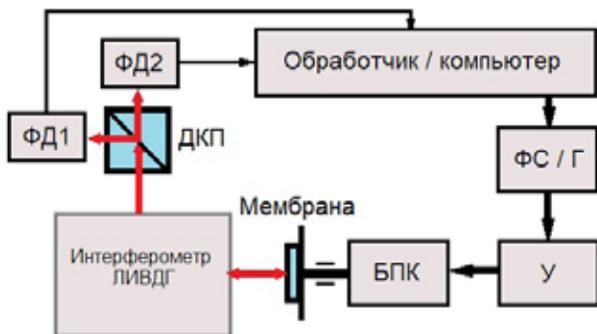


Рис. 1. Система для проверки ЛИВДГ. ФД1 и ФД2 – фотодетекторы, ДКП – делительный куб с поляризацией 400–700 нм, ФС – формирователя сигнала, Г – генератор, У – усилитель, БПК – блок пьезокерамики

чает данные от компьютера (либо использует заводские настройки формы сигнала) для формирования, меняющегося заданным образом напряжения. Выходное напряжение генератора, усиленное с помощью У, подается на блок пьезокерамики. Под действием этого напряжения происходит изменение длины цилиндров БПК и шток

начинает давить на мембрану, вызывая изменение разности хода опорного и измерительного лучей в интерферометре ЛИВДГ, что приводит к изменению интерференционной картины и напряжений фотоприемников. С помощью аналого-цифрового преобразователя величины напряжений фотоприемников записываются на компьютер и далее обрабатываются программным обеспечением для анализа квадратурных сигналов. В результате обработки получают величины разности хода в интерферометре ЛИВДГ и смещения мембраны.

Опыт использования ЛИВДГ на глубинах от 5 до 20 метров показал, что типичная величина смещения мембраны под воздействием внешнего давления составляет $\pm (5 \div 8) 316.4$ нм. Величина смещения мембраны, используемая для проверки ЛИВДГ в лабораторных условиях, выбрана равной 2 мкм.

На рисунке 2 приведен график смещения мембраны, полученный системой проверки. Формирователь сигнала, генератор и усилитель в данном примере вызывали смещение штока, пропорциональное расчетному значению высоты прилива в б. Витязь.

Дата для расчета высоты прилива выбиралась произвольно. При этом частота ряда расчетных данных была изменена таким образом, что дли-

тельность «прилива» сократилась с 10 суток до 8 часов. Для имитации внешних воздействий проверка ЛИВДГ производилась со снятой крышкой, то есть на мембрану и

внутреннюю часть прибора оказывали влияние температура, давление и влажность воздуха в помещении, изменения которых фиксировались соответствующими датчиками. ЛИВДГ при этом также никак не защищался от внешних вибраций и шумов. Последующий анализ данных датчиков показал, что в течение 8 часов наиболее существенно изменялось давление, при этом температура и влажность менялись незначительно. Именно влияние атмосферного давления хорошо видно на рисунке 2 по характеру изменения кривых 2 и 3. Видно, что кривая 2 (величина деформации мембраны) сильно зашумлена и содержит многочисленные выбросы, что является результатом внешних ударных воздействий на шток и через него на мембрану. Частоты данных шумов лежат в диапазоне 70-250 Гц.

Созданная программно-аппаратная система позволяет осуществлять тестирование мембраны ЛИВДГ в диапазонах частот 0-10 Гц и 10-300 Гц и проверять качество установки отражающего зеркала на мембрану.

Работа выполнена в рамках выполнения исследований по госбюджетной теме НИР ТОИ ДВО РАН на 2021-2023 гг. «Изучение фундаментальных основ возникновения, развития, трансформации и взаимодействия гидроакустических, гидрофизических и геофизических полей мирового океана», регистрационный номер: АААА-А20-120021990003-3.

Литература

1. Яковенко С.В., Будрин С.С., Долгих С.Г., Чупин В.А., Швец В.А. Гидрофизический лазерно-интерференционный комплекс // Научно-технические ведомости СПбГПУ. Физико-математические науки. Санкт-Петербург. 2016. № 4(253). С. 77–84.
2. Долгих Г.И., Будрин С.С., Швец В.А., Яковенко С.В. Автономный лазерный измеритель колебаний давления // Фотоника. 2019. № 4. С. 372-381 DOI: 10.22184/1993-7296.FRos.2019.13.4.372.380

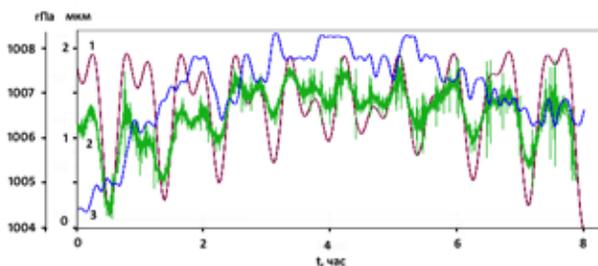


Рис. 2. Результат работы системы проверки ЛИВДГ: 1 – тестовый сигнал, 2 – записанная деформация мембраны ЛИВДГ, 3 – изменения атмосферного давления.

СТРУКТУРА ВЕКТОРА АКУСТИЧЕСКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ ТОНАЛЬНОГО СИГНАЛА В ВОЛНОВОДЕ МЕЛКОГО МОРЯ

Щуров В.А., Ткаченко Е.С., Ляшков А.С., Щеглов С.Г.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
shchurov@poi.dvo.ru*

Вихри акустической интенсивности (далее – вихри) в дальнем поле источника обнаружены в 2008 г. в заливе Петра Великого Японского моря. После выяснения технических условий эксперимента, при которых наиболее вероятно обнаружение вихрей, были рассмотрены электронные записи (аналоговые и цифровые) предыдущих экспедиций разных лет и координат: Северо-Западная часть Тихого океана (НИС «Каллисто» 1978 – 79 гг.), шельф Японского моря (1980 – 2008 гг.). На всех ранних записях в условиях волновода мелкого моря обнаружены вихревые структуры. В условиях глубокого открытого океана при исследовании зеркала Ллойда вихри не обнаружены, несмотря на то, что интерференционные провалы акустического давления в этом случае могут достигать ~20 дБ. В мелком море вихри могут возникать при интерференционных минимумах акустического давления ~3 дБ.

Исследование поля акустической энергии основано на вычислении вектора плотности потока энергии (вектора Умова). Осредненный вектор Умова есть величина векторная, которую мы определяем как «вектор интенсивности». «Скалярная интенсивность», как известно, определяется из акустического давления.

Рассматривается следующий эксперимент. Приповерхностный источник движется со скоростью 1.5 м/с с расстояния ~ 900 м. Частота излучения (88 ± 1) Гц. Оси декартовой системы координат комбинированного приемника Ox и Oy расположены в горизонтальной плоскости; $+Oz$ – направлена вертикально к дну волновода. Глубина волновода постоянна ~30 м. Скорость звука не зависит от глубины. Состояние поверхности моря – штиль. Комбинированный приемник находится на глубине ~15 м. Направления движения судна и оси $+Ox$ совпадают. Исследуется движение акустической энергии в вертикальной плоскости xOz . Временной интервал реализации в данном случае составляет ~350 с, что соответствует длине волновода ~550 м. Переменные: расстояние r и время t

равносильны. Набор функций $S_{p^2}(t)$, $\text{Re}\Gamma_i(t)$, $\text{Im}\Gamma_i(t)$, $\Delta\varphi_{pV_i}(t)$, $\Delta\varphi_{V_j}(t)$, где $(i, j = x, z)$, полностью описывает акустическое поле вектора интенсивности [1].

Экспериментально установлено, что минимумы уровня спектральной плотности мощности акустического давления $S_{p^2}(t)$ и скачки разности фаз $\Delta\varphi_{pV_x}(t)$ на величину $\pm 2\pi \times n$ (где n – целое число) происходят одновременно (рис. 1). Скачки фазы указывают на местоположение дислокаций фазового фронта (вихрей) по всей длине реализации. Расстояния между приемником и источником изменяются в пределах: при $t = 950$ с ~ 900 м, при $t = 1300$ с ~ 350 м. Итак, на дистанции 550 м волновода наблюдаются десять фазовых дислокаций (вихрей), т.е. интервал между ними составляет ~ 55 м. Образование вихревых структур происходит также и на соседних глубинах волновода, что сокращает расстояние между вихрями [2]. Отсюда, акустический волновод мелкого моря «плотно упакован» вихревой составляющей вектора интенсивности или дислокациями фазы. Теоретические оценки [3] плотности числа вихрей вдоль оси волновода в дальнем поле источника при $r \gg \lambda$ определяются периодом модовых биений, что совпадает с нашим экспериментом (рис. 1).

Во временных (t) и пространственных интервалах (r) между сдвигами $\Delta\varphi_{pV_x}(t, r) = 0$, поскольку сдвиг на $\pm 2\pi \times n$ оставляет величину продольной корреляции без изменений [1-3]. Сопоставляя рис. 1 и рис. 2 (на

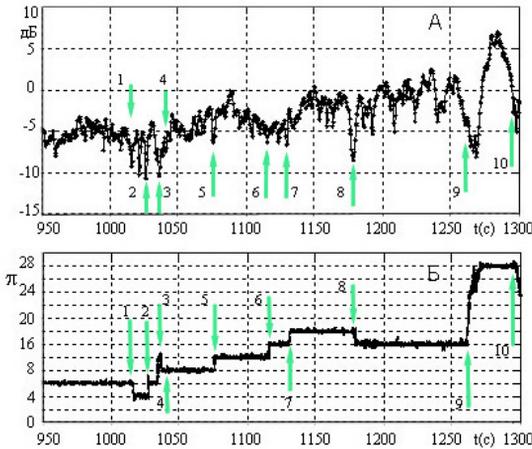


Рис. 1. Зависимость от времени: А – уровня спектральной плотности мощности акустического давления $S_{p^2}(t)$; Б – разности фаз $\Delta\varphi_{pV_x}(t)$. Частота 88 Гц. Уровень децибел выбран произвольно

рис. 2 стрелки соответствуют скачкам $\Delta\varphi_{pV_x}(t)$) мы видим, что x -компоненты нормированной функции временной когерентности $\text{Re}\Gamma_x(t)$ и $\text{Im}\Gamma_x(t)$ в области скачков имеют существенные отклонения от своих средних значений. В области постоянной разности фаз при $\Delta\varphi_{pV_x}(t) = 0^\circ$ $\text{Re}\Gamma_x(t) = +1.0$, но в области скачков $\text{Re}\Gamma_x(t)$ принимает значения стремящиеся к нулю или к -1.0 . При $\text{Re}\Gamma_x(t) \rightarrow -1.0$ вектор плотности потока энергии направлен на источник звука. $\text{Im}\Gamma_x(t)$ испытывает значительные флуктуации в области скачка, до $\sim \pm 0.4$. Разности фаз $\Delta\varphi_{pV_z}(t)$ и

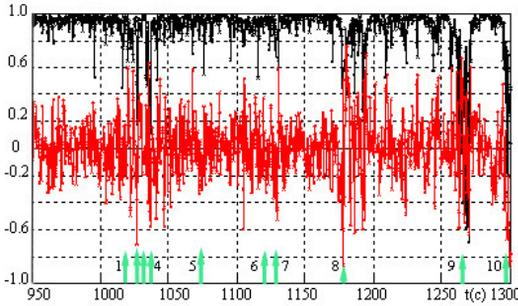


Рис. 2. Зависимость от времени: $\text{Re}\Gamma_x(t)$ – x -компонента активной нормированной функции временной когерентности (черный цвет); $\text{Im}\Gamma_x(t)$ – реактивная x -компонента (красный цвет)

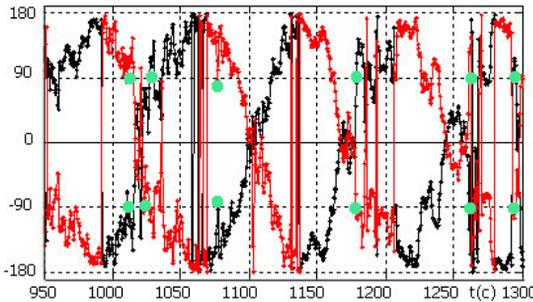


Рис. 3. Зависимость от времени: разность фаз – цвет черный; $\Delta\varphi_{pV_x}(t)$ – цвет красный. Время усреднения – 1.0 с

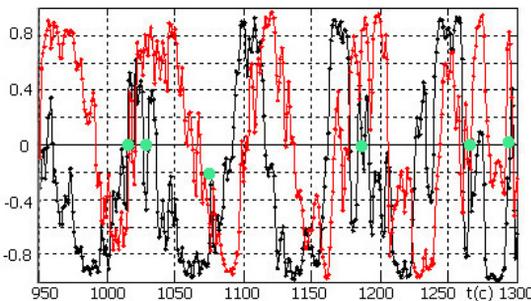


Рис. 4. Зависимость от времени: $\text{Re}\Gamma_z(t)$ – z -компонента активной нормированной функции временной когерентности (черный цвет); $\text{Im}\Gamma_z(t)$ – реактивная z -компонента (красный цвет)

$\Delta\varphi_{V_z V_x}(t)$ определяют движение энергии в вертикальном направлении в плоскости xOz (рис. 3). Изменение фаз во времени происходит в противофазе. При скачке $\Delta\varphi_{pV_x}(t)$ они принимают противофазные значения $\pm\pi/2$. При этом z -компонента нормированной временной когерентности $\text{Re}\Gamma_z(t)$ проходит через нуль с изменением знака, что является необходимым условием существования вихря [2]. На рис. 3 и рис. 4 значения функций при скачке $\Delta\varphi_{pV_x}(t)$ обозначены зелеными точками. Из рис. 4 следует, по всей длине волновода устанавливается почти-периодическая структура $\text{Re}\Gamma_z(t)$ и $\text{Im}\Gamma_z(t)$.

В итоге. На примере регулярного волновода мелкого моря показано, что в дальнем поле тонального сигнала формируются почти-периодические дислокационные структуры волнового фронта, которые в поле вектора интенсивности порождают вихри. Эксперимент и теоретические оценки плотности вихревых образований совпадают. В вихревых структурах движение энергии связано с обращением волнового фронта. Важную роль в механизме функционирования вихрей составляет реактивная компонента вектора интенсивности.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ (19-55-15005, 20-05-00162) и гранта МД-148.2020.5

Литература

1. Щуров В.А. Движение акустической энергии в океане. Владивосток. ТИГ ДВО РАН. 2019. 205 с. (Shchurov V.A., Movement of Acoustic Energy in the Ocean. Springer 2022. 188 p. ISBN 978-981-19-1299-3, ISBN 978-981-19-1300-6 (<https://doi.org/10.1007/978-981-19-1300-6>)).
2. Журавлев В.А. Кобзев Н.К., Кравцов Ю.А. Дислокации фазового фронта в океаническом волноводе и их проявление в акустических измерениях // Акуст журн. 1989. Т. 36. № 2. С. 260-265.
3. Бородин В.В., Журавлев В.А., Кобозев И.К. Кравцов Ю.А. Усредненные характеристики акустических полей в океанических волноводах // Акуст. журн. 1992. Т. 38. № 2. С. 1789-1797.

Секция 2

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА
ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН.
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ
И МОДЕЛЬНО-ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ**

НОВЫЕ СВЕДЕНИЯ О МОРФОЛОГИИ,
ГЛУБИНАХ ЗАЛЕГАНИЯ И ВЕЩЕСТВЕННОМ
СОСТАВЕ ИСТОЧНИКОВ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО
(ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

Бессонова Е.А., Зверев С.А.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
bessonova@poi.dvo.ru*

Эффективность анализа и геологической интерпретации материалов геомагнитных исследований зависит от качества, полноты и детальности исходной информации. В 2005-2017 гг. на акватории и островах залива Петра Великого ТОИ ДВО РАН выполнен комплекс геомагнитных исследований, включавший геомагнитные съёмки различных масштабов и геолого-геомагнитные исследования горных пород. Масштаб гидромагнитной съёмки определялся глубиной моря: гидромагнитная съёмка М 1: 100 000, М: 50 000 при глубинах моря 30–90 м выполнена на НИС «Малахит», НИС «Импульс». На акватории залива Посыета, Гамовского каньона и северной части Амурского залива плотность съёмки была повышена до М 1: 10 000. Для гидромагнитной съёмки М: 10 000 на мелководной акватории вблизи островов при глубине 1–30 м использована моторная лодка. На островах выполнена пешеходная геомагнитная съёмка М 1: 5000.

Для измерений на глубоководной акватории применялись российские морские буксируемые протонные магнитометры МБМ-1, МРМГ-4. Измерения на мелководной акватории проводились с использованием автономного морского магнитометрического комплекса (АММК), разработанного в ТОИ ДВО РАН для измерения и регистрации модуля полного вектора геомагнитного поля в прибрежной зоне, где использование серийного магнитометрического оборудования с борта судов типа НИС «Малахит» невозможно по соображениям безопасности мореплавания. АММК собран на основе пешеходного протонного магнитометра ММП-203 и дополнен системой сбора и регистрации данных. Для определения местоположения судна во время проведения съёмки и получения батиметрических данных использована навигационная система GPS GARMIN-420S. Повышение точности геомагнитных измерений на акватории и их

географической привязки достигнуто за счёт использования разработанного в ТОИ ДВО РАН программного обеспечения, а также методических приёмов измерений и обработки данных. Магнитная съёмка на суше осуществлялась пешеходными протонными магнитометрами ММП-203, ММП-203МС. Для получения навигационных данных использован GPS приемник Garmin-60. Взаимоувязка данных морских и наземных измерений осуществлена экспериментально на акватории и побережье бухты Алексеева (о. Попова) зимой в период ледостава.

Необходимость выявления геологической природы магнитных аномалий и выяснения характера геологических процессов определивших образование объектов, обладающих аномальной намагниченностью, обеспечена сбором материалов о геологическом строении и магнитных свойствах горных пород района исследований. Магнитные свойства горных пород района изучены вдоль профилей каппаметрии в береговых обнажениях и на водоразделах островов с шагом 1 м. На участках явно выраженных вторичных изменений горных пород, зон минерализации по трещинам и разломам проводились и более подробные измерения. Общее количество пунктов измерений составило 16 534. Выполнен отбор образцов горных пород, петрографическое описание и выборочные лабораторные измерения намагниченности. Плотность пунктов опробования определялась необходимостью прямого сопоставления, выделенных на картах АМП островов М 1: 5000 магнитных аномалий и особенностей геологического строения.

Результаты выполненных геомагнитных исследований залива Петра Великого позволяют по-новому взглянуть на природу магнитных аномалий, обосновано подойти к решению вопроса структурно-тектонического районирования его центральной части. На основе классификации магнитных аномалий и петромагнитных характеристик горных пород получено новое понимание морфологии, глубин залегания и вещественного состава аномалообразующих источников.

На основе количественной интерпретации аномального магнитного поля и типизации магнитных аномалий уверенно выделено положение в плане тектонических границ Муравьевского горст-антиклинория. Сделан вывод о том, что неоднородность намагниченности блоков горных пород Муравьевского горст-антиклинория может определяться неоднократной сменой геодинамических условий. Аномально высокая намагниченность гидротермально измененных дифференциатов базитовых магм сформирована в условиях растяжения. Аномально низкая намагниченность метаморфизованных габброидов и базальтов характерна для зон сжатия (или слабого растяжения).

Новые сведения о морфологии, глубинах залегания и вещественном составе источников магнитных аномалий существенным образом меняют сложившиеся представления о структурных неоднородностях геологической среды залива Петра Великого. Они могут быть использованы для детализации и коррекции известных структурно-тектонических схем, оптимизации решения научных и практических задач, в том числе актуальных задач сейсмотектонического районирования. Приведенная классификация магнитных аномалий позволит разработать критерии выделения зон повышенной проницаемости фундамента на прилегающей суше. Исследования выполнены по теме гос. задания ТОИ ДВО РАН 121021700342-9.

МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРИМЕНЕНИЯ
ВИЗУАЛИРОВАННЫХ ЦИФРОВЫХ МОДЕЛЕЙ РЕЛЬЕФА
ДЛЯ МОРФОСТРУКТУРНОГО
И МОРФОТЕКТОНИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ
ДНА МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Гаврилов А.А.

*Тихоокеанский океанологический институт имени В.И. Ильичева, Владивосток,
gavrilov@poi.dvo.ru*

Объекты морфоструктурного картографирования – эндогенные формы рельефа, несущие информацию о геологическом строении тех или иных участков литосферы. Морфотектонические карты демонстрируют геологические структуры, образующие основу морфологического ландшафта. Для новообразованных и молодых эндогенных форм рельефа различия между данными объектами картографирования и исследования минимальны, но для длительно экспонированных на поверхности литосферы (ПЛ) структур, претерпевших ряд тектонических и экзогенных преобразований, более, чем значимы. Типичные примеры подобных различий – гайоты, геоморфологические характеристики которых не позволяет напрямую соотносить их с вулканическими постройками и соответственно определять тип, возраст геологического субстрата. Многие линейные поднятия в виде подводных хребтов, представляют в морфотектоническом аспекте цепи различных по размерам, времени формирования вулканоструктур, развивающихся сопряженно с зонами магмоконтролирующих разломов, и т. д.

В зависимости от ряда факторов (возраст, изменчивость, полицикличность процессов тектогенеза, магматизма, инверсии тектонического режима, активное действие экзогенных факторов морфогенеза и др.) облик экспонированных на поверхности литосферы геологических структур и тел может сильно меняться во времени. Если морфоструктурный анализ направлен на решение прямой задачи геоморфологии (от анализа рельефа к изучению геологического содержания), то морфотектоника обеспечивает решение обратной. Специфика объектов и предметов исследования этих дисциплин обуславливает различную приоритетность использования геологической, геофизической, геоморфологической информации, материалов дистанционного зондирования из космоса и

разные подходы к интерпретации данных. На территориях со сложным геологическим строением целесообразно проведение комплексного морфоструктурно-морфотектонического анализа при неоднократном решении прямой и обратной задач структурной геоморфологии: рельеф – геологическая среда, геологическая среда – рельеф и т. д., до установления между формами рельефа и геологической основой всей совокупности (во времени и пространстве) имеющихся детерминированных связей [1].

Визуализация глобальных цифровых моделей рельефа (ЦМР) ETOPO 1, 2, GEBCO 2014 [2] в комплексе с материалами дистанционного зондирования Земли из космоса в рамках существующих программ (Arcview GIS 3x, Google Earth и др.) открывает принципиально новые возможности для изучения геоморфологии и геологии дна морей, океанов. Перспективы связаны, в частности, с применением при анализе изображений методик морфоструктурного анализа и космогеологического дешифрирования. Особенно целесообразно применение данных дешифрирования 3D моделей подводного рельефа при изучении подводных возвышенностей разного типа, ранга и выступов акустического фундамента, которые отличаются относительно небольшим чехлом рыхлых отложений.

В соответствии со спецификой геологического строения и развития крайинно-континентальных орогенных областей Востока Азии, дна прилегающих морей и Тихого океана, главные объекты геоморфологических, космогеологических и морфотектонических исследований – разрывные нарушения и кольцевые очаговые системы, выраженные на ПЛ морфоструктурами, структурами центрального типа (МЦТ, СЦТ) [3-7]. В качестве основных признаков линейных аномалий (линеаментов), соотносимых с зонами разрывных нарушений, разломов на изображениях (Google Earth) рассматривались: протяженные (непрерывные или дискретные) узкие линейные или более широкие полосовые аномалии фототона, отличающиеся набором характерных черт, связанных с цветом, рисунком и структурой, или системами мелких деталей, элементов; 2) линейные границы разделов двух или более участков дна акваторий с различным окрасом, плотностью фототона; 3) дуговые, прямолинейные контуры впадин, поднятий, батиметрические уступы, блоковое строение рельефа; 4) цепи кольцевых аномалий, морфоструктур, блоков и других форм, элементов рельефа, указывающих на линейную упорядоченность объектов в геологической и геоморфологической средах.

Выявление и выделение очаговых систем на суше предполагают использование комплекса ландшафтных, геоморфологических, геологических, геофизических данных и материалов дистанционного зондирова-

ния из космоса. В зависимости от размеров, ранга, возраста выделяемых объектов и степени изученности территории набор используемых признаков и показателей меняется [6]. Постоянными признаками остаются: круговой, кольцевой рисунок и концентрическое строение выделяемых аномалий фотона, поля высот, геофизических полей; кольцевая геометрия геологических тел, структур; радиально-концентрическая зональность различных характеристик объектов; наличие упорядоченного расположения элементов внутреннего строения – радиальных, кольцевых разломов, моно-полиядерного, ядерно-сателлитного и орбитально-сателлитного унифицированных типов инфраструктур [3].

Более сложны индикация и идентификация кольцевых аномалий изображений дна акваторий, где моделируемый рельеф отображается на основе комплексирования данных, полученных различными системами спутниковой альтиметрии (цифровые модели высот геоида, отклонения отвесных линий, аномалий силы тяжести в свободном воздухе), результатов эхолотных съемок и батиметрических измерений. Достоверность выделения кольцевых аномалий фототона, соотносимых с проекциями очаговых структур подтверждается серией данных. Это – выдержанность параметрических и морфологических (купольные или воронкообразными и др.) характеристик кольцевых аномалий на различных участках дна, расположенных друг от друга на десятки и более км; радиально-концентрическая батиметрическая зональность форм рельефа; их упорядоченное, с элементами трансляционной симметрии, размещение в пределах полос выделяемых линеаментов, соотносимых с зонами магмоконтролирующих разломов; наличие принципиально похожих особенностей внутреннего строения кольцевых аномалий, имеющих дуговые, кольцевые и радиальные элементы, концентры и унифицированные типы размещения сателлитных элементов очаговых систем [5, 7].

Использование таких данных, как размеры островов, подводных возвышенностей, известных вулканических построек, мысов и других реперных объектов на батиметрических картах, позволяет уточнить параметры выделяемых на изображениях линейных, кольцевых аномалий и соотносимых с ними природных объектов. Высокая разрешающая способность изображений рельефа дна акваторий достигается синтезом материалов спутниковой альтиметрии и данных батиметрических карт, полученных в ходе детальных эхолотных съемок, проведенных в том или ином районах. Для заверки выявленных геоморфологических аномалий центрального и линейного типов типа используется комплекс имеющихся геологических, геофизических материалов по принципу необходимо и достаточно.

Процедура геоморфологической индикации осложняется тем, что конформная связь неровностей земной поверхности с геологическими телами и дислокациями отражает не только структурный, геодинамический, но и морфолитодинамический (морфоскульптурный) аспект морфогенеза, связанный с различной устойчивостью горных пород к процессам разрушения, эрозии и денудации. Существенно осложняет идентификацию элементов структурного плана явления геоморфологической конвергенции и гомологии, так как многие формы рельефа при подобии геоморфологических характеристик могут иметь разный генезис и возраст.

С целью выявления аномалий рельефа с характерными признаками МЦТ автором был проанализирован комплект батиметрических карт М 1: 2 000 000, покрывающих около 70 % площади дна Тихого океана. Последующая выборочная заверка их на основе геолого-геофизических материалов позволила оценивать эти закономерно организованные комплексы форм рельефа как очаговые образования разного генотипа и ранга: от отдельных вулканических построек и их упорядоченных группировок центрального, линейного типов до мантийных диапиров. Часть этих аномалий была проверена с применением данных 3D моделей цифрового рельефа, созданных на основе глобальной базы батиметрических данных GEBCO 2014 в рамках программы Google Earth (рис. 1).

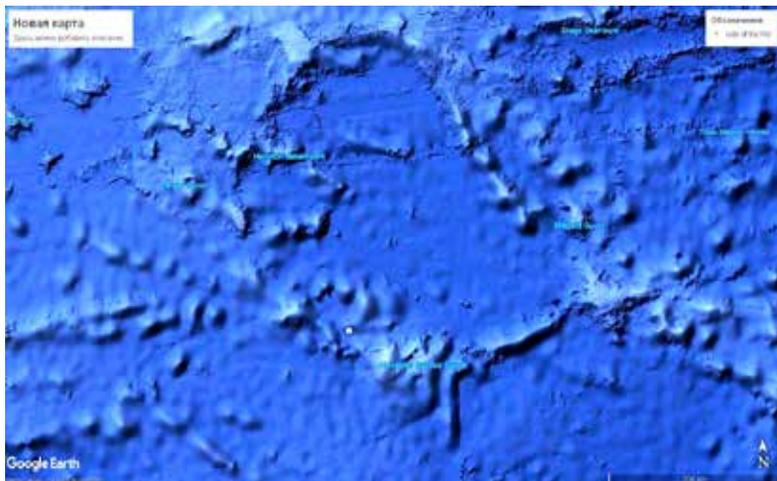


Рис. 1. Одна из кольцевых структур на дне Тихого океана по данным (GEBCO 2014, <http://Ocean3dprojects>, в рамках программы Google Earth). Горы Маркус-Неккер. Координаты геометрического центра МЦТ 19° 30' сев. ш., 178° 30' вост. долг. R = 200-250 км [1]

Общее количество выявленных геоморфологических аномалий, имеющих радиусы от десятков до первых сотен км, более 150. При наличии унифицированных характеристик, они различаются географической и тектонической позицией, параметрами, особенностями морфологии, размещением элементов внутреннего строения [7].

В ходе более детальных исследований северо-западных участков дна Японского моря, впервые были получены данные о качественных и количественных характеристиках структурных элементов подводных возвышенностей и прилегающих участках дна Центральной котловины Японского моря [4, 5]. Установлено, что возвышенность Богорова и ряд других поднятий представляют собой комплексы палеовулканических построек центрального типа, образующих с разрывными нарушениями и узлами их пересечений единые тектономагматические системы (рис. 2). Определены параметры, морфологические характеристики, особенности внутреннего строения (типы инфраструктур) палеовулканических структур, выявлены пространственные и иерархические (два ранга) системы

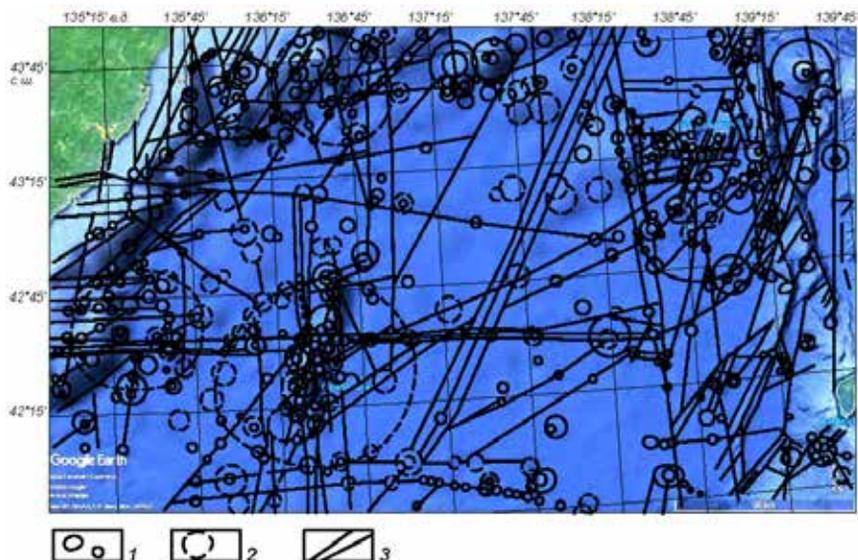


Рис. 2. Схема размещения кольцевых аномалий, соотносимых с проекциями палеовулканических центров, мантийных диапиров, и линеаментов, сопоставляемых с зонами разломов, северной части Центральной котловины Японского моря [5].

1–2 – кольцевые аномалии, соотносимые с проекциями очаговых систем разного ранга: 1 – выраженные отчетливо, 2 – проявленные менее контрастно; 3 – линеаменты.

разрывных нарушений и очаговых образований. Крупные концентрические группировки палеовулканов идентифицируются с проекциями мантйных диапиров. Впервые выявлен крупный широтной разлом (возможно, трансформный), который разделяет линейное поднятие Богорова на северный и южный блоки. Он состоит из серии субпараллельных разрывных нарушений и представляет собой единую зону дислокаций шириной более 5 км, которая проходит через всю Центральную котловину и протягивается далее на запад до бровки шельфа, но не прослеживается в пределах континента. Полученная информация позволяет с новых позиций оценить адекватность существующих моделей формирования и развития окраинно-континентальной впадины Японского моря [4].

Госбюджетная тема «Пространственно-временные изменения геофизических полей, их связь со структурой, геодинамикой и сейсмोटектоническими процессами в литосфере дальневосточных морей России и их обрамлении» (0271-2016-0003). Регистрационный номер: ААА-А-А17-117030110032-3.

Литература

1. Гаврилов А.А. Актуальные теоретические вопросы геоморфологических и морфотектонических исследований. – Владивосток: Дальнаука, 2022. – 324 с.
2. <http://Ocean3dprojects...>
3. Гаврилов А.А. Морфотектоника окраинно-континентальных орогенных областей (юг Дальнего Востока и прилегающие территории). Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2017. 312 с.
4. Гаврилов А.А. Космогеологическая индикация морфоструктурных элементов побережий и дна прилегающих акваторий (зал. Петра Великого, Японское море) // Океанология. 2021. Т. 61. № 4. С. 633–648.
5. Гаврилов А.А. Новые данные о строении подводных возвышенностей Богорова, Тояма и прилегающих участков дна Японского моря (по результатам геоморфологических и космогеологических исследований) // Исследования Земли из космоса. 2022. № 3. С. 17-29.
6. Кольцевые структуры континентов Земли / В.Н. Брюханов, В.А. Буш, М.З. Глуховский и др. М.: Недра, 1987. 184 с.
7. Gavrilov A.A. Ring structures of the Pacific Ocean bottom and some problems with their investigations // NCGT Journal. 2018. Vol. 6. N 2. P. 172–202.

ИНДИКАЦИЯ ОЧАГОВЫХ СТРУКТУР СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ДНА ОХОТСКОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ И КОСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Гаврилов А.А.

*Тихоокеанский океанологический институт имени В.И. Ильичева, г. Владивосток,
gavrilov@poi.dvo.ru*

Визуализация глобальных цифровых моделей рельефа (ЦМР) ETOPO 1, 2, GEBCO 2014 в комплексе с материалами дистанционного зондирования Земли из космоса в рамках существующих программ (Arcview GIS 3x, Google Earth и др.) открывает принципиально новые возможности для изучения геоморфологии и геологии дна морей, океанов. Перспективы связаны, в частности, с применением при анализе изображений методик морфоструктурного анализа и космогеологического дешифрирования. Особенно целесообразно применение данных дешифрирования 3D моделей подводного рельефа при изучении подводных возвышенностей разного типа, ранга и выступов акустического фундамента, которые отличаются относительно небольшим чехлом рыхлых отложений.

Опыт применения геоморфологических, космогеологических и морфотектонических исследований окраинно-континентальных орогенных областей Востока Азии, дна прилегающих морей и Тихого океана [1–4] показывает, что, в соответствии со спецификой их геологического строения и развития, главные объекты исследований – разрывные нарушения и очаговые системы, выраженные на поверхности литосферы кольцевыми морфоструктурами, структурами. Они же определяются как образования центрального типа (МЦТ, СЦТ). В качестве признаков, используемых при их выделении, рассматриваются: круговой, кольцевой рисунок и концентрическое строение выделяемых аномалий фотона, поля высот, геофизических полей; кольцевая геометрия геологических тел, структур; радиально-концентрическая гипсометрическая и геолого-геоморфологическая зональность; наличие упорядоченного расположения элементов внутреннего строения – радиальных, кольцевых разломов, моно-, полиядерного, ядерно-сателлитного и сателлитного (орбитально-сателлитного) унифицированных типов инфраструктур [1].

Плутоногенные образования установлены на всех подводных возвышенностях дна Охотского моря. Среди них доминируют кварцевые диориты, гранодиориты и граниты, намного реже в поднятых образцах

встречаются габбро, габбро-диориты, диориты. Гранитоиды представлены позднеюрскими и меловыми комплексами, которые участвуют в строение различных очаговых структур (сводовые, тектономагматические поднятия, plutонические, вулканоплутонические купола разных размеров и др.). Выраженность их в рельефе определяется структурной, геоморфологической позицией, денудационным срезом и другими факторами. Среди вулканогенных пород дна Охотского моря выделяется семь хронологических комплексов: позднеюрский (179–142 млн лет), ранне-меловой (130–97 млн лет), позднемеловой (96–69 млн лет), эоценовый (95–37 млн лет), позднеолигоценый (25 млн лет), позднемиоценовый (11,9 млн лет), плиоцен-плейстоценовый (4,1–0,93 млн лет) [5] Это позволяет предполагать существование широко спектра вулканогенных структур разных морфологических типов и размеров, выраженность которых в рельефе будет в различной. Очевидно, что наиболее контрастно будут проявляться формы рельефа и СЦТ, связанные с заключительными этапами тектономагматической активности на дне акваторий.

Применение методик морфографического анализ рельефа и космо-геологического дешифрирования изображений рельефа дна Охотского моря (программа Google Earth) позволило выделить многочисленные аномалии линейного и центрального типа разного порядка (рис.). Основные разрывные нарушения выражены протяженными зонами сгущения субпараллельных или поперечных линеаментов, цепями вулканических построек. В пределах дна Охотского моря отчетливо преобладают разломы северо-восточного и меридионального направлений, что связано с пространственной организацией таких региональных элементов структурного плана, как Курильская островная дуга, сопряженный с ней глубоководный желоб, и мегаблок о. Сахалина. Почти все гипсометрические уступы, границы впадин и поднятий имеют тектоническую природу, т.е. контролируются зонами разломов.

Приуроченность к ним цепей палеовулканических построек обусловлена повышенной проницаемостью земной коры на границах дифференцированно развивающихся структур фундамента впадин и зон сочленения с ними островных, континентальных блоков. Неоднократные проявления тектонических движений на протяжении кайнозоя определяют высокую вероятность концентрации в таких контрастно развивающихся буферных зонах магматических явлений и очаговых образований разного возраста и размера. При анализе кольцевых геоморфологических аномалий были определены их параметры, иерархия, морфологические характеристики, особенности внутреннего строения, основные закономерности их пространственной и структурной организации. Отчетливо выражена, например, магмоконтролирующая роль разломов, образующих прямолинейные, дуговые и кольцевые цепи различных по размерам проекций очаговых

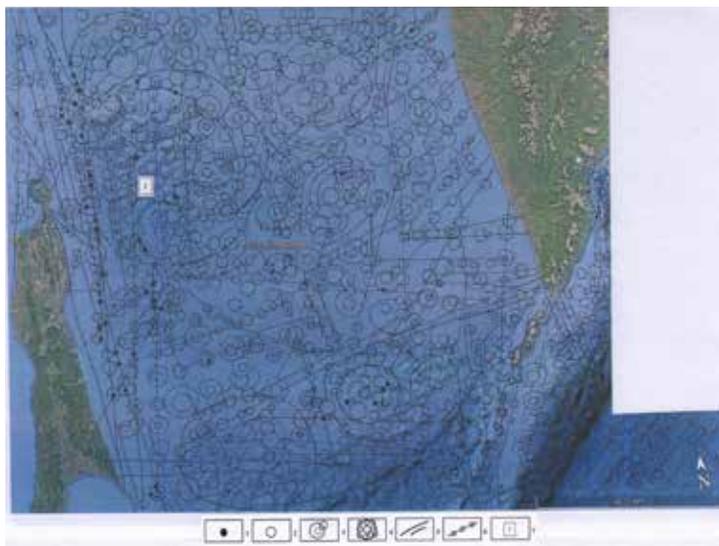


Рис. Схема дешифрирования визуализированной цифровой модели рельефа северо-западной части дна Охотского моря

Очаговые структуры разных размеров: 1 – минимального (R – до 10 км), 2 – среднего (R – 10-25 км), 3 – среднего и крупного (R – до 100 км) с сателлитами, 4 – наиболее крупные образования (R – более 100 км), представляющие собой проекции выступов подлитосферной мантии; 5 – линейменты, соотносимые с зонами разломов; 6 – цепи (ряды) очаговых структур, сопряженные с зонами разломов; 7 – цифра в квадрате – проекция мантийного диапира впадины Дерюгина

систем и связанных с ними форм рельефа. Помимо этого, широко проявлено кольцевое, орбитальное размещение сателлитных вулканических центров в пределах кольцевых разломов средних и крупных СЦТ. Минимальный радиус (R) идентифицируемых кольцевых объектов варьирует от 6 до 10 км, максимальный превышает 200 км. Эмпирически установленная корреляция радиусов очаговых структур и глубин их заложения [6], а также аномально высокая концентрация и соответственно плотность вулканических центров в границах наиболее значительных по размерам кольцевых геоморфологических аномалий позволяют рассматривать их как проекции инъективных дислокаций, диапиров литосферной и нижележащей мантии. По своей природе это длительно живущие, глубинные рудно-магматические очаговые системы, которые определяют повышенную проницаемость земной коры, высокую эндогенную активность недр (магматизм, интенсивная дегазация дефлюидизация недр, явления метасоматоза и др.) и обуславливают высокую вероятность реализации явлений гидротермального, метасоматического и вулканогенно-осадоч-

ного рудообразования. Примером может служить впадина Дерюгина, сопряженная с развитием мантийного диапира, радиус проекции которого составляет более 200 км (см. рис.). В ее пределах установлены: обширное поле баритовых построек («белые курильщики»), железомарганцевые корки с включениями частиц самородных серебра, золота, железа, меди, вольфрама, сульфидов цинка, серебра, меди, ареалы металлоносные осадки содержащие высокие концентрации железа, марганца и ряда микроэлементов (Ni, Zn, Co, Cu, Au, Ag, Mo) [7]. Не вызывает сомнений, что высокий тепловой поток и явления магматизма, масштабной дегазации и дефлюидизации недр, сопряженные с деятельностью этой глубинной очаговой системы способствовали также преобразованию мощных толщ осадочных пород этого участка дна и формированию нефтяных, газовых месторождений суши и шельфа склона северного Сахалина. Другие проекции мантийных диапиров, области высоких концентраций кольцевых аномалий и соотносимых с ними сателлитных очаговых построек выделяются в зоне контрастного сочленения подводной возвышенности Академии Наук СССР и Южно-Охотской (Курильской) глубоководной впадиной, что делает эти районы первоочередными объектами проведения поисковых работ для выявления скоплений рудной минерализации.

Госбюджетная тема «Пространственно-временные изменения геофизических полей, их связь со структурой, геодинамикой и сейсмोटектоническими процессами в литосфере дальневосточных морей России и их обрамлении» (0271-2016-0003). Регистрационный номер: ААА-А-А17-117030110032-3.

Литература

1. Гаврилов А.А. Морфотектоника окраинно-континентальных орогенных областей (юг Дальнего Востока и прилегающие территории). Владивосток: ТОИ ДВО РАН. 2017. 312 с.
2. Гаврилов А.А. Космогеологическая индикация морфоструктурных элементов побережий и дна прилегающих акваторий (зал. Петра Великого, Японское море) // *Океанология*. 2021. Т. 61. № 4. С. 633–648.
3. Гаврилов А.А. Новые данные о строении подводных возвышенностей Богорова, Томя и прилегающих участков дна Японского моря (по результатам геоморфологических и космогеологических исследований) // *Исследования Земли из космоса*. 2022. № 3. С. 17-29.
4. Gavrilov A.A. Ring structures of the Pacific Ocean bottom and some problems with their investigations // *NCGT Journal*. 2018. Vol. 6. N 2. P. 172–202.
5. Веселов О.В., Грецкая Е.В., Ильёв А.Я. и др.; отв. ред. Сергеев К.Ф. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. М.: Наука, 2006. 130 с.
6. Соловьев В.В., Рыжкова В.М. Морфоструктурный метод изучения глубинного строения литосферы. Труды ЛОЕ. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. Т. 77. Вып. 2. С. 57-62.
7. Астахов А.С., Астахова Н.В., Саттарова В.В., Свининников А.И., Грецкая Е.В., Ващенко Н.Г., Иванов М.В. Осадконакопление и рудогенез во впадине Дерюгина (Охотское море) Владивосток: Дальнаука, 2008. 288 с.

ОЧАГОВЫЕ СТРУКТУРЫ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ И ДНА ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЙ (ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА ВИЗУАЛИРОВАННОЙ ЦИФРОВОЙ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА И МАТЕРИАЛОВ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ИЗ КОСМОСА)

Гаврилов А.А.

*Тихоокеанский океанологический институт имени В.И. Ильичева, г. Владивосток,
gavrilov@poi.dvo.ru*

Визуализация глобальных цифровых моделей рельефа (ЦМР) ETOPO 1, 2, GEBCO 2014 в комплексе с материалами дистанционного зондирования Земли из космоса в рамках существующих программ (Arcview GIS 3x, Google Earth и др.) открывает принципиально новые возможности для изучения геоморфологии и геологии дна морей, океанов. [1–3].

Исследуемая территория включает южную часть дна Охотского моря, Курильскую островную дугу, подводный хребет Витязя и вал Зенкевича. Согласно имеющимся геологическим данным [4], вулканогенные породы дна Охотского моря представлены семью хронологическими комплексами: позднеюрский (179–142 млн лет), раннемеловой (130–97 млн лет), позднемеловой (96–69 млн лет), эоценовый 951–37 млн лет), позднеолигоценый (25 млн лет), позднемиоценовый (11,9 млн лет), плиоцен-плейстоценовый (4,1–0,93 млн лет). Наиболее широко среди вулканогенных пород фундамента развиты позднемеловые образования (до 70 %), а среди кайнозойских вулканитов чехла явно преобладают эоценовые андезито-базальты, андезиты и плиоцен-плейстоценовые базальты, андезито-базальты, андезиты. Позднекайнозойские вулканиты, завершающие тектонический деструктивный цикл, особенно широко распространены по обрамлению Курильской котловины и на западном склоне Курильской островной дуги, где выделяются многие десятки (80–90) вулканических построек [5]. По другим данным, на Охотоморском склоне Курильской островной дуги были определены 126 вулканов, а в целом на островах и дне прилегающих акваторий выявлено более 800 наземных и подводных вулканических построек [6, 7]. В информационной системе «Вулканы Курило-Камчатской островной дуги» (VOKKIA) содержится информация (географические координаты, абсолютные высоты и др.) о 321 объекте [8], и т. д.

На Курильских островах известны следующие основные этапы вулканической деятельности: палеоценовый, эоцен-раннемиоценовый, среднемиоценовый, миоцен-раннеплиоценовый и плиоцен-плейстоценовый [9]. В пределах подводного хребта Витязь выделяют поздне меловой (дацит-риолитовый), эоценовый (туфы андезито-базальтового состава, игнимбриты трахидацитов), позднеолигоценовый (туфолавы трахиандезитов, туфы трахитов и риолитов), раннемиоценовый (андезиты) и плиоцен-плейстоценовый (базальты, андезито-базальты, андезиты) вулканические комплексы [5].

На океаническом склоне глубоководного желоба доминируют подушечные лавы субщелочных базальтов, долериты, габбро-долериты, габбро-анортозиты. Отмечается, что на многих участках породы сильно раздроблены, брекчированы, в них широко проявлены гидротермальные и метасоматические низкотемпературные изменения. Аналогичные особенности состава пород характерны и для вала Зенкевича. На всех участках драгирования доминировали сильно измененные подушечные лавы базальтов. Реже в драгах встречались глыбы туфобрекчий и туфов базальтов, иногда гравий и галька, вулканические бомбы [10].

Все приведенные геологические данные указывают на наличие в пределах рассматриваемой территории многочисленных систем очаговых структур разных радиусов (R), морфологических и генетических типов. Приведенные на рис. данные морфографического анализа и космогеологического дешифрирования визуализированной ЦМР показывают, что очаговые структуры полностью покрывают дно областей поднятий акваторий Охотского моря и северо-западной части Тихого океана. Не вызывает сомнений, что не в меньшем количестве они представлены на дне котловин и впадин, но полному их выявлению мешает осадочный чехол. Как показывает строение Дерюгинской впадины, наличие кольцевых структур, обусловленных явлениями мантийного диапиризма, возможно под чехлом рыхлых отложений Курильской (Южно-Охотской) и других глубоководных прогибов, грабенов.

Основные результаты проведенных исследований могут быть изложены в виде ряда положений. 1. Применение 3D-моделей цифрового рельефа в рамках программы Google Earth, позволило получить принципиально новую информацию о качественных и количественных характеристиках структурных элементов подводных возвышенностей и бортов прилегающих впадин дна Охотского моря. 2. Исследуемые подводные возвышенности представляют собой сложные комплексы очаговых структур разных генотипов, размеров и возрастов, образующих с глубинными магмогенерирующими центрами

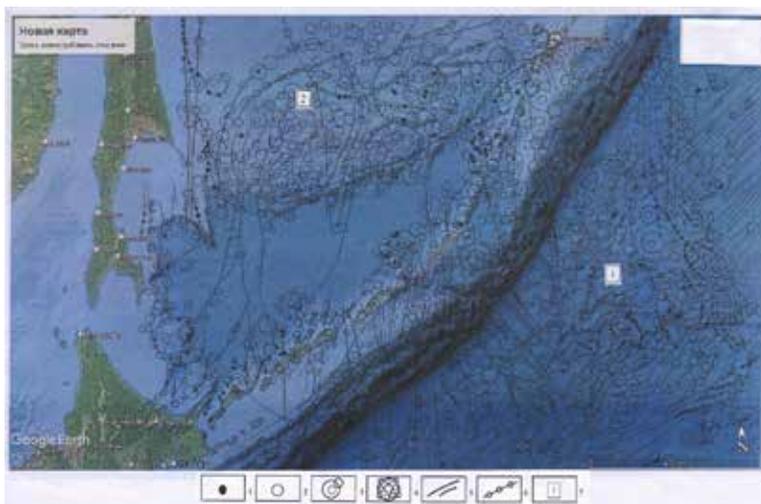


Рис. Схема дешифрирования визуализированной цифровой модели рельефа юго-западной части дна Охотского моря и Курильской островной дуги
 Очаговые структуры разных размеров: 1 – минимального (R – до 10 км), 2 – среднего (R – 10–25 км, 3 – среднего и крупного (R – до 100 км) с спутниками, 4 – самые крупные образования (R – более 100 км), представляющие собой проекции выступов подлитосферной мантии; 5 – линейменты, соотносимые с зонами разломов; 6 – цепи (ряды) очаговых структур, сопряженных с зонами разломов; 7 – цифры в квадратах: 1 – вулканогенное поднятие восточного сегмента вала Зенкевича, связанное с явлениями мантийного диапиризма, 2 – проекция Восточно-Сахалинского мантийного диапира.

и разрывными нарушениями единые тектономагматические системы. 3. Установлены параметры, морфологические характеристики, особенности внутреннего строения и закономерности размещения палеовулканических построек, которые определяются зонами магнонтролирующих разломов, узлами их пересечения и мантийными диапирами, создающими повышенную проницаемость земной коры. 4. Одна из проекций глубинной очаговой системы, соотносимой с крупным вулканическим поднятием радиусом около 270 км, впервые выделяется в северо-восточном сегменте вала Зенкевича. В пределах этого подводного магматического свода, образованного за счет масштабного перекомпенсированного накопления вулканического материала в условиях общего опускания дна, расположены известные горы Головнина, Морозко. 5. Южный и северный сегменты островной дуги представляют собой относительно приподнятые геоблоки, разделенные треугольной в плане глубоководной впадиной. Возможно, это обусловлено влиянием расположенного в вале

Зенкевича крупного мантийного диапира, который определяет своеобразие геологического строения центральной части островной дуги и характер деструктивных изменений земной коры прилегающего участка хребта Витязя. 6. Для районов установленного подводного многовыходного вулканизма типично совмещение черт трещинного (разломного) и центрального типов извержений базальтовой лавы, что отражает неглубокое расположение выступов астеносферы, магмогенерирующих источников. 7. Вероятные причины масштабного и относительно быстрого опускания впадин окраинно-континентальных морей и северо-западного участка Тихого океана связаны с явлениями очаговой геодинамики, выраженной масштабной и интенсивной дефлюидизацией литосферной мантии, базальтовым ареальным вулканизмом и интрузивными, протрузивными инъективными дислокациями базитового, ультрабазитового мантийного материала, которые предопределили деструктивные структурно-вещественные преобразования земной коры востока Азии на позднекайнозойском этапе ее развития. 8. Наличие тектонических реперов в виде сквозных меридиональных разломов, пересекающих глубоководную Южно-Охотскую впадину, островную дугу, фронтальный склон и глубоководный желоб, выдержанность простираний цепей палеовулканических построек свидетельствует об отсутствии масштабных свиговых подвижек, которые активно постулируются в рамках модной гипотетической модели трансформного развития восточной окраины Евразии. 9. Основные черты морфотектоники зоны перехода островная дуга – океан определяются тремя субпараллельными глубинными разломами, создающих облик чешуйчато-надвигового строения этого участка литосферы. Конформное соотношение с ними островной дуги и лежащего в ее основании магмоконтролирующего разлома указывает на то, что все эти структуры представляют собой элементы единой геодинамической системы.

Госбюджетная тема «Пространственно-временные изменения геофизических полей, их связь со структурой, геодинамикой и сейсмостектоническими процессами в литосфере дальневосточных морей России и их обрамлении» (0271-2016-0003). Регистрационный номер: ААА-А-А17-117030110032-3.

Литература

1. Гаврилов А.А. Космогеологическая индикация морфоструктурных элементов побережий и дна прилегающих акваторий (зал. Петра Великого, Японское море) // *Океанология*. 2021. Т. 61. № 4. С. 633–648.

2. Гаврилов А.А. Новые данные о строении подводных возвышенностей Богорова, Тояма и прилегающих участков дна Японского моря (по результатам геоморфологических и космогеологических исследований) // Исследования Земли из космоса. 2022. № 3. С. 17-29.
3. Gavrilov A.A. Ring structures of the Pacific Ocean bottom and some problems with their investigations // NCGT Journal. 2018. Vol. 6. N 2. P. 172–202.
4. Веселов О.В., Грецкая Е.В., Ильёв А.Я. и др.; Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. Отв. ред. К. Ф. Сергеев. М.: Наука, 2006. 130 с.
5. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Вулканизм Охотского моря и подводного хребта Витязь / Дальневосточные моря России. Кн. 3. Геологические и геофизические исследования. М.: Наука, 2007. С. 181-199.
6. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.
7. Новейший и современный вулканизм на территории России. М.: Наука, 2005. 604 с.
8. <http://geoportal.kscnet.ru/volcanoes.description>
9. Васильев Б.И., Сигова К.И., Обжиров А.И., Югов И.В. Геология и нефтегазоносность окраинных морей северо-запада Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2001. 309 с.
10. Васильев Б.И. Геологическое строение северо-западной части Тихого океана / Дальневосточные моря России. Кн. 3. Геологические и геофизические исследования. М.: Наука, 2007. С. 286-308.

СИНТЕЗИРОВАННАЯ ХРОНОЛОГИЯ СТОЛЕТНИХ ПОХОЛОДАНИЙ ГОЛОЦЕНА В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ И МЕХАНИЗМЫ ИХ ПРОЯВЛЕНИЙ

Горбаренко С.А., Симоненко С.В., Босин А.А.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
gorbarenko@poi.dvo.ru, sergeysimonenko@mail.ru, bosin@poi.dvo.ru*

Изменения климата в течение голоцена, нынешнего межледниковья, привлекают особое внимание научной общественности. В настоящее время нет единого мнения о времени столетних похолоданий в голоцене. Здесь мы синтезировали голоценовые изменения климата в Северном полушарии путем обобщения имеющихся семи наиболее подробно датированных и высокоразрешающих записей изменения климата Северного полушария за последние 10 тыс. лет, полученных в разных местах Северного полушария на основе их оригинальных возрастных моделей. К ним относятся: $\delta^{18}\text{O}$ ледяного ядра Гренландии NGRIP [1], восстановленная запись температуры Гренландии [2], изменения содержания частиц ледового разноса в осадках ядра из Северной Атлантики MD99-2269 [3], содержание титана в осадках скважины ODP 1002 из северной части бассейна Кариакто [4], изменения летнего муссона Восточной Азии, зарегистрированные в сталагмитах китайских пещер Дунге и Шанбао [5, 6] и комбинированную запись по осадкам озер Исландии [7]. Для усреднения вышеуказанных климатических записей мы построили стек климатических изменений в голоцене с небольшой модификацией возрастных моделей двух записей.

Построенный стек изменений климата голоцена, и его первая производная по времени позволяют выделить 17 голоценовых похолоданий (ГП) за последние 10 тысяч лет. Большая часть ГП обусловлена влиянием минимумов солнечной радиации [8] на циркуляцию атмосферы, приводящих к похолоданию климата в северном полушарии. Другая часть ГП была вызвана усилением частоты Эль-Ниньо—Южной осцилляции в связи с перераспределением приходящей солнечной инсоляции между полушариями в голоцене при прецессии земной оси. На основе вейвлет-анализа данных этих похолоданий в голоцене можно выделить несколько наиболее выраженных периодов их проявления (рис. 1). Изме-

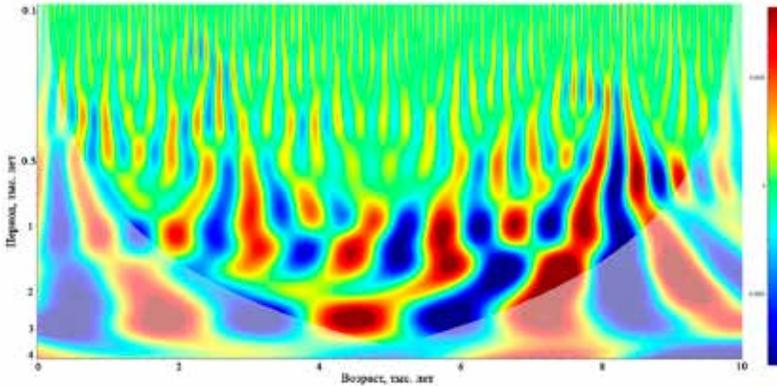


Рис. 1. Вейвлет анализ периодичностей стека синтезированной кривой столетних похолоданий климата северного полушария за последние 10 тысяч лет

нения климата голоцена с периодами около 200 лет и 1000 лет вероятно связаны с циклами изменений солнечной радиации де Фриза (de Vries) и Эдди (Addy) соответственно.

Вейвлет-анализ выявленных нами похолоданий климата в голоцене также показывает периодичности около 700, 1500-1600 и 2700-2800 лет. Близкие периодичности 696÷708 и 2784 лет (сейсмотектонической, вулканической и климатической активности Земли) ранее обосновывались [9] (с учетом одновременного наложения гравитационных энергетических воздействий на Землю от планет, Солнца и Луны) на основе термогидрогравитационной теории (основанной на обобщенной формулировке первого закона термодинамики [9], учитывающей нестационарную гравитацию Солнечной Системы, действующей на Землю):

$$T_{\text{tec, vol, clim, f}} = T_{\text{energy, f}} = (L.C.M. \{3, 8, 12, 29\} \div L.C.M. \{3, 3, 12, 59\}) = 696 \div 708 \text{ лет,} \quad (1)$$

$$T_{\text{tec, vol, clim, f}} = T_{\text{energy, f}} = L.C.M. \{3, 8, 32, 12, 29\} = 2784 \text{ года} \quad (2)$$

в результате гравитационного “G – фактора”, связанного объединенным нестационарным энергетическим гравитационным влиянием на Землю системы Солнце-Луна (периодичность 3 года), Венеры (3 года и 8 лет), Марса (32 года), Юпитера (12 лет) и Солнца вследствие его гравитационного взаимодействия с Юпитером (12 лет) и Сатурном (29 лет и 59 лет). В формулах (1) и (2) знак L.C.M. означают наименьшее общее кратное указанных отдельных периодичностей.

Литература

1. Rasmussen S.O. et al. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // *Quat. Sci. Rev. Elsevier Ltd.* 2014. Vol. 106. P. 14–28.
2. Döring M., Leuenberger M.C. Comparison of Holocene temperature reconstructions based on GISP2 multiple-gas-isotope measurements // *Quat. Sci. Rev.* 2022. Vol. 280. P. 107274.
3. Moros M. et al. Holocene history of drift ice in the northern North Atlantic: Evidence for different spatial and temporal modes // *Paleoceanography*. 2006. Vol. 21. № 2. P. PA2017.
4. Haug G.H. et al. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. // *Science*. 2001. Vol. 293. № 5533. P. 1304–1308.
5. Wang Y. et al. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate. // *Science*. 2005. Vol. 308. № 5723. P. 854–857.
6. Dong J. et al. A high-resolution stalagmite record of the Holocene East Asian monsoon from Mt Shennongjia, central China // *The Holocene*. 2010. Vol. 20. № 2. P. 257–264.
7. Geirsdóttir Á. et al. Abrupt holocene climate transitions in the northern north atlantic region recorded by synchronized lacustrine records in iceland // *Quat. Sci. Rev. Elsevier Ltd.* 2013. Vol. 70. P. 48–62.
8. Usoskin I.G. et al. Solar activity during the Holocene: the Hallstatt cycle and its consequence for grand minima and maxima // *Astron. Astrophys.* 2016. Vol. 587. № A150. P. A150.
9. Simonenko S. The Prognosticating Aspects of the Developed Cosmic Geophysics Concerning the Subsequent Forthcoming Intensifications of the Global Seismicity, Volcanic and Climatic Activity of the Earth in the 21st Century // *Br. J. Appl. Sci. Technol.* 2014. Vol. 4. № 25. P. 3563–3630.

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА

Манилов Ю.Ф.¹, Иволга Е.Г.¹, Овчаренко В.В.²

¹Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

²Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
ymanilov@itig.as.khb.ru

Рассматриваемая территория находится в области сочленения юго-восточной части Северо-Азиатского кратона (САК), Верхояно-Колымской складчатой системы (ВКСС) и Охотско-Чукотской вулканоплутонической области Тихоокеанского тектонического пояса (ТПП) [1].

Современное представление о глубинном строении территории отражено фрагментарно в различных геофизических материалах [3,5]

Целью данной работы явилось изучение строения литосферы региона до глубины 60 км на основе обработки, качественной и количественной интерпретации гравиметрических данных.

Методика. Исследования проводились через создание объемной модели изучаемой территории до уровня верхней мантии. В условиях отсутствия кондиционной сейсмической информации, привлекались данные гравиметрической съемки, которой покрыта вся изучаемая площадь и она имеет достаточно высокую проникающую способность.

Основой для построения плотностной модели стали данные карт поля силы тяжести в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2,67 г/см³ различных масштабов, которые были сведены в единую цифровую матрицу 2 X 2 км.

Качественная и количественная интерпретация гравитационных аномалий проводилась с использованием пакета «КОСКАД-3D» [4]. При настоящих исследованиях выполнено разделение поля на локальную и региональную составляющие, построена 3D плотностная модель литосферы. Визуализация модели выполнена в виде срезов, опирающихся на серию разрезов и карт интерпретации плотностных неоднородностей.

В порядке подготовки материалов к интерпретации было проанализировано изменение плотностных свойств пород района отдельно для осадочно-метаморфических, вулканогенных и интрузивных комплексов пород. Созданы таблицы физических свойств указанных комплексов и построена петроплотностная карта.

Плотностные разрезы показали распространение плотностных неоднородностей по глубине. На разрезах выделены три типа плотностных неоднородностей: высокой плотности, пониженной плотности и низкой плотности. Участки повышенной плотности идентифицируются как блоки метаморфических образований, минимальной плотности – как молодые гранитоидные образования, пониженной плотности – как древние межблоковые ослабленные (дезинтегрированные) рифтовые зоны (разломные системы).

Плотностные срезы демонстрируют распространение плотностных неоднородностей на 10, 20, 40, 60 км. Наиболее контрастные изменения в строении литосферы территории на двух глубинных горизонтах: на уровне средней коры, на границе нижней коры и верхней мантии. Снизу вверх по срезам в целом повышается плотностной фон и дифференциация плотности. На разных глубинах существенно меняется преобладающая ориентировка плотностных аномалий.

Касательно дизъюнктивной тектоники (рис.1) можно сказать, что в верхней мантии (уровень 60 км) области контакта Сибирского кратона и Тихоокеанской океанической плиты превалируют ортогональные нарушения с элементами разломов северо-восточного направления; на уровне нижней коры – для всей территории наиболее выражена северо-западная система разломов. От уровня средней коры к поверхности - получает развитие северо-восточная система нарушений, которая является отражением субдукционных процессов на окраине кратона в более позднее время.

Заключение. В региональном плане исследования подтвердили, что рассматриваемая территория занимает северо-восточную окраину САК, структуры которого простираются в северо-западном направлении от Охотского моря до р. Алдан (Вильойская синеклиза).

Метаморфические блоки на поверхности являются лишь приподнятыми частями глубинных блоков метаморфического фундамента. Выделенная нами, центральная северо-западная система разломов, уходящая в мантию делит литосферу территории на две части: южную приподнятую, где блоки метаморфического фундамента выходят на поверхность и северную опущенную, где развивались перикратонные прогибы рифтогенного происхождения вдоль меридиональных систем разломов.

На мантийном уровне в разной степени проявлены разломы всех направлений. Фактически изучаемая территория находится в узле пересечения двух глобальных систем разломов – меридиональной и субширотной, которые обусловлены субдукционно-колизийными процессами на границах кратона с Монголо-Охотской и Верхояно-Колымской орогенными областями. На этом уровне в полной мере отражается и северо-восточная система как результат субдукционно-колизийного взаимодействия на границах Сибирского кратона с Тихоокеанской плитой.



Рис. 1. Глубинные особенности дизъюнктивной тектоники с элементами магматизма (по материалам плотностных срезов)

Разломы разных направлений: 1 – северо-восточного, 2 – северо-западного, 3 – широтные, 4 – меридиональные; 5 – кольцевые структуры купольного типа; плотностные аномалии пониженной плотности (предполагаемые интрузивные образования): 6 – мантийного уровня, 7 – нижнекорового уровня, 8 – среднекорового уровня, 9 – верхнекорового уровня; 10 – средне-верхнекоровая сводово-купольная структура.

Здесь же зарождается и северо-западная система, которая в нижней коре получает доминирующее развитие. Меридиональная система сохраняет свою значимость лишь в зоне Юдомо-Майского прогиба, в то время как северо-восточная и широтная теряют свою значимость.

На уровне средней коры диагональные дизъюнктивы становятся доминирующими: активизируется северо-восточная система нарушений, которая сечет и смещает разломы северо-западной ориентировки, характерные для нижней коры. На верхне коровом уровне четко обособляется северо-восточная система разломов, в то время как разломы других направлений фрагментируются на более мелкие, их проявленность в падает. К сожалению, доминирования той или иной системы разломов на разных уровнях не дает основания привязать их во времени к тектоническому циклу развития территории, а свидетельствует лишь о глубине заложения выделенных разрывных систем.

Фундамент САК сложен блоками разной степени дезинтеграции. В меридиональном направлении выделяются три крупные области: западная и восточная - синклинального типа, центральная – сложное сочетание синклинального и антиклинального типов. Для западной – характерно западное падение метаморфических образований, для восточной - восточное, центральная область это место сочетания западного и восточного падений.

Важное значение для магматизма любой территории, является наличие подвижных зон [2], которые разделяют имеющиеся крупные блоки на глубину всей коры и верхней мантии. Анализ связи размещения предполагаемых магматических интрузий разных уровней с подвижными зонами показывает, что интрузии корового заложения непосредственно контролируются этими зонами, мантийные интрузии - контролируются системой разломов мантийного заложения, существенно отличающейся от коровой.

На поверхности, в пределах подвижных зон проявился как протерозойский так и мезозойский магматизм. Большинство ультраосновных щелочных интрузий размещаются в пределах метаморфических блоков, их мантийные корни контролируют меридиональные системы разломов. На коровом уровне в пределах этих интрузий предполагается наличие молодых верхнекоровых гранитоидов, контролирующихся северо-западными нарушениями. Это указывает на то, что формирования щелочных интрузий вероятнее всего произошло в протерозое, а выведение их на поверхность связано с более поздним меловым магматизмом.

Предполагаемые интрузии корового типа, тяготеют к подвижным глубинным зонам, постоянно смещаются на разных глубинных этажах, контролируются преобладающими направлениями разломов, характерными для данного глубинного уровня. В частности меловые интрузии

основного состава тяготеют к северо-восточным верхнее коровым нарушениям, которые локализуются возле подвижных глубинных зон.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИТИГ ДВО РАН.

Литература

1. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука. 1977. 171 с.
2. Кононец С.Н., Валитов М.Г., Харченко Т.А. Отражение магматизма и тектоники в геофизических полях юго-западного Приморья // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 5. С. 44–58
3. Малышев Ю.Ф., Манилов Ю.Ф., Гурьянов В.А. Глубинное строение восточной части Северо-Азиатского кратона по результатам интерпретации данных геопотенциальных полей // Литосфера. 2014. № 2. С. 144–151.
4. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие, 2-е издание. М: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании». 2010. 114 с.
5. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: Сахаполиграфиздат. 2005. 174 с.

**СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ
АЛДАНО-МАЙСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА
ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИНТЕРПРЕТАЦИИ
ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ**

Манилов Ю.Ф.

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск
ymanilov@itig.as.khb.ru*

Алдано-Майским осадочным бассейном (АМОБ) названа область рифей-венд-кембрийского седиментогенеза юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона (САК) [1], фрагментарно перекрытая юрскими отложениями в границах между Алданской антеклизой на западе, Охотским террейном, Удским и Охотско-Чукотским (ОЧВПИ) вулканоплуто-ническими поясами на востоке и юго-востоке, Алдано-Становым щитом на юге и юго-западе, складчатыми образованиями Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса на севере. Встречаются и другие названия рассматриваемой территории: Учуро-Майский регион [5], Учуро-Майская впадина [2]. В современном тектоническом плане территория АМОБ объединяет две структуры первого порядка: Алдано-Майскую плиту САК и Кыллахскую зону Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП), которая представляет собой западную часть Юдомо-Майского прогиба (ЮМП), деформированного мезозойскими складчато-надвиговыми дислокациями.

Основу для использования гравиметрической информации изучаемой площади заложили якутские геологи, выполнившие площадные гравиметрические съемки среднего масштаба на Сибирской платформе [6], они же впервые выделили крупные гравиметрические максимумы.

Задачи настоящих исследований включают количественные преобразования, геологическую интерпретацию гравитационных аномалий и построение геофизических моделей литосферы для выявления границ глубинных структур и установление связей геофизических аномалий и магматизма [3].

Методика. Исследования проводились через создание объемной модели изучаемой территории до уровня верхней мантии. Качественная и количественная интерпретация гравитационных аномалий проводилась с использованием пакета «КОСКАД-3D» [4]. Широко использованные в комплексе линейные оптимальные фильтры позволяют представить ис-

ходное гравитационное поле набором составляющих с последовательным уменьшением доли низких частот. В настоящей работе для разделения поля на составляющие использовалось «осреднение в окне». Радиус осреднения подбирался, исходя из латеральных размеров гравитирующих источников поля. Также была построена 3D плотностная модель литосферы. В порядке подготовки материалов к интерпретации было проанализировано изменение плотностных свойств пород района

Результаты. Источником большинства значимых аномалий являются породы фундамента, сложенные расслоенными базит-гипербазитовыми и щелочно-ультраосновными интрузиями. Они располагаются в поднятиях фундамента более древнего возраста по сравнению с окружающими их докембрийскими комплексами.

Региональная составляющая гравитационного поля (рис. 1) результат осреднения ($R_{\text{оср.}} = 25$ км) аномального поля силы тяжести, в редукции Буге ($\sigma = 2.67$ г/см³). В региональном поле силы тяжести выделяется крупный Центральноякутский максимум, соответствующий фундаменту платформы, перекрытому осадочным чехлом. Геологическую природу максимума подтверждает и рассчитанная плотностная модель, показывающая, что корни фундамента уходят в литосферную мантию на глубину более 90 км. На полученных из рассчитанной модели разрезах

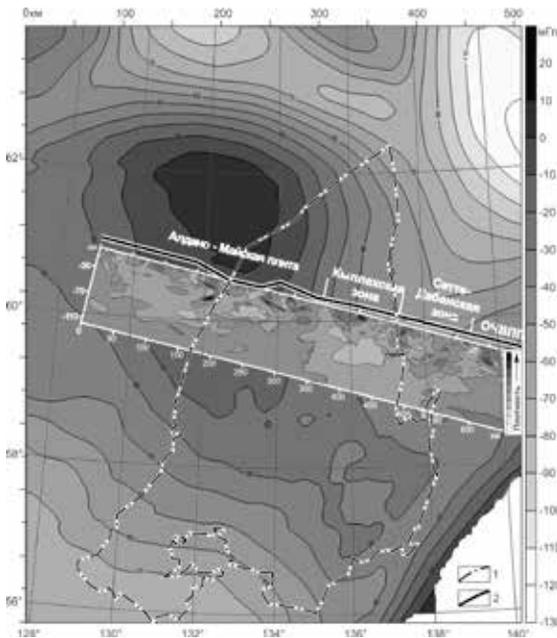


Рис. 1. Плотностной разрез литосферы на фоне низкочастотной составляющей аномального поля Δg ($R_{\text{оср.}} = 25$ км)
1 – граница Алдано-Майского осадочного бассейна, 2 – профиль разреза

повышенной плотностью уверенно фиксируются расслоенные базит-гипербазитовые массивы. На них четко выделяются поднятия фундамента, в вершинах которых отмечаются плотностные максимумы. Локальным минимумам в пределах массивов соответствуют наложенные гранитные интрузии мезозойского возраста.

Распределение высокочастотных гравитационных аномалий получено путем разностных процедур гравитационного поля разных уровней. На этих картах по структуре поля хорошо выделяются границы приповерхностной части Северо-Азиатского кратона. Для всех высокочастотных составляющих четко выделяются две системы разломов: Сетте-Дабанская субмеридионального простирания и Предверхоянская северо-западного. Первая включает известные геологам Нелькано-Кыллахский, Бурхалинский и Сарданахский глубинные разломы, отделяющие наложенные структуры Верхоянской складчатости от Сибирской платформы. Вторая система разломов фиксируется только на картах локальных гравитационных аномалий. Посредством карт высокочастотных составляющих, возможно, идентифицировать тектонические объекты, соответствующие крупным локальным аномалиям и в значительной степени перекрытые осадочным чехлом. Большинству положительных аномалий соответствуют выступы и блоки докембрийского фундамента. Крупным отрицательным аномалиям, как правило, отвечают очаги развития интрузивного гранитоидного магматизма, которые важны для металлогении региона.

На плотностных разрезах по структуре и характеру аномалий уверенно картируются границы основных тектонических элементов: Алдано-Майской плиты, Кыллахской и Сетте-Дабанской зон ВСНП, ОЧВПП. Интересные результаты получены при построении плотностных разрезов, пересекающих крупнейший Центральнаякутский гравитационный максимум (рис. 1). На разрезе четко видно, что в приповерхностном слое фундамента сосредоточены локальные гравитационные максимумы. По наблюдениям в скважинах и на поверхности они отвечают телам базитов, ультрабазитов и щелочных-ультраосновных комплексов. Устанавливается предположительно геодинамическая составляющая в распределении этих тел. На глубине 30–50 км они поддерживаются массами с относительно пониженной плотностью с дефицитом $0,2\text{--}0,3 \text{ г/см}^3$. Четко выражена и структура этих масс, ограниченных наклонными разломами, уходящими в мантию. Не исключено, что тела ультрабазитов вынесены из мантии к поверхности.

Ряд отрицательных локальных аномалий совпадает с крупными рудными районами золотой, редкометальной, редкоземельной и урановой минерализации. Возможные перспективы рудоносности выделяемых объектов отражены на прогнозных картах. Среди наиболее перспектив-

ных аномальных территорий: Куйдусунская, Джукян-Кербинская, Учурская, Майская.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИТИГ ДВО РАН.

Литература

1. Геологическая карта Хабаровского края. 1:1 000 000 (авторы: Васькин А.Ф., Гурьянов В.А., Забродин В.Ю. и др.) / Отв. ред. Васькин А.Ф., Роганов Г.В.. ФГУ-ГПП «Хабаровскгеология». 2004.
2. Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука. 2007. 227 с.
3. Кононец С.Н., Валитов М.Г., Харченко Т.А. Отражение магматизма и тектоники в геофизических полях юго-западного Приморья // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 5. С. 44–58.
4. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие, 2-е издание. М: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании». 2010. 114 с.
5. Словарь по геологии нефти и газа. М.: Недра. 1988. С. 529.
6. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: Сахаполиграфиздат. 2005. 174 с.

ПОТОКИ МЕТАНА НА ГРАНИЦЕ РАЗДЕЛА ВОДА-АТМОСФЕРА И РАЙОНИРОВАНИЕ АКВАТОРИИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ В ЗИМНЕ-ОСЕННИЙ ПЕРИОД

Мишукова Г.И.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
gmishukova@poi.dvo.ru*

Представлены результаты исследований в Южно-Китайском море, выполненные в соответствии с научными темами Программы фундаментальных научных исследований РАН, Международными программами WESTRAC, GEOTRACERS, межправительственными мероприятиями по научно-техническому сотрудничеству РФ и СРВ по программе «Дорожной карты морских исследований» между ДВО РАН и ВАНТ и основными направлениями деятельности Российской-Вьетнамской лаборатории морских наук и технологий, в рамках Второй международной Индоокеанской экспедиции 2015–2020 гг. (Second International Indian Ocean Expedition, ПОЕ-2; направление 6: Уникальные геологические, физические, биогеохимические и экологические особенности Индийского океана).

Целью исследования было обобщение результатов изучения пространственного распределения потоков метана на границе вода-атмосфера и райони-

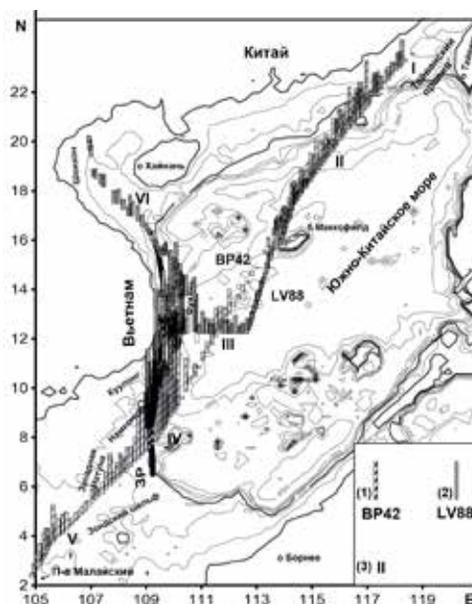


Рис. Распределение потоков метана, моль/(км²•сут) на границе раздела вода-атмосфера в Южно-Китайском море. а) (1) – НИС Академик Борис Петров, (2) – НИС Академик М.А. Лаврентьев, (3) – обозначения и порядок номеров зон эмиссии метана в атмосферу.

рование открытой части моря, континентального склона и шельфа Южно-Китайского моря по результатам двух рейсов.

Потоки были рассчитаны по данным 138 точек отбора проб воды НИС «Академик Борис Петров» ((BP42), январь 2017 г.) и 313 точек отбора проб воды НИС «Академик М.А. Лаврентьев», ((LV88), ноябрь 2019 г.) (рисунок 1). В связи с высокой изменчивостью предложено ранжирование направления и интенсивности значений потоков метана для интерпретации их распределения и происхождения [1].

На акватории Южно-Китайского моря преобладает умеренная эмиссия метана от 1–4 моль/(км²•сут), с локальными значениями эмиссии средней, высокой и очень высокой интенсивности. Можно выделить несколько зон эмиссии метана в атмосферу по газогеохимическому профилю от Тайваньского пролива до Малайского полуострова и на акватории кайнозойских осадочных бассейнов Намконсон, Фухань, Шонхон.

Первая зона расположена в шельфовой области северной части Южно-Китайского моря. После прохождения Тайваньского пролива потоки метана изменялись от 0,0 до 9,9 моль/(км²•сут). Единичные значения эмиссии максимальной интенсивности фиксируются над зоной разлома в верхней части континентального склона.

В северо-западной части Южно-Китайского моря в *шельфовой области* находится *шестая зона* Шонхон с потоком от 0,2 до 4,2; среднее значение 1,8±0,9 моль/(км²•сут).

По профилю от склона до центральной части глубоководной котловины проходит вторая зона. Интервал значений потоков в 2019 г. от 1,1 до 5,4 моль/(км²•сут) был меньше, чем от -1,5 до 6,7 в 2017 г. Полученные результаты согласуются с литературными данными [2, 3, 4]. Среднее значение 1,8±0,5 моль/(км²•сут) (выборка 53 из 58) Парные коэффициенты корреляции показывают, что значительное влияние на величину потока метана оказывают скорости ветра, концентрации растворенного метана в поверхностном водном слое, равновесные концентрации метана, процент пересыщения, разность между и равновесной концентрациями метана, температура. Для этой части профиля измерения в 2019 г. были выполнены в основном при слабых ветрах (2 ± 1 м/с) и небольших колебаниях равновесных концентраций метана, температуры, солености, что при высоком пересыщении обусловило сильную зависимость потока от скорости порывов ветра ($Q = 0,8$) [5]. Повышенные значения потоков могут быть обусловлены как антропогенными так и природными факторами. Тектоническое строение района характеризуется густой сетью разломов. Палеопроявления метана и газогидраты, обнаруженные в северной части моря свидетельствуют о нефтегазовом потенциале [6, 7]. Наличие проницаемых зон в углеводородно-газоносных толщах может быть причиной аномального поля и повышенной эмиссии метана.

На акватории осадочного бассейна Фухань расположена *третья* зона. Среднее значение $2,3 \pm 1,2$ моль/(км²•сут) (выборка 85 из 97). Максимальные значения 16 моль/(км²•сут) относятся к эмиссии метана высокой интенсивности. В пределах восточной границы осадочного бассейна Фухань проходила часть профиля, выполненного в 2017 г., со значениями от 1 до 7,5 моль/(км²•сут). Бассейн характеризуется большой мощностью осадочного чехла (до 11 км), наличием глубинных разломов, рифтогенных карбонатных резервуаров [8]. К востоку от бассейна земная кора трансформируется в океаническую [9]. Здесь, вероятно, образовались проницаемые каналы, по которым мигрируют глубинные газы.

Часть профиля, выполненного в 2017 г., на котором фиксируется очень интенсивный поток метана с максимальным значением 28 моль/(км²•сут), проходила по восточному борту бассейна Намконсон, отнесенного к четвертой зоне. На центральном участке после детальной съемки, выполненной в 2019 г. выявлены локальные области очень высокой интенсивности с максимальной эмиссией до 24 моль/(км²•сут). На южном полигоне парные коэффициенты корреляции показывают, что на величину потока в равной степени оказывают влияние, концентрации растворенного метана в поверхностном водном слое, равновесные концентрации метана, процент пересыщения, разность между измеренной и равновесной концентрациями метана, скорости ветра в отличие от глубоководной части. Значимый коэффициент корреляции между концентрациями метана в приводном слое атмосферы и равновесными концентрациями метана ($Q = 1,0$) указывает на быструю потерю метана в результате процесса диффузии, перемешивания и разбавления морской воды на континентальном шельфе и склоне. В непосредственной близости от бассейна Намконсон на шельфе Южно Китайского моря находится осадочный нефтегазоносный бассейн Куулонг с месторождениями Дракон, Белый Тигр и др. [10]. В этом же районе находятся один из крупнейших региональных разломов [11], контролирующим уступ материкового склона. Распределение концентраций метана в водной толще неравномерное. Повышенные концентрации метана на акватории полигонов Фухань и Намконсон наблюдаются на промежуточных глубинах, максимальные значения в придонном слое. При изучении вертикального распределения концентраций метана в ядрах донных отложений было выявлено, что максимальные концентрации метана приходятся на разные горизонты, но наблюдается тенденция к увеличению концентрации метана в верхней части. Поскольку максимальные значения концентраций метана в придонном слое коррелируют с аномалиями метана в ядрах донных отложений, существует вероятность того, что метан из донных осадков в шельфовой зоне поступает в воды придонного слоя, затем за счет турбулентного перемешивания, выносится в вышележащие водные

массы, что в некоторых случаях может приводить к образованию органических пленок на поверхности воды [12].

Пятая зона, длиной около 260 км выявлена на Зондском шельфе над районом Западно-Натунского и Малайского осадочных бассейнов, с потоком метана $5,1 \pm 3,4$ моль/(км²•сут), с максимальным значением 15,3 моль/(км²•сут).

Средние значения потоков метана по центральному глубоководному профилю и полигонах привьетнамского континентального склона и шельфа близки и относятся к эмиссии умеренной интенсивности, характерной для пелагических вод океана, но среднее значение немного ниже. Выделяется западный участок бассейна Фухань, центральный участок бассейна Намконсон, Зондский шельф. Самые низкие потоки были в северной части бассейна Шонхон.

Литература

1. Легкодимов А.А., Мишукова О.В., Швалов Д.А., Макеев Д.С., Шакирова М.В., Бакунина М.С., Еськова Е.И. К дискуссии об эмиссии метана с акватории Татарского пролива, Японское море (по результатам 55-го рейса НИС Академик Опарин) // Вестник ДВО РАН. 2019. № 2. С. 81–87. doi:10.25808/08697698.2019.204.2.009.
2. Tseng Hsiao-Chun, Chen Chen-Tung Arthur, Borges Alberto Vieira Delvalls Angel, Chang Yu-Chang. Methane in the South China Sea and the Western Philippine Sea // Continental Shelf Research. 2017. V. 135. P. 23-34. DOI:10.1016/j.csr.2017.01.005.
3. Ye Wang-Wang, Zhang Guiling, Zheng Wenjing, Wu Ying. Methane distributions and sea-to-air fluxes in the Pearl River Estuary and the northern South China Sea // Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2019. V. 167. P. 34-45. https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2019.06.016.
4. Zhou H., Yin X., Yang Q., Wang, H., Wu Z., Bao S. Distribution, source and flux of methane in the western Pearl River Estuary and northern South China Sea // Mar. Chem. 2009. 117. P. 21-31. DOI:10.1016/j.marchem.2009.07.011.
5. Мишуков В.Ф., Мишукова Г.И., Шакиров Р.Б. Сравнительный анализ процессов обмена метана на границе раздела вода-атмосфера на акватории окраинных морей // Вестник ДВО РАН. Науки о Земле. 2022. № 1. С. 75–82. DOI: 10.37102/0869-7698_2021_221_01_07 ISSN: 0869-7698.
6. Han X.Q., Yang K.H., Huang Y.Y. Origin and nature of cold seep in northeastern Dongsha area, South China Sea: Evidence from chimney-like seep carbonates // Chin. Sci. Bull. 2013. Vol. 58. P. 3689-3697.
7. Wu N., Zhang H., Yang Sh., Zhang G. et al. Gas Hydrate System of Shenhu Area, Northern South China Sea // Geochemical Results. 2011. Art.ID 370298. http://dx.doi.org/10.1155/2011/370298
8. Лукин А.Е. Биогенно-карбонатные постройки на выступах разуплотненных кристаллических пород - перспективный тип комбинированных ловушек нефти и газа // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2007. № 2. С. 1–21.
9. Кулинич Р. Г. Образование Южно-Китайского моря и кайнозойская эволюция земной коры Юго-Восточной Азии: диссертация доктора геолого-минералогических наук: 04.00.12. Владивосток. 1994. 308 с.
10. Tran TD, Bui CQ, Nguyen HPh Cenozoic basement structure in the South China Sea and adjacent areas by modeling and interpreting gravity data // Russ. J. Pac. Geol. 2013. 13(4). P. 227-236. https://doi.org/10.1134/S1819714013040088.
11. Аршев Е.Г. Нефтегазоносность окраинных морей Дальнего Востока и Юго-Восточной Азии. М.: Аванти. 2003. 288 с.
12. Мишукова Г.И., Мишуков В.Ф., Обжиров А.И. Особенности проявления метана в природных водах на территории Приморского края России // Вестник ДВО РАН. 2009. № 6. С. 43–49.

ВТОРИЧНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОСТРОЙКИ НА ПОВЕРХНОСТИ ГАЙОТОВ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (ТИХИЙ ОКЕАН)

Плетнев С.П.¹, Съедин В.Т.¹, Седышева Т.Е.²

¹*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток,
pletnev@poi.dvo.ru*

²*Санкт-Петербург, ФГБУ ВНИИОкеангеология
tatsed@mail.ru*

Наиболее общие представления о строении и происхождении подводных гор сформулированы достаточно давно [1], но полнота наших знаний об этих объектах остается весьма ограниченной. По мнению академика Ю.М. Пушаровского [5] дальнейший прогресс в изучении геологии океана возможен только на базе проведения крупно- и среднемасштабного картирования его дна. Новым импульсом изучения подводных гор стало открытие на них месторождений кобальтоносных марганцевых корок с промышленными запасами полиметаллов. Силами ГНЦ «Южморгеология» с 2000 регулярно с борта НИС «Геленджик» выполнялись геолого-геофизические работы на всех крупных гайотах Магеллановых гор. Они включали батиметрическую съемку многолучевым эхолотом, что позволило нам расширить представления о рельефе этой подводной горной гряды. В этом сообщении хотелось бы сосредоточиться на более узком, но на наш взгляд весьма важном аспекте - о наличии на поверхности гайотов многочисленных конических и куполовидных форм подводного рельефа. Наши работы позволили достаточно подробно рассмотреть особенности распределения этих осложняющих структур на гайотах Магеллановых гор, в то же время, полагая, что они характерны и для подводных гор в других районах Мирового океана.

С 2000 по 2018 гг. проведено 13 рейсов НИС «Геленджик», направленных на выявление перспектив кобальтоносного железомарганцевого оруденения, в ходе которых на всех гайотах Магеллановых гор и четырех гайотах поднятия Маршалловых островов выполнена площадная батиметрическая съемка многолучевым эхолотом Simrad EM12 S-120. В результате для каждого из гайотов получены кондиционные карты рельефа дна масштаба 1: 200 000, а также карты амплитуд обратно рассеянного сигнала эхолота (сонарные изображения), теневые карты рельефа и карты уклонов дна, построенные на основе сеточных файлов с шагом 200 x 200 м. Комплексные работы, помимо батиметрии, включали следу-

ющие методы: геоакустическое, магнитное и фототелевизионное профилирование дна. Сбор каменного материала осуществлялся скальными коробчатыми драгами и бурением неглубоких скважин погружной буровой установкой ГБУ1/40002 конструкции НПП “Севморгео”. Совокупность полученных геологических данных позволили установить не только новые геоморфологические элементы мезорельефа гайотов, но и трактовать их генезис.

Все гайоты в той или иной степени осложнены различными мезоформами рельефа – отрогами, сателлитными постройками с диаметром основания до первых десятков километров, а также вулканическими конусами и куполами с диаметром основания в первые километры, террасами, уступами, гребнями, ложбинами и другими [4].

Из площадных форм на поверхности гайотов наиболее широко развиты осложняющие вулканические постройки, представленные конусами и куполами. У первых развита пикообразная вершина, у вторых – вершина сглаженная, более пологая, чем склоны. Формы оснований и тех и других, чаще, округлые. Поперечные размеры конусов и куполов изменяются в весьма широких пределах – от первых сотен метров до 10 км, однако, более чем у 80 % построек поперечные размеры основания заключены в интервале 1.0 – 2.5 км, а площади – 1–6 км². Высоты таких конусов изменяются от 100 до 350 м, куполов – от 50 до 200 м. В то же время, у наиболее крупных конусов высота может достигать 550–650 м, а куполов – 300–400 м.

Вулканические постройки могут присутствовать на гайотах в разном количестве от единичных до более сотни на одном гайоте. Чтобы иметь возможность сравнивать степень развития подобных форм на подводных горах, мы применяем синтетический показатель, нормируя их количество на площадь постройки. Наиболее широко конусы и купола в западной части Магеллановых гор развиты на крупных гайотах Говорова и Коцебу – более 22 построек на 1 тыс. км², однако, самый высокий показатель – 24 постройки на 1 тыс. км² – зафиксирован на небольшом гайоте Геленджик в восточной части цепи. С другой стороны, выделяются гайоты, на которых подобные конусы и купола довольно редки и названный показатель составляет 1.5 (Грамберга), 3.1 (Ильичева), 3.8 (Затонского) построек на 1 тыс. км². Следует оговориться, что приводимые цифры соответствуют батиметрическим данным, полученным для карт масштаба 1: 200 000. При съемке более крупного масштаба (1: 50 000) на гайотах была выявлена еще большая интенсивность развития подобных форм. Речь не только о мелких формах, зафиксированных в результате увеличения масштаба исследований, но и об относительно крупных формах, поперечные размеры которых должны были бы выражаться на картах масштаба 1: 200 000.

На тех гайотах, где вулканические постройки развиты широко, по поверхностям гайота они распространены неравномерно. Несмотря на некоторую общность морфологии вулканических построек, они дифференцированы по такому показателю как отношение диаметра основания и высоты постройки. На основе почти 200 замеров этого параметра на всех гайотах рассматриваемой цепи, построена гистограмма его распределения. Распределение близко к мономодальному, однако, в области больших значений отмечаются небольшие низкоамплитудные моды. Почти 66 % значений приходится на величины отношения диаметра основания к высоте от 6 до 10. Чуть более 5 % - на величины 4–5, более 12 % – на величины 11–13 и более 8 % на величины 14–17. Три замера (1.5 %) зафиксировано в области значений около 20, которые больше характерны для куполов.

Купола и конусы могут преобладать на склонах или поверхностях отрогов, но чаще они покрывают вершинные поверхности. Но и на вершинах особенности их распространения различны. Например, наиболее известная группа из пяти конусов локализована в первой четверти вершинного плато гайота Альба [2]. Крупнейший из них расположен ближе к северо-восточному отрогу, имеет диаметр основания 5.1 км, а высоту около 750 м. Над ним зафиксирована и минимальная отметка над гайотом – 551 м. Уклоны поверхностей 15–30°. Другие конусы обладают округлым основанием, с диаметром 2.2 – 3.2 км и высотой 500–580 м. Отношение высоты к диаметру основания изменяется от 1 : 4 у меньших построек до 1 : 6 у более крупных. Геологическое опробование поверхностей конусов не оставляет сомнения в их вулканическом происхождении, поскольку они сложены щелочными базальтоидами, их туфами и туффидами. Геологический возраст структур был определен как среднемиоценовый на основе К-Аг и биостратиграфического анализов [2, 3]. Следует добавить, что конуса попарно расположены на продолжении сбросов – уступов, ограничивающих локализованный на северном склоне гайота радиальный грабен. Это, с одной стороны, позволяет предположить, что они образуют единую систему, а с другой – вероятно, и образование грабена можно датировать средним миоценом.

Иная ситуация в северной части вершины гайота Бутакова. Здесь имеет место комбинация многочисленных построек различных форм и рангов, образующих своеобразный вал северо-восточного простирания. Постройки более низких рангов имеют эллипсоидные основания и более крупные размеры – до 10 км по наибольшей оси. По форме – это пологие купола высотой до 200–250 м. Крутизна склонов, в основном, не превышает 10–15°. Их вершинные поверхности от субгоризонтальных до слабополгих – 4–7°. В середине вала расположена относительно сложная вулканическая постройка с центральным конусом и радиально расходящимися от него отрогами. Южнее постройки гряды имеет северо-восточное простирание, севернее – меняет на субмеридиональное.

Постройки более высоких рангов осложняют постройки более низких. Среди них преобладают конусы с округлыми основаниями, диаметры которых достигают 3–4 км, а высоты – 500 м. Склоны конусов более крутые – до 15–25°. Общая протяженность вала достигает 25 км, а высота составляет 900–1 100 м. Отношение высоты к диаметру основания для конусов, венчающих структуру, изменяется от 1 : 6.5 у небольших вулканов до 1 : 8.5 для наиболее крупных, включая тот, над которым зафиксирована минимальная отметка в южной части гайота (1 322 м).

Описываемая структура опробована относительно детально – здесь пробурено семь неглубоких скважин и проведено около 20 драгирований. Практически во всех случаях скважинами вскрыты вулканокластические породы – туфы различной размерности и туффиты, редко эдафогенные брекчии с вулканическим составом обломков. Драгами со склонов построек подняты еще и субщелочные базальты и трахибазальты.

Осложняющие вулканические постройки на поверхностях подвданных гор раньше не привлекли серьезного внимания исследователей, хотя, они являются иллюстрацией стадийности вулканотектонических активизаций, проявленных в регионе. Лишь А. Копперсом с соавторами [6] обсуждались постройки, развитые в северо-восточной части плато гайота Альба. Авторы придерживаются гипотезы происхождения гайотов от горячей точки SOPITA, и происхождение осложняющих конусов было объяснено ими как результат прохождения гайота вместе с плитой над другой горячей точкой. Нам представляется, что такая концепция является слишком сложной. Более вероятна версия их происхождения как результат возобновления магматической деятельности в конце мела-кайнозой. На это указывает приуроченность вторичных вулканических построек к определенным возрастным интервалам. Вулканические постройки, их группы и цепочки часто связаны с разрывными нарушениями – уступами, ложбинами, валами: они образуют линеаменты, простирающиеся не только на вершинах, но и на склонах гайотов.

Литература

1. Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.:Мир. 1966. 272 с.
2. Мельников М.Е., Подшувейт В.Б., Пуляева И.А., Невретдинов Э.Б. Среднемиоценовые вулканические постройки на гайоте Дальморгеология // Тихоокеан. Геология. 2000. № 5. Т. 19.
3. Мельников М.Е., Плетнев С.П., Басов И.А., Пунина Т.А., Седышева Т.Е., Худик В.Д., Захаров Ю.Д. Новые геологические и палеонтологические данные по гайоту Альба (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеан. Геология. 2007. Т. 26. № 3. С. 65–74.
4. Мельников М.Е., Плетнев С.П., Анохин В.М., Седышева Т.Е. Вулканические постройки на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеан. Геология. 2016. Т. 35. № 6. С. 46–53.
5. Пушаровский Ю.М. Тектоника Земли. Т.1. Тектоника и геодинамика. М.:Наука. 2003. 350 с.
6. Koppers A.A.P., Staudigel H., Wijlbrans J.R., Pringle M.S. The Magellan seamount trail: implication for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion // Earth and Planet. Sci. Let. 1998. V. 163. P. 53–68.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ
ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ
БОКУРСКОГО ЩЁЛОЧНОБАЗИТ-ЩЁЛОЧНОМЕЗИТОВОГО
КОМПЛЕКСА КЕТКАПСКО-ЮНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ
ПРОВИНЦИИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Полин В.Ф.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток
vfpolin@mail.ru*

Происхождение щелочных пород издавна привлекает внимание петрологов-магматистов в связи с необычностью их минералого-петрографического состава, особенностями физико-химических и геодинамических условий проявления и связанной с ними минерации. С этих позиций, несомненный интерес представляет щёлочнобазит-щёлочномезитовый вулканоплутоновый бокурский комплекс Кеткапско-Юнской магматической провинции (ККЮМП) одной из зон позднемезозойской тектономагматической активизации (ТМА) Алданского щита (АЩ).

В состав бокурского комплекса (Бокурский вулканоплутон Улаханского массива ККЮМП) входят щёлочнобазитовые до щёлочномезитовых вулканические и, в подчинении, гипабиссальные породы, представленные пирокластической (преобладает), лавовой и гипабиссально-дайковой фациями. Вулканогенные породы в последовательности, близкой к антидромной, слагают три вулканогенные толщи, выполняющие Бокурскую и Улаханскую кальдеры. ^{40}Ar – ^{39}Ar и уран-свинцовый возрасты их находятся в пределах 126–124 млн. лет [1]. Дайковые и гипабиссальные магматиты близодновременны вулканитам.

Вулканиты классифицируются, с некоторой долей условности, как шошониты, лейцитовые фонотефриты, тефрифенолиты, щелочные латиты и щелочные трахиандезиты, щелочные трахиты. Интрузивно-дайковая фация образована щелочными габброидами ряда «эссексит-шонкит» (петрографически, это – минетты), бостонитами, вишневит- и нефелин-содержащими тингуайтами (редки).

По величине щёлочно-известкового индекса (≤ 50), содержаниям оксидов щелочей (8,8–12,1 %) и их отношениям комплекс принадлежит щелочной высококалийевой серии.

Геодинамическая обстановка формирования бокурского комплекса

Традиционно позднемезозойские щелочные магматиты Алданского щита увязывали с процессами рифтогенеза, обусловленного мезозойской тектонической активизацией этой глобальной структуры. Ещё в начале 1980-х годов Е.П. Максимовым [2] было отмечено, что, несмотря на наличие в составе магматитов из зон позднемезозойской ТМА Алдана ряда т.н. «надсубдукционных» характеристик, совокупность геологических и геофизических данных свидетельствует о проявлении на АЩ *рифтогенного режима* в позднем мезозое.

Более поздние модели мезозойского магматизма АЩ связывали его проявления либо с коллизионными событиями при столкновении Восточно-Сибирской и Китайской плит, либо с обстановкой континентальной трансформной окраины калифорнийского типа. Имеются указания и на возможную его надплумовую либо надсубдукционную природу.

Результаты дискриминантного геодинамического анализа бокурского комплекса. Учитывая противоречивость имеющихся представлений о геодинамической обстановке становления раннемеловых калиевых магматитов АЩ, и с целью получения дополнительных критериев геодинамических условий формирования бокурского комплекса, автор использовал серию дискриминантных диаграмм, позволяющих различать магматические породы, формировавшиеся в различных геодинамических ситуациях. Были применены дискриминантные диаграммы Г.Б. Ферштатера [3], А.Д. Симонова [4], А.В. Гребенникова [5, 6], Д. Мюллера и Д.И. Гроувза [7].

Анализ положения составов бокурских вулканоплутонитов на диаграмме «Rb-Sr» (рис. 1) Г.Б. Ферштатера [3] позволил заключить:

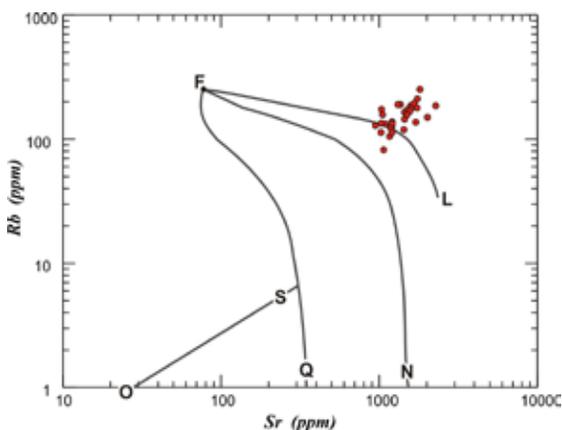


Рис. 1. Дискриминантная геодинамическая диаграмма «Rb-Sr» Г.Б. Ферштатера (по [3]) для пород бокурского комплекса. Области составов пород, характерные для разных геодинамических режимов: OSQ – производные океанических толеитов; QFN – производные континентальных толеитов; NFL – производные континентальных андезитов. Выше линии FL – область производных щёлочно-базитовой магмы.

1) отсутствие закономерного увеличения Rb/Sr отношения в ряду «основные – средние породы» свидетельствует в пользу *иного, чем фракционирование*, механизма становления этой серии пород; 2) распределение фигуративных точек пород комплекса в области составов (выше линии FL), характерных для «магматических пород стабильных зон, сублатформенных стадий развития подвижных зон, заложенных на континентальной коре», вполне согласуется с геологической позицией комплекса. Родоначальная магма подобных образований – калиевая щелочно-базальтовая.

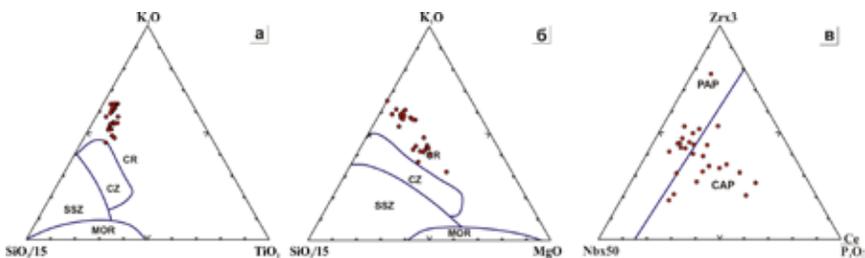


Рис. 2. Составы пород бокурского комплекса на дискриминантных диаграммах Д.А. Симонова (а, б), по [4] и Д. Мюллера – Д.И. Гроувза (в), по [7]. Поля составов магматитов типовых геодинамических обстановок, по [4]: MOR – срединно-океанических хребтов; SSZ – надсубдукционных обстановок; CZ – областей континентальной коллизии; CR – континентальных рифтов. Поля составов магматических дуг, по [7]: CAP – континентальных, PAP – постколлизионных

На диаграммах Д.А. Симонова (рис. 2 а, б), способных дискриминировать вулканоплутонические породы из областей межконтинентальной коллизии, океанического спрединга, субдукции и континентального рифтинга, бокурские образования занимают поля *континентально-рифтогенных* магматитов, подобных породам африканских рифтов.

Схожая ситуация наблюдается на дискриминантных диаграммах геодинамических обстановок А.В. Гребенникова [5, 6], позволяющих отличать магматические породы надсубдукционного (островодужного и окраинно-континентального) типа от магматитов, образованных в обстановках скольжения плит. На двух из трёх диаграмм этого автора (рис. 3) бокурские вулканоплутониты уверенно занимают поля пород из областей скольжения плит, что *в принципе* согласуется с результатами дискриминантного анализа на диаграммах Д.А. Симонова.

По-иному трактуется геодинамическая обстановка формирования комплекса *лишь* при использовании дискриминантных геодинамических диаграмм Д. Мюллера-Д.И. Гроувза [7], на которых фигуративные точки бокурских магматитов располагаются в полях образований т.н. «континентально-рифтогенных» магматитов.

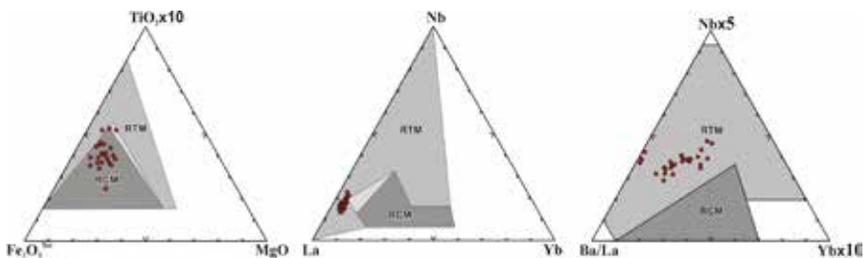


Рис. 3. Положение составов пород бокурского комплекса на дискриминантных диаграммах А.В. Гребенникова, по [5, 6]. Поля магматитов различных обстановок: RTM – трансформных окраин; RCM – конвергентных границ плит; треугольники со светло-серой заливкой – участки перекрытия полей различных обстановок.

нентальных вулканических дуг» и «постколлизийных дуг» (рис. 2 в). Если принимать термин «континентальные дуги» как указание на их принадлежность к обстановке активной континентальной окраины (АКО), то следует отнести щелочные вулканы и плутоны комплекса к производным *надсубдукционной* обстановки. При этом важно подчеркнуть, что в **типичных надсубдукционных** обстановках *подобные* породы не известны нигде в мире.

К тому же, нельзя не учитывать такое, немаловажное, обстоятельство: большой ряд составов вулканических пород, принятых Д. Мюллером и Д.И. Гроувом за *эталонные* для «континентальных островных дуг» (напр., породы Римской магматической провинции, Эоловой и Кикладской островных дуг, рифта Рио-Гранде), далеко *не всеми* исследователями принимаются за производные *надсубдукционных* дуг. Как показывает анализ публикаций, вопрос о геодинамической обстановке формирования Эоловой и Кикладской дуг, Римской магматической провинции решается весьма не однозначно.

Имеется не менее трёх альтернативных точек зрения на геодинамическую обстановку становления не только Эоловой и Кикладской дуг, но и всего Центрального Средиземноморья: одна, действительно, представляет вулканические дуги Средиземноморья как структуры *надсубдукционные*¹ (напр., работы Ф. Барберри (F. Barberi) с коллегами); другие относят эти вулканы либо к *внутриплитным* образованиям, связанным с действием плюмов (Г. Лавеккья (G. Lavecchia) с соавторами и К. Белл (K. Bell) с коллегами, Д. Гасперини (D. Gasperini) и соавторы), либо *увя-*

¹ Но субдуцирует здесь *не океаническая*, а континентальная плита, под континентальную же; возможность подобного механизма сама по себе вызывает сомнения у ряда исследователей, в том числе, автора статьи.

зывают их происхождение с *постколлизсионной* обстановкой (П. Митропулос (P. Mitropoulos) и соавторы; Р. Маццуоли (R. Mazzuoli) и коллеги) или *пассивным* расширением континентальной литосферы (Б. Саболч (B. Szabolcs) и коллеги).

Возвращаясь, с учётом сказанного, к вопросу несогласованности результатов, полученных для бокурского комплекса на диаграммах Г.Б. Ферштатера, А.В. Гребенникова и Д.А. Симонова, с одной стороны, и диаграммах Д. Мюллера и Д.И. Гроувза, с другой, приходим к заключению о необходимости внесения *корректиры* в диаграммы последних авторов, с выделением на них полей обстановок *окраинно-континентального рифтинга*.

Подытоживая результаты геодинамического дискриминирования образований бокурского комплекса, следует подчеркнуть: распределение составов пород на *подавляющем* большинстве использованных диаграмм свидетельствует о континентально-рифтогенном (или близком к нему, по сути) происхождении магматитов рассматриваемого комплекса, что вполне согласуется с предложенной ранее трактовкой геодинамической позиции становления магматитов зон позднемезозойской ТМА АЩ.

На основе наблюдаемого, по многим параметрам, *несоответствия* составов пород бокурского комплекса *типичным* надсубдукционным образованиям [8], и при учёте геофизических сведений и результатов геодинамической типизации его пород на диаграммах Г.Б. Ферштатера, Д.А. Симонова и А.В. Гребенникова, *наиболее приемлемой* представляется идея о становлении этого комплекса в условиях континентального рифтинга, связанного с геодинамической обстановкой скольжения литосферных плит. Такая позиция совпадает с ранее высказанными сообщениями о геодинамике становления раннемеловых щелочных и щелочно-земельных пород как ККЮМП, так и других позднемезозойских магматогенных провинций АЩ, основанными на анализе их состава, геологического положения и данных геофизических исследований (работы О.А. Богатикова, А.Я. Кочеткова, Е.П. Максимова, А.О. Морина, Л.М. Парфёнова, В.Ф. Полина с их соавторами; и др.).

Представляется, что появление в пределах ККЮМП раннемеловых вулканитов и плутонитов рифтогенного типа отражает начальные фазы деятельности в провинции двух крупных сдвиговых систем: Кеткапской и Кондёр-Ингилийской, с опережающими их разломами второго и более высоких порядков. Очевидно, сдвиги эти определяли не только общий структурный план, но и всю меловую геодинамику ККЮМП. В результате сдвиговой активности, на границе юры и раннего мела здесь возникали локальные зоны растяжения (типа «pull apart basins»), охватывавшие

не только верхнюю часть земной коры, но и распространявшиеся вглубь, до верхнемантийного уровня. По-видимому, это и послужило одной из причин проявлений в ККЮМП щелочного вулканоплутонизма, во многом сходного с рифтогенным.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Дальневосточного геологического института ДВО РАН.

Литература

1. Полин В.Ф., Глебовицкий В.А., Мицук В.В., Киселёв В.И., Будницкий С.Ю., Травин А.В., Ризванова Н.Г., Баринов Н.Н., Екимова Н.И., Пономарчук А.В. Двухэтапность становления щелочной вулканоплутонической формации в Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита: новые данные изотопной периодизации // ДАН. 2014. Т. 459. № 1. С. 67–72.
2. Максимов Е.П. Мезозойский магматизм Алданского щита как индикатор тектонического режима // Геология и геофизика. 1982. № 5. С. 11–19.
3. Ферштатер Г.Б. Rb-Sr – диаграммы для анализа геодинамического режима образования магматических серий // Ежегодник-1980: Информационные материалы. Свердловск, 1981. С. 86–88.
4. Симонов Д.А. Геодинамические обстановки проявления позднекайнозойского вулканизма Эгейско-Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса / Автореф. канд. дис-и. М.: МГУ. 1998. 27 с.
5. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I. Pacific-type transform and convergent margins: igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // International Geology Review. 2020. P. 2-29. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1848646>
6. Гребенников А.В., Ханчук А.И. Геодинамика и магматизм трансформных окраин Тихоокеанского типа. Основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 1. С. 3–24. DOI: 10.30911/0207-4028-2021-40-1-3-24.
7. Miller D., Groves D.I. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization // Mineral Resource Reviews, Springer Nature. 2019. P. 31-71.
8. Полин В.Ф., Сахно В.Г. Петрогенезис щелочных вулканитов Кеткапско-Юнской магматической провинции Алдана // ДАН. 2004. Т. 394. № 3. С. 364–367.

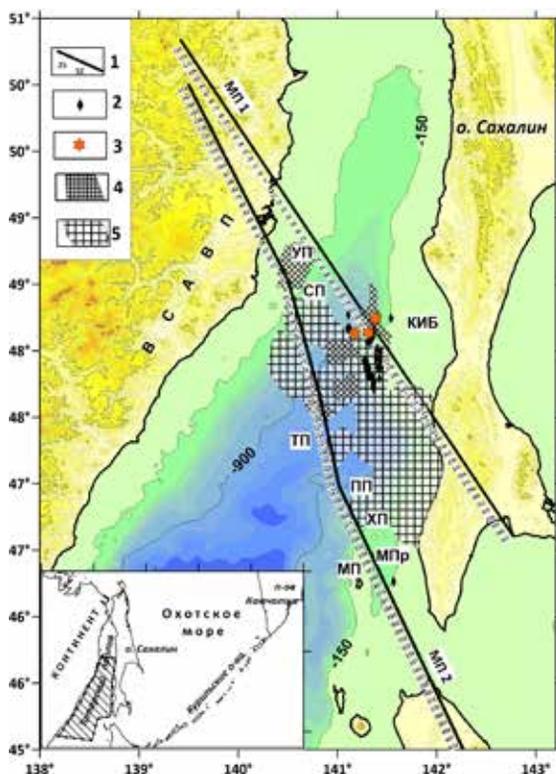
ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО БАССЕЙНА И АНОМАЛИИ МЕТАНА

**Прошкина З.Н., Валитов М.Г., Телегин Ю.А.,
Ли Н.С., Сигеев И.А.**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток,
pro-zo@yandex.ru, valitov@poi.dvo.ru, telegin@poi.dvo.ru, lee@poi.dvo.ru*

Изучение Татарского трога, начатое еще в 70-х годах XX века, показало его перспективность в нефтегазоносном плане. Здесь был проведен комплекс геологических и геофизических работ, как в региональном масштабе, так и детальные поисковые работы [1]. Однако глубинная структу-

Рис. 1. Обзорная карта района исследования, изолинии в м: 1 – профили плотностного моделирования, с отметками в км; 2 – факельные выходы; 3 – места обнаружения газогидратов; 4 – области повышенных концентраций газов в осадке; 5 – области высоких значений потока метана на границе вода-атмосфера. Сокращенные названия основных структурных элементов: Поднятия: ВСАВП – Восточный Сихотэ-Алиньский вулканический пояс; СП – Совгаваньское поднятие, ПП – Пионерское поднятие, КИБ – Красногорско-Ильинский блок, МП – Монеронское поднятие. Прогибы: ТП – Тернейский прогиб, УП – Успенский прогиб, ХП – Холмский прогиб, МПр – Монеронский прогиб [1]. На врезке положение района работ.



ра Татарского трога до сих пор остается слабо изученной, его фундамент более-менее описан в пределах континентального склона, представленного подводным продолжением Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканического пояса (ВСАВП) и на западном шельфе Сахалина, где в районе о-ва Монерон была пробурена скважина, вскрывшая древний докайнозойский фундамент [1, 2].

С 2017 по 2022 гг. в Татарском проливе Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева (ТОИ) ДВО РАН было прове-

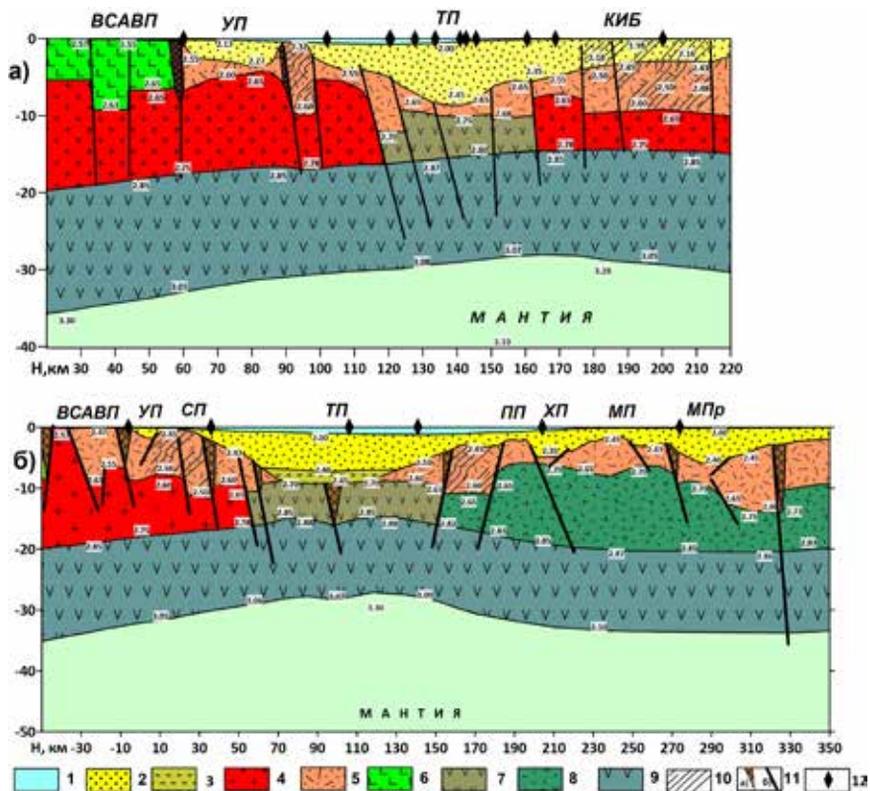


Рис. 2. Структурно-плотностные разрезы по МП 1 (а) и МП 2 (б). 1 – водный слой; 2 – осадочный слой; 3 – уплотненные осадки; 4 – «гранитный слой» слой; 5 – вулканогенно-осадочный слой; 6 – покровные вулканические комплексы на суше; 7 – слой редуцированной сиалической коры; 8 – фундамент вулканического происхождения; 9 – базальтовый слой; 10 – разуплотненные блоки; 11 – разломы: а) по результатам моделирования; б) приуроченные к границам блоков; 12 – локализация газопроявления в толще воды, факельные выходы, поднятые газогидраты. Цифры в белых прямоугольниках – плотность г/см³. Сокращенное название структур см. на рис. 1.

дено несколько комплексных геолого-геофизических экспедиций, целью которых было изучение условий и механизмов формирования Японского моря, Татарского пролива и изучение корреляции распространения газо-флюидных потоков с сетью тектонических разломов. Полученные результаты показали, что над структурами западного шельфа Сахалина, тяготеющих к Южно-Татарскому бассейну, наблюдаются повышенные концентрации газовых компонент, как в воде, так и в осадках [3, 4]. С целью изучения глубинного строения структур, в пределах которых получены аномально высокие показатели газовых концентраций, было проведено структурно-плотностное и петромагнитное моделирование по двум профилям МП 1 и МП 2 (рис. 1). Моделирование проводилось по общепринятой методике с привязкой модельных профилей к сейсмическим опорным разрезам [1, 5], а также были использованы данные по осадочному чехлу [1] и геологическая информация по суше [6, 7].

В результате комплексного анализа распределения плотностных и магнитных свойств по глубине, были выявлены характерные неоднородности в земной коре, слагающей структуры центральной части Южно-Татарского бассейна (рис. 2). По данным моделирования установлено, что Тернейский прогиб, являющийся ключевой структурой в Южно-Татарском осадочном бассейне, представлен рифтом, сформировавшим центральную часть прогиба, что подтверждается сокращением мощности земной коры в глубоководной части профилей МП 1 и МП 2, увеличением плотностных и магнитных свойств, а также наличием разломных зон, ограничивающих структуру с северо-запада и юго-востока (рис. 2 б).

Процесс рифтинга северную часть Тернейского прогиба затронул в меньшей степени, что отражено на разрезе МП 1 (рис. 2 а). По результатам моделирования было установлено, что фундамент Красногорско-Ильинского блока, который примыкает с северо-востока к Тернейскому прогибу, также менее всего затронут вулканической переработкой, так как в подошвенной его части выявлен слой пониженной плотности, вероятно, «гранитного» состава. На наш взгляд, благодаря глубинному теплопереносу по ослабленным зонам из центральной части рифта к верхней коре структур, в составе которых сохранились породы сиалического ряда, могут создаваться благоприятные условия для протекания процессов гидротермального литогенеза и формирования нефтегазовых отложений [8].

Литература

1. Жаров А.Э., Кириллова Г.Л., Маргулис Л.С., Чуйко Л.С., Куделькин В.В., Варнавский В.Г., Гагаев В.Н. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива; отв. ред. Кириллова Г.Л. Владивосток: ДВО РАН. 2004. 220 с.

2. Симаненко В.П., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Симаненко Л.Ф., Чашин А.А. Меловые комплексы фронтальной зоны Монероно-Самаргинской островной дуги: геохимические данные по базальтам глубокой скважины о. Монерон (Японское море) // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 1. С. 30–51.
3. Валитов М.Г., Ли Н.С., Яцук А.В., Прошкина З.Н., Пономарева А.Л., Калинин В.В., Плетнев С.П., Марьина Е.Н., Обжиров А.И., Шакиров Р.Б., Швалов Д.А., Бовсун М.А. Комплексные геолого-геофизические и океанографические исследования в Японском море и Татарском проливе (85-й рейс НИС «Академик М.А. Лаврентьев» // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. С. 104-109. DOI: 10.30911/0207-4028-2020-39-3-104-109.
4. Шакиров Р.Б., Валитов М.Г., Сырбу Н.С., Яцук А.В., Обжиров А.И., Мишуков В.Ф., Лифанский Е.В., Мишукова О.В., Саломатин А.С., Швалов Д.А. Потоки метана на границе вода-атмосфера в южной части Татарского пролива Японского моря: Особенности распределения и изменчивости // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 9. С. 1215–1230. DOI: 10.15372/GiG2019184.
5. Зверев С.М., Тулина Ю.В. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М.: Наука. 1971. 285 с.
6. Валуй Г.А. Петрология гранитоидов и дифференциация расплавов в малоглубинных условиях (Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс). Владивосток: Дальнаука, 2014. 246 с.
7. Геологическая карта: М-54 (Александровск-Сахалинский). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Третье поколение. Дальневосточная серия. Геологическая карта дочетвертичных образований, масштаб: 1:1000000, серия: Дальневосточная, составлена: ФГБУ «ВСЕГЕИ». 2016. ред.: В.Н. Зелепугин.
8. Коробов А.Д., Коробова Л.А., Колотухин А.Т., Мухин В.М., Елисеева Л.В. Гидротермальный литогенез и его роль в формировании рифтогенно-осадочного нефтегазоносного комплекса платформ // Известия Саратовского университета. Сер. Науки о Земле. 2012. Т. 12. № 1. С. 47–56.

НАТУРНОЕ ТЕСТИРОВАНИЕ 3D ИНВЕРСИИ МАГНИТОВАРИАЦИОННЫХ ТИППЕРОВ

Старжинский С.С.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
ss_stars@poi.dvo.ru*

Широкое использование в последнее время магнитотеллурических (МТ) и магнитовариационных (МВ) методов исследования геоэлектрического строения глубоких слоёв Земли основано на регистрации естественных вариаций теллурических токов и геомагнитного поля в широком диапазоне периодов. Обработка полученных цифровых записей позволяет получить частотные зависимости импедансов и типперов, служащих основой для построения моделей геоэлектрического строения в процессе выполнения их интерпретации.

Основным методом интерпретации МТ и МВ данных в последнее время является выполнение их 3D инверсии, основанной на решении регуляризованной обратной задачи, для достижения однозначности и устойчивости которого требуется выполнять большой объём компьютерных расчётов с заданием различных стартовых моделей среды, размерностей используемых сеток и с оценкой чувствительности решения к контрастностям удельных электрических сопротивлений (УЭС) блоков земной коры (ЗК) и верхней мантии (ВМ), а в некоторых случаях и инвертировать контрольные цифровые модели разреза.

С другой стороны, существует возможность оценки способности метода 3D инверсии выделять поверхностные проводящие неоднородности, положение и форма которых хорошо известны. Под этими неоднородностями будут пониматься морские заливы и бухты, для которых контуры и глубины определены на топографических и батиметрических картах. В дополнении к этому УЭС морской воды $\rho \approx 0.3 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ обеспечивает большую контрастность по УЭС с большинством горных пород, слагающих ЗК и обладающих удельными электрическими сопротивлениями в диапазоне от 10 до нескольких тысяч Ом·м.

Таким образом, проводя регистрацию геомагнитных вариаций вблизи подобных неоднородностей и выполняя 3D инверсию, получаемых в результате типперов, чувствительных к горизонтальным градиентам УЭС [1], можно оценить возможности метода МВ зондирования по их выделению на натуральных моделях разрезов.

При обработке трёх H_x, H_y, H_z компонент, зарегистрированных магнитных вариаций используется линейная связь между ними в частотной области

$$H_z(f) = A(f)H_x(f) + B(f)H_y(f), \quad (1)$$

где комплексные коэффициенты A, B (типперы) зависят от частоты f и распределения УЭС в геоэлектрическом разрезе. На основе рассчитанных коэффициентов A и B были определены индукционные стрелки (рис. 1) в двух пунктах ОТР и МРV на противоположных берегах залива Находка. Стрелки на коротком периоде 15.8 с направлены в область ближайшего шельфа, а на длинном периоде 1581.2 с направлены перпендикулярно простиранию материкового склона.

3D инверсия экспериментальных зависимостей $A(f), B(f)$ выполнялась путём решения обратной задачи магнитовариационного зондирования (МВЗ) для различных стартовых моделей, позволяющих построить результирующую модель геоэлектрического разреза, оптимально удовлетворяющую экспериментальным данным. Для выполнения инверсии была использована программа трёхмерного моделирования ModEM [2].

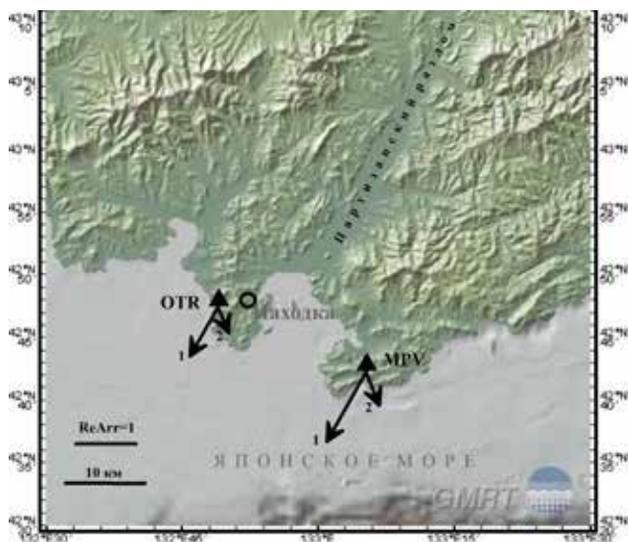


Рис. 1. Карта рельефа района исследований с расположением пунктов измерений (треугольники) и ориентацией на них реальных индукционных стрелок в конвенции Паркинсона на периоде 15.8с (1) и 1581.2 с (2). Карта рельефа построена с использованием программы GeoMapApp (<http://www.geomapapp.org>) [1].

Все расчёты по выполнению инверсии проводились с использованием оборудования ЦКП «Дальневосточный вычислительный ресурс» ИАПУ ДВО РАН на многопроцессорном вычислительном кластере IRUS17 (<https://www.cc.dvo.ru>).

Размерность используемой сетки была $86 \times 86 \times 53$ ячеек по осям x , y , z , соответственно, Начало модельной системы координат помещалось в пункте ОТР. В горизонтальной плоскости в центральной части сетки размером 60×60 ячеек размер ячейки был 4×4 км и к краям сетки он увеличивался в геометрической прогрессии со знаменателем 1.25, что определяет область моделирования $\approx 926 \times 926$ км. По оси z вниз размер первой ячейки составлял 30 м и увеличивался с глубиной в геометрической последовательности со знаменателем 1.28.

Стартовые модели разреза задавалась как однородным полупространством с УЭС $\rho = 100$ Ом·м, так и полупространством включающем водную толщу прибрежной части Японского моря с учётом её батиметрии и УЭС равным 0.3 Ом·м. При этом в глубоководной части моря глубины составляли 3.2 км и 0.26 км. В последнем варианте рассматривалось мелководное море.

Экспериментальные значения типперов задавались на 14-ти периодах на интервале 15.8-8891.4 с. Их ошибка задавалась равной 0.02. Близость экспериментальных значений типперов к предсказанным по результирующей модели значениям оценивалась по нормированному среднеквадратическому отклонению и составила для результирующей модели 3.2.

На рис. 2 показан горизонтальный срез результирующей модели в области глубин 496-664 м. Хорошо видна проводящая зона под дном залива Находка, продолжающаяся и на суше в направлении Партизанского разлома. Выделяемая аномальная зона в полученной модели просматривается, начиная с глубин в первые десятки метров и до глубин в первые км. Если на малых глубинах можно полагать, что аномальный эффект вызывается проводящей водной толщей и осадками залива Находка, то на километровых он, по-видимому, обусловлен зоной дробления Партизанского разлома и её повышенной электрической проводимостью, которая может обеспечиваться мантийными флюидами. Выделенная поверхностная аномалия просматривается со всеми стартовыми моделями и глубинами моря, что говорит о надёжности её локализации. В самой верхней части её контуры практически очерчивают побережье залива Находка с его глубинами от 10 до 50 м.

Если существование проводящей зоны в верхах ЗК в модели как-то можно связать с особенностями тектонического строения района, то

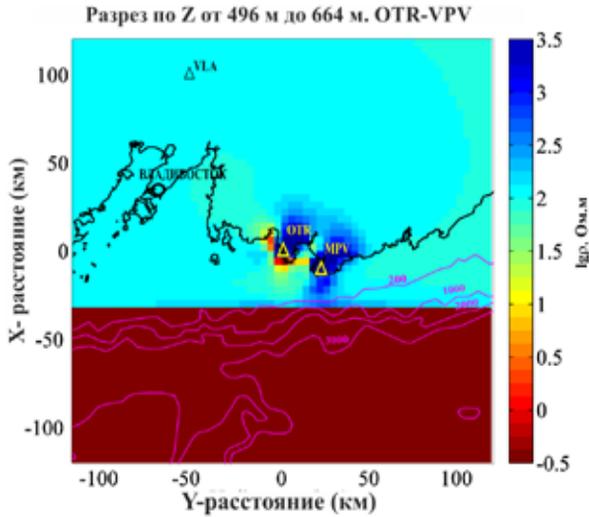


Рис. 2. Горизонтальный срез результирующей модели в диапазоне глубин 496–664 м. Треугольниками показано расположение пунктов измерений. Чёрной линией изображена береговая черта. Глубины моря в м. Окрашенный прямоугольник в нижней части-море в стартовой модели.

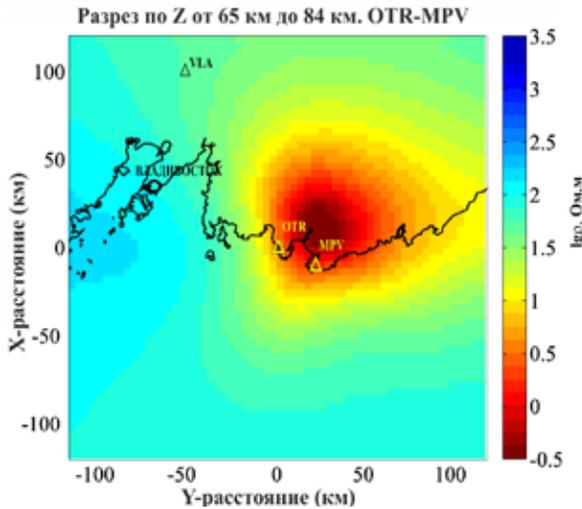


Рис. 3. Горизонтальный срез результирующей модели в диапазоне глубин 65–84 м. Треугольниками показано расположение пунктов измерений. Чёрной линией изображена береговая черта.

выделяемое в модели проводящее тело, погружающееся под континент от нижнекоровых до верхнемантийных глубин около 140 км, требует дальнейших исследований. Горизонтальный срез этого тела изображён на рис. 3.

В этой его части оно расположено практически под пунктами измерений и если предположить его обусловленность зоной частичного плавления пород, то можно ожидать и подъём флюидов к верхам ЗК, что и обусловит повышенную проводимость зоны дробления Партизанского разлома.

Необходимо отметить, что аномальные области выделены на фоне региональных поверхностных проводящих неоднородностей, представленных шельфовыми и глубоководными частями Японского моря и определяющих ориентацию индукционных стрелок, изображённых на рис. 1.

Литература

1. Campanya J., Ogaya X., Jones A.G., Rath V., Vozar J., Meqbel N. The advantages of complementing MT profiles in 3-D environments with geomagnetic transfer function and interstation horizontal magnetic transfer function data: results from a synthetic case study // *Geophys. J. Int.* 2016. V. 207. P. 1818-1836.
2. Ryan W.B.F., Carbotte S.M., Coplan J.O., O'Hara S., Melkonian A., Arko R., Weissel R.A., Ferrini V., Goodwillie A., Nitsche F., Bonczkowski J., and Zemsky R. Global Multi-Resolution Topography synthesis // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2009. V. 10. Q03014. doi: 10.1029/2008GC002332
3. Egbert G.D., and Kelbert A. Computational recipes for electromagnetics inverse problems // *Geophys. J. Int.* 2012. V. 189. P. 251-267. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05347.x

ВОЗРАСТНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ГАЙОТОВ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (ТИХИЙ ОКЕАН)

Сьедин В.Т.¹, Плетнев С.П.¹, Седышева Т.Е.²

¹*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, Владивосток*

²*ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург*

sedin@poi.dvo.ru

Магеллановы горы расположены в южной части северо-западного сектора Тихого океана. Это - один из наиболее изученных объектов Мирового океана в геолого-геофизическом отношении. Магеллановы горы как объект изучения давно интересуют геологов. С практической точки зрения они привлекают к себе внимание, прежде всего, как место крупных скоплений кобальтосодержащих Fe-Mn образований в рудных корках (средняя мощность корок 9–12 см, максимальная – достигает 45 см), реальные запасы которых еще предстоит оценить. В научном плане гайоты Магеллановых гор представляют собой интерес как типичные структуры вулканического происхождения Тихого океана. Немаловажное значение такого повышенного внимания к Магеллановым горам имеет и тот факт, что основная часть гайотов Магеллановых гор расположена в нейтральных водах и, в тоже время, достаточно близко к территории большинства стран, активно занимающихся геологическими исследованиями океана. В марте 2015 г. Международный орган по морскому дну при ООН (МОМД ООН) закрепил за нашей страной 4 гайота (Говорова, Вулканолог, Альба и Коцебу) для проведения на них поисково-разведочных работ. Этот факт имеет большое значение для нашего повышенного внимания к изучению гайотов Магеллановых гор.

В изучении Магеллановых гор активное участие, кроме России, принимают Япония, Китай, Южная Корея и США. В нашей стране наиболее значительная роль в изучении гайотов Магеллановых гор на данном этапе исследований принадлежит АО «Южморгеология». В период с 2000 и по настоящее время АО «Южморгеологией» проведены многочисленные экспедиции (около 20) на НИС «Геленджик», в которых был получен обширный каменный материал по магматическим и осадочным породам Магеллановых гор. Комплексная обработка этого материала легла в основу настоящей работы.

Целью настоящей работы является: Выделение возрастных вулканических комплексов и геологических (тектоно-магматических и палеогеографических) этапов эволюции гайотов Магеллановых гор.

На самом раннем этапе изучения Магеллановых гор исследователи обратили внимание, что эти структуры сложены разновозрастными геологическими (в т.ч. и вулканическими) образованиями. Разными авторами выделялись 2 (нижний или ранний; верхний или поздний) или 3 (ранний, средний, поздний) возрастных вулканических комплекса как для отдельных гайотов, так и для всех Магеллановых гор [1-4]. Однако, четкие морфологические привязки и возрастные параметры для выделенных комплексов обычно отсутствуют.

В настоящее время на основе имеющихся определений изотопного возраста, биостратиграфических данных, а также материалов глубоководного бурения нами на гайотах Магеллановых гор выделены 5 крупных возрастных вулканических комплекса: 1 - позднеюрско-раннемеловой (самый ранний мел - ~160-140 (?) млн лет); 2 – раннемеловой (поздний баррем (?)-апт-альбский – ~127-96 млн лет); 3 – позднемеловой (позднесеноман (?)-турон-раннекампанский - ~95-76 млн лет); 4 – позднемеловой (позднекампан-маастрихский - ~74.5-66.0 млн лет); 5 – кайнозойский – 66-0 млн лет. Каждый из них соответствует определенному тектоно-магматическому этапу эволюции Магеллановых гор, а также характеризует конкретное морфологическое пространство гайотов (основание или пьедестал, основное тело, небольшие осложняющие наложенные структуры 2-го порядка) и геохимические особенности слагающих их вулканических пород [5]. В основу этого разделения положены многочисленные (71 датировка) определения изотопного возраста, полученные нами К-Аг методом в одной лаборатории (аналитик В.А. Лебедев, ИГЕМ РАН). Эти и опубликованные данные (всего 122 датировки по 12 гайотам - К-Аг (78 определений) и ^{39}Ar - ^{40}Ar (44 определения) методы использованы в настоящей работе. Они располагаются в возрастном диапазоне 15 – 129 млн лет (средний миоцен - баррем).

Позднеюрско-раннемеловой (1-ый комплекс) возрастной вулканический комплекс не подтвержден изотопными датировками по породам, поднятых с гайотов Магеллановых гор. Его выделение основывается на общей геологической ситуации в этой части Тихого океана, а также на материалах бурения. Большинство исследователей считает, что эта часть Тихого океана сформировалась в позднеюрско-раннемеловое время [1-3, 5-8 и др.]. В скв. 801С (котловина Пигафетта), расположенной несколько северо-восточнее Магеллановых гор, вскрыт щелочной силл позднеюрского (157.4 ± 0.5 млн. лет) и толеитовые базальты среднеюрского (166.8 ± 4.5 млн. лет) возраста [9]. Этот факт позволяет уверенно говорить о проявлении щелочного магматизма в позднеюрское время в данном районе. Палеонтологически охарактеризованные осадочные породы этого возрастного интервала отсутствуют. Наиболее древние породы имеют аптский (125-120 млн. лет) возраст [5, 10]. Вероятно, мы можем говорить

о позднеюрско-раннемеловом времени проявлении вулканизма первого комплекса, в результате которого, скорее всего, на рубеже юры и мела (около 150 млн лет) и были сформированы основания (пьедесталы, или цоколи, до 4500-4000 м) гайотов Магеллановых гор.

Раннемеловой - позднебаррем(?) - апт-альбский (2-ой комплекс) возрастной вулканический комплекс выделяется на основании многих датировок, полученных по гайотам, и подтверждается материалами глубоководного бурения. Определения в интервале 129 – 96 млн. лет (баррем-ранний апт-ранний сеноман) в количестве 39 датировок имеются для 7-и гайотов – Говорова, Коцебу, Альба, Федорова, Ита-Май-Тай, Бутакова и Кесада. Они получены как K-Ar (12 датировок), так и Ar-Ar (27 датировки) методом (рис). Наиболее древние определения (от 129.0 ± 2.0 до 117 ± 0.9 млн лет) получены Ar-Ar методом для гайотов Кесада, Коцебу, Говорова и Ита-Май-Тай [11, 12]. В скв. 462А, 800А и 802 вскрыты базальтовые силлы соответственно раннеальбского (110 ± 3 млн. лет), позднебарремского (126.1 ± 0.7 и 126.1 ± 0.9 млн. лет) и позднеаптского (114.6 ± 3.2 млн. лет) возрастов [8, 9]. Кроме этого, в нескольких скважинах (скв. 585; 800А; 801С) DSDP и ODP, расположенных вблизи гайотов, разбурены мощные толщи (до 300 м) вулканокластических осадков (турбидитов) апт-альбского возраста [2, 5, 8, 13]. Согласно имеющимся геологическим данным по осадочным породам, в апт-альбское время на гайотах накапливались грубообломочные терригенные осадки – конгломераты, гравелиты и песчаники, а сами гайоты в это время представляли собой архипелаг островов [5, 10]. Выход вершин некоторых гайотов на поверхность также подтверждается наличием образцов красноцветно измененных базальтов – такие изменения происходят на воздухе. Все указанные данные свидетельствуют о том, что в раннемеловое (апт-альбское, вероятно, от позднего баррема до раннего сеномана - 127 – 96 млн. лет) время район Магеллановых гор и сами гайоты представляли собой область активного вулканизма. Это позволяет уверенно выделять для гайотов Магеллановых гор раннемеловой (позднебаррем(?)- апт-альбский) возрастной вулканический комплекс и отвечающий ему тектоно-магматический этап.

Познемеловой - поздний сеноман (?) - турон-раннекампанский (3-ий комплекс) возрастной вулканический комплекс также выделяется на основании многих датировок радиоизотопного возраста и подтверждается материалами глубоководного бурения. Определения в интервале 95–76 млн лет (поздний сеноман-ранний кампан) в количестве 44 датировки имеются для 9 из 11 гайотов, по которым имеются определения возраста (рис). Они получены как K-Ar (29 датировок), так и Ar-Ar (15 датировок) методом. Наибольшее количество датировок этого возраста имеется для четырех гайотов: Коцебу (9), Альба (8), Паллада (10) и Ита-Май-Тай (4).

Значительная часть определений (15 из 44 датировок) получены Ar-Ar методом [11, 12]. Определения, полученные Ar-Ag методом, имеются для четырех гайотов: Гордина, Альба, Паллада и Федорова (рис). В целом они располагаются в интервале 95.6–85.8 млн лет (поздний сеноман-турон-коньяк). Датировки, полученные K-Ag методом, имеются для 7-ми гайотов (рис) и располагаются в интервале 95.6–76.0 млн лет (поздний сеноман-ранний кампан). В скв. 802 ODP разбурены сеноман(?)-коньяк-позднекампанские вулканокластические турбидиты, формирование толщ которых совпадает по времени с 3-им и 4-м вулканическими комплексами. В позднемеловое (позднесеноман-турон-раннекампанское - 95–76 млн. лет) время гайоты Магеллановых гор представляли собой область активного вулканизма, а вершинные части гайотов выходили на поверхность, о чем свидетельствует наличие красноцветно измененных базальтов и находки малакофауны в осадочных отложениях этого возраста [5, 10]. Это позволяет уверенно выделять в эволюции гайотов

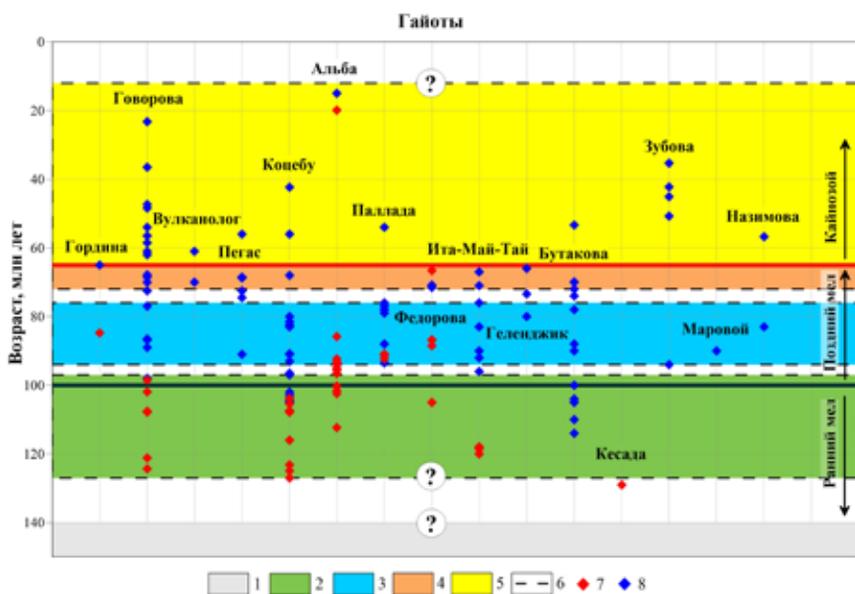


Рис. Время проявления вулканизма и тектоно-магматические этапы на гайотах Магеллановых гор.

1 - 5 – тектоно-магматические этапы: 1- позднеюрско-раннемеловой, 2- раннемеловой (поздний баррем (?)-апт-альбский, 3 - позднемеловой (позднесеноман (?)-турон-раннекампанский), 4 - позднемеловой (позднекампан-маастрихский), 5 – кайнозойский; 6 – границы этапов; 7 – определения, полученные K-Ag методом; 8 - определения, полученные Ar-Ag методом.

Магеллановых гор позднемеловой - поздний сеноман(?)-турон-раннекампанский возрастной вулканический комплекс и отвечающий ему тектоно-магматический этап. Скорее всего, породы этого комплекса, наряду с образованиями 2-го (раннемелового) комплекса формируют основное тело гайотов. – от глубин 4000-3500 м до их современных вершин.

Позднемеловой - позднекампан-маастрихский (4-ый комплекс) возрастной вулканический комплекс выделяется нами на основании многих датировок, полученных по гайотам Магеллановых гор, и подтверждается материалами глубоководного бурения в прилегающих к гайотам котловинах Сайпан и Пигафетта. Определения в интервале 74.5-66 млн лет (поздний кампан-маастрихт) в количестве 21 датировок имеются для 8 из 11 гайотов, по которым выполнены определения возраста (рис). Они получены главным образом К-Аг методом и только одно определение (гайот Федорова) получено Ar-Ag методом (рис). В скважинах, которые располагаются вблизи гайотов Ита-Май-Тай и Федорова (скв. 199, 585, 802), разбурены кампан-маастрихтские турбидиты с прослоями вулканических туфов и гиалокластитов [2, 3, 13].. Это свидетельствует о проявлении активного вулканизма в самом конце позднемелового (позднекампан-маастрихт) времени на гайотах. Все указанные данные свидетельствуют о том, что в самом позднем мелу гайоты Магеллановых гор, после незначительного перерыва в раннекампанское время, вновь стали областью активного вулканизма. Всё это позволяет выделять в эволюции гайотов Магеллановых гор позднемеловой позднекампан-маастрихтский возрастной вулканический комплекс и отвечающий ему тектоно-магматический этап. Однако интенсивность позднекампан-маастрихтского вулканизма (4-ый комплекс, 21 датировка) была значительно слабее по отношению к магматизму позднесеноман-турон-раннекампанского (3-ий комплекс, 44 датировки). На это может указывать существенное преобладание (более чем в 2 раза) количества радиоизотопных определений для образований позднемелового 3-го комплекса по отношению к определениям 4-го комплекса (рис). В маастрихте на основных телах гайотов начали формироваться небольшие наложенные вулканические структуры 2-го порядка [5, 14].

Кайнозойский вулканический комплекс (5-ый комплекс, комплекс кайнозойской активизации) возрастной вулканический комплекс также выделяется на основании датировок, полученных по гайотам Магеллановых гор. Определения (18 датировок) отвечающие кайнозойскому времени (65–15 млн лет, ранний палеоцен-средний миоцен) имеются для 6 из 12, охарактеризованных возрастными гайотов (рис). Подавляющее большинство определений получены К-Аг методом, и только одно (19.9 ± 0.8 млн лет) – Ar-Ag методом [11]. При этом на гайоте Говорова имеется 9 датировок отвечающих кайнозойскому времени, на гайоте Ко-

цебу и Альба – две, а на остальных трех гайотах (Гордина, Вулканолог, Паллада) – по одной (рис). На гайоте Говорова датировки кайнозойского возраста характеризуют интервал от палеоцена до раннего миоцена (62.0–23.2 млн лет). Самое «молодое» определение, отвечающее среднемиоценовому времени (15.0 ± 2.0 млн лет), получено для гайота Альба [2, 5]. Основная часть датировок (11 проб) характеризует позднепалеоцен-эоценовое (60-38 млн. лет) время. Мы полагаем, что кайнозойский возраст вулканический комплекс отвечает крупному (порядка 50-60 млн. лет) одноименному тектоно-магматическому этапу в эволюции гайотов Магеллановых гор, который характеризует, скорее всего, процесс кайнозойской тектонической активизации этих структур. В этот период на основных телах гайотов формируются небольшие наложенные структуры 2-го порядка, обычно приуроченные к их платообразной поверхности [5, 14]. Согласно работе [14] на всех гайотах Магеллановых гор обнаружены многочисленные локальные «осложняющие» вулканические постройки в виде конусов и куполов. Их количество на одном гайоте изменяется от нескольких десятков до сотни и более единиц. Размеры этих структур варьируют от первых сотен метров в поперечнике до 10 км (преобладают 1.0-2.5 км), а высота – от 30 до 650 м (преобладают до 400 м). Формирование этих локальных «осложняющих» структур указанные авторы связывают с позднемиоценовой (кампан-маастрихт) и кайнозойской тектоно-магматической активизацией основного тела гайотов. Имеющиеся радиоизотопные определения для пород кайнозойского вулканического комплекса гайотов Магеллановых гор (Рис), а также анализ обширного материала по возрастам вулканических подводных хребтов, гор и островов Тихого океана [15] и Филиппинского моря [16], позволяют разделить крупный кайнозойский (порядка 50-60 млн. лет) тектоно-магматический этап в эволюции этих структур на 3 более мелких этапа: 1 – поздний палеоцен-среднеэоценовый; 2 – позднеолигоцен-раннемиоценовый; 3 – среднемиоцен-позднемиоценовый (плиоцен-плейстоценовый?). Кайнозойский тектоно-магматический этап отражает этап кайнозойской активизации магматизма в эволюции гайотов Магеллановых гор. Это наиболее слабый этап магматизма на гайотах Магеллановых гор, однако, и он сыграл определенную роль в эволюции этих структур.

Итак, выделенные на основании изучения вулканизма тектоно-магматические этапы гайотов Магеллановых гор в целом отвечают ранее определенным этапам эволюции Тихого океана [6 - 8]. Более того, они дополняют и уточняют время и интервал проявления тектоно-магматической активизации для других структур Тихого океана в мелу, и - особенно в кайнозое.

Палеогеографические этапы осадконакопления установлены нами на основе изучения осадочных пород гайотов Магеллановых

гор. Судя по стратиграфическому разрезу осадочные образования на гайотах стали формироваться с аптского времени [2, 10]. То есть, к этому времени вулканические основания гайотов не только успели оформиться, но и на них возникли нормальные морские условия для роста и образования рифовых биогермов. Выделяются следующие палеогеографические этапы развития гайотах Магеллановых гор: **1 – апт-альбский (раннемеловой); 2 – позднеальб-сеноманский (ранне-туронский (?)); 3 – турон-раннекампанский (среднекампанский (?)); 4 – позднекампан-маастрихтский; 5 – кайнозойский.** Каждый из этих этапов соответствует определенному трансгрессивно-регрессивному циклу в эволюции Магеллановых гор. Отчетливо выделяются 2 регрессивных цикла: **1-ый (апт-среднеальбский) и 3-ий (турон-раннекампанский);** а также 3 трансгрессивных цикла: **2-ой (позднеальб-сеноманский); 4-ый (позднекампан-маастрихтский) и 5-ый (кайнозойский) этапы.**

Кайнозойский (5-ый) этап – это самый длительный, однонаправленный этап геологической эволюции гайотов Магеллановых гор, в целом сопряженный с их общим опусканием. В раннем палеогене гайоты Магеллановых гор медленно и последовательно погружаются до стадии подводных гор [5, 10]. Однако, кое-где ещё сохраняются (как и в маастрихте) «оазисы» рифовых экосистем, что отражается на характере осадконакопления. В течение позднего палеоцена-миоцена на гайотах периодически проявляется магматическая активность, интенсивность которой постепенно уменьшается. В олигоцене - раннем миоцене произошло, по-видимому, наиболее значительное общее погружение гайотов [5, 10]. Это погружение за период с эоцена до позднего миоцена составило не менее 1000 м. В позднем миоцене отметки вершинных плато были около современных глубин [5, 10].

Литература

1. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука. 1995. 368 с.
2. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУПП «Южморгеология». 2005. 230 с.
3. Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука. 1996. 444 с.
4. Рашидов В.А и др. Геолого-геофизические исследования гайотов Магеллановых Тихого океана // Вестник КРАУНЦ (Науки о Земле). 2003. № 1. С. 103-126.
5. Геология гайотов Магеллановых гор (Тихий океан). Влад-к: Дальнаука. 2020. 200 с.
6. Пушаровский Ю.М. Тектоника Земли. Т.1. Тектоника и геодинамика. М.: Наука. 2003. 350 с.
7. Голубева Э.Д. Толейтовые базальты Тихого океана (петрология и геохимия). Владивосток: ДВО АН СССР. 1990. 136 с.

8. Голубева Э.Д. Эволюция магматизма Тихого океана. Влад-ок: Дальнаука. 2009. 132 с.
9. Pringle M.S. Radiometric ages of basalts basement recovered at Sites 800, 801 and 802, Leg 129 Western Pacific Ocean // Proc. ODP, Sci. Results. 1992. Vol. 129. P. 389-404.
10. Плетнев С.П. Основные типы осадочных пород апт-сеноманского возраст на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоок. Геол. 2019. Т. 38. № 5. С. 45-55.
11. Перетяжко И. С и др., Внутриплитный вулканизм гайота Альба: геодинамические модели формирования Магеллановых гор в Тихом Океане на протяжении 100 миллионов лет // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 1. С. 3-33.
12. Koppers A.P., et. al. The Magellan seamount trail: implications for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. V. 163. P. 53-68.
13. Initial Reports of the DSDP. 1985. Vol. 89. 998 p.
14. Мельников и др. Вулканические постройки на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоок. Геол. 2016. Т. 35. № 6. С. 38-46.
15. Clourd V. and Bonneville A. Ages of Seamounts, islands and plateaus on the Pacific Plate (ver. 2.0. October 2000). // <http://www.ufp.pf/geos>.
16. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И. Тектоно-магматические этапы Филиппинского моря и эволюция его впадины // Физика геосфер: 7-ой Всерос. симпозиум (материалы докладов). Владивосток: Дальнаука. 2011. С. 405-417.

КОМПЛЕКСНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ СМЕЩЕНИЙ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ (СЕЙСМОСТАНЦИЯ ТАЛАЯ)

**Тимофеев В.Ю.¹, Тимофеев А.В.¹, Ардюков Д.Г.¹, Валитов М.Г.²,
Сизиков И.С.^{1,3}, Носов Д.А.^{1,3}, Семибаламут В.М.⁴**

¹ *Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
г. Новосибирск*

² *Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

³ *Институт автоматики и электрометрии СО РАН, г. Новосибирск*

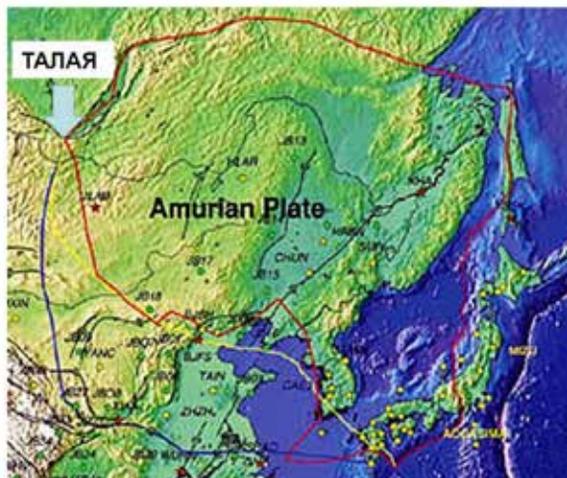
⁴ *Федеральный исследовательский центр “Единая геофизическая служба
Российской академии наук” Сибирский филиал, г. Новосибирск
timofeevvy@ipgg.sbras.ru*

Известно, что современные движения, как для Байкальского рифта (на западе), так и для континентальной окраины в Приморье (на востоке), связывают с существованием Амурской плиты [1, 2]. (Рис. 1). При смещении плиты на восток напряжения, накопленные в земной коре, концентрируются в градиентных зонах на границах. Окраины плиты отличаются сейсмической активностью, а геодезические и гравиметрические измерения современных движений здесь сохраняют свою актуальность. Рассмотрим состояние на западной границе плиты. Проанализируем результаты многолетних наблюдений современных движений комплексом методов на сейсмостанции Талая, расположенной в 7 километрах западнее озера Байкал и в нескольких километрах южнее Главного Саянского разлома, отделяющего стабильную Сибирскую платформу от сейсмоактивной Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). Измерения деформаций начаты в штольне сейсмостанции (координаты 51.68°N 103.64°E) в 1985 г. Высоточные измерения абсолютного значения силы тяжести в 1992 году, а измерения методом космической геодезии стартовали в 2000 году.

Задачи наших исследований – это изучение современных движений земной коры в юго-западной части Байкальской рифтовой системы на основе многолетних наблюдений методами космической геодезии и абсолютной гравиметрии, регистрация эффектов землетрясений, сравнение полученных величин скоростей с имеющимися представлениями геологов.

Байкальский регион известен высокой сейсмической активностью [3]. Так за период (1950-2022 гг.) здесь зарегистрированы несколько

Рис. 1. Положение сейсмостанции Талая и варианты границ Амурской тектонической плиты



землетрясений магнитудой более 7. В 100 километровой зоне в окрестностях сейсмостанции Талая в период 1992 год по 2022 год. случилось несколько сильных землетрясений магнитудой более шести. Из наиболее сильных по эффектам на территории сейсмостанции – это Култукское землетрясение (координаты 51.62°N 104.06°E) 27.08.2008 г. с магнитудой $M = 6.3$, случившиеся в 25 км от станции, отмеченное здесь разрушением труб, печей и сильной вибрацией.

Гравиметрические измерения на станции Талая начаты осенью 1992 года с помощью абсолютного гравиметра ГАБЛ, разработанного в ИАиЭ СО РАН [4, 5]. Гравиметрические измерения проводились различными модификациями гравиметра в специальном подвале глубиной 3 метра, построенном под зданием сейсмостанции в 1987 году. Обычная продолжительность гравиметрических измерений составляла от 3 до 10 дней. В полученные результаты вводились все известные поправки. Специальными исследованиями показано отсутствие влияния на гравиметрические результаты вариаций уровня воды в скважине, расположенной в ста метрах от пункта наблюдений, и изменений локальных деформаций, охватывающих глубины от ста метров до нескольких километров [6]. Гравиметрические наблюдения проводились с 1992 года по 2014 год пока на сейсмостанции было постоянное снабжение электроэнергией. Начиная с весны 2000 года на станции проводятся измерение смещений методом GPS. Столб, для размещения антенны расположен на открытой площадке в 300 метрах от здания сейсмостанции вверх по долине ручья Талая. Серии измерений составляли от 3 до 7 суток. Данные измерений

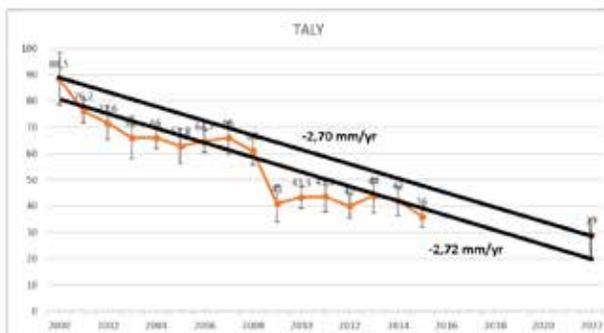


Рис. 2. Изменение значений высоты (миллиметровая часть) за период 2000-2022 годы с ошибкой по данным измерений методом космической геодезии на пункте Талая.

обработывались в системах ITRF-2000, ITRF-2008, ITRF-2014 с использованием данных IGS с помощью различных модификаций программ GAMIT-GLOBK.

Рассматривались скорости горизонтальных смещений пунктов Байкальской сейсмоактивной зоны относительно стабильной Сибирской платформы. Проанализированы результаты, полученные в период с 2000-2022 годы. Для смещения пункта Талая относительно пункта Иркутск на разных периодах получены вариации скоростей от 0.4 мм/год до 1.1 мм/год для смещений на юг и от 1.5 мм/год до 2.4 мм/год для смещений на восток. В целом за период 2000-2022 гг. смещение на ЮВВ относительно Сибирской платформы составила 1.9 мм/год. Смещения, связанные с раскрытием Байкальского рифта, хорошо соответствуют известным оценкам [2, 7, 8]. При определении скоростей следует учесть локальную сейсмичность, т.е. наложение косейсмических смещений на регистрируемые данные. При Култукском землетрясении 2008 года (магнитуда 6.3) косейсмические смещения составили 2 мм на юг и 8 мм на восток. Используя гравиметрические данные (1992-2008 гг.) и нормальное значение вертикального градиента, определена средняя вертикальная скорость опускания пункта Талая 3.3 мм/год. Используя GPS метод, получены скорости: 3.2 мм/год (эпоха 2000-2004 гг.); 2.3 мм/год (2000-2008 гг.); далее косейсмическое опускание 15 мм (2008-2009 гг.) и снижение скорости до 1.1 мм/год (2009-2022 гг.). За период 2000-2022 гг. скорость опускания пункта Талая составила 2.7 мм/год (Рис. 2). Уменьшение значения силы тяжести в период 2008-2009 гг. связано с уменьшением плотности в районе сейсмостанции, вызванное косейсмическим растяжением земной коры ($3 \cdot 10^{-6}$). Данные, полученные комплексом методов, тестировались с помощью моделей, построенных по сейсмологическим данным [3]. Если рассматривать проблему предвестников землетрясений, то можно отметить уменьшение относительной скорости смещения [7] в зоне Главного

Саянского разлома в эпоху Южно-Байкальского землетрясения 1999 г. ($M = 6.1$) и остановку вертикальных движений (Рис. 2) в эпоху, предшествующую Култукскому землетрясению 2008 г. ($M = 6.3$).

Работа выполнена в рамках проекта НИР ИНГТ СО РАН номер FWZZ-2022-0019 и проектов НИР ТОИ ДВО РАН, ИАиЭ СО РАН и ФИЦ ЕГС РАН СФ.

Литература

1. Logatchev N.A., Zorin Yu.A., Rogozhina V.A. Baikal rift: Active or passive? Comparison of the Baikal and Kenya rift zones // *Tectonophysics*. 1983. 94. 223-240.
2. Ashurkov S.V., Sankov V.A., Serov M.A., Luk'yanov P.Y., Grib N.N., Bordonskii G.S., Dembelov M.G.. Evaluation of Present-Day Deformations in the Amurian Plate and Its Surroundings, Based on GPS Data. // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. 57 (11). 1626–1634. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.10.008>.
3. Сайт: <http://seis-bykl.ru/>; <http://www.seismo.crust.irk.ru/modules.php>
4. Arnautov G.P., Kalish E.N., Smirnov M.G., Stus' Yu.F., Tarasyuk V.G. // Laser ballistic gravimeter GABL-M and gravity observation results // *Avtometria*. 1994. N. 3. P. 3-11.
5. Stus Y.F., Arnautov G.P., Kalish E.N., Timofeev V.Y. Non-tidal Gravity variation and Geodynamic Processes. // "Gravity and Geoid". Springer. Germany. 1995. P. 35-43.
6. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В., Горнов П.Ю., Стусь Ю.Ф., Семибаламут В.М., Вариации объёмной деформации и уровня воды в скважинах, их влияние на результаты гравиметрических измерений // *Вестник СГУГиТ*. 2021. Т. 26. № 5. С. 40-51; Doi: 10.33764/2411-1759-2021-26-5-40-51 <https://doi.org/10.21455/si2021.2-2>
7. Саньков В.А., Чипизубов А.В., Лухнёв А.В., Смекалин О.П., Мирошниченко А.И., Кале Э., Девершер Ж. Подход к оценке опасности сильного землетрясения в зоне Главного Саянского разлома по данным GPS-геодезии и палеосейсмологии // *Геология и геофизика*. 2004. № 11. С. 1369-1376.
8. Sankov V.A., Lukhnev A.V., Miroshnitchenko A.I., Dobrynina A.A., Ashurkov S.V., Byzov L.M., Dembelov M.G., Calais E., Déverchère J. Contemporary Horizontal Movements and Seismicity of the South Baikal Basin (Baikal Rift System) // *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*. 2014. 50. P. 785–794. <https://doi.org/10.1134/S106935131406007X>.

МОДЕЛИ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ И СТРОЕНИЕ ГОРНОГО АЛТАЯ

**Тимофеев В.Ю.¹, Тимофеев А.В.¹, Ардюков Д.Г.¹, Голдобин Д.Н.²,
Валитов М.Г.³, Носов Д.А.^{1,4}, Сизиков И.С.^{1,4}**

¹*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
г. Новосибирск*

²*ФГБОУ ВО Сибирский Государственный Университет Геосистем и Технологий,
г. Новосибирск*

³*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток*

⁴*Институт автоматики и электрометрии СО РАН, г. Новосибирск
timofeevvy@ipgg.sbras.ru*

Горный Алтай относится к сейсмически активным территориям России. [1, 2]. При исследовании сейсмичности, обычно, анализируют различные факторы, в том числе глубинное строение региона: мощность земной коры и положение границы кора-мантия, т.е. глубину поверхности Мохоровичича (Мохо). Сведения о глубинном строении и положении границы получены методом Глубинного Сейсмического Зондирования (ГСЗ) на равнинных территориях к северу от Горного Алтая. Здесь глубина Мохо составляет 40 км [3, 4]. Задачами нашей работы являлись: анализ спутниковых моделей для территории юга Западной Сибири, определение положения границы Мохо по современным гравиметрическим данным, и анализ связи особенностей строения Горного Алтая с сейсмичностью.

Современные глобальные модели гравитационного поля Земли были получены с учетом данных космических гравиметрических миссий, выполняемых на высотах от 200 км до 500 км. Модели геопотенциала, созданные за последние десятилетия, проанализированы в Сибирском Государственном Университете Геосистем и Технологий (СГУГиТ) [5, 6]. Пятнадцать моделей были проанализированы в СГУГиТе на основе данных наземной съёмки по Новосибирской области по 27 пунктам, которые составляют опорную гравиметрическую сеть II класса. Минимальные отклонения показала модель EIGEN-6C4, а стандартное отклонение, полученное для данной модели, составило 3.4 миллигал (1 мгал = $1 \cdot 10^{-5}$ м/с²). Модель EIGEN-6C4 в дальнейшем была использована в исследованиях. Проведено сравнение данных наземных определений в Горном

Алтае, выполненных абсолютным гравиметром ГАБЛ и двухчастотными геодезическими приёмниками GPS. Анализ результатов проводился, используя поле силы тяжести в редукции Буге. Сравнение данных наземных измерений с моделью EIGEN-6C4 с моделью рельефа ETOPO1 в среднем дают отклонение -1.1 миллигала, что находится в пределах среднеквадратической ошибки 1.6 миллигала, Известно, что [7], в горах при вычитании составляющей, вызванной притяжением гор, аномалии уменьшаются, а поскольку горы, как правило, компенсированы, то и аномалии Буге там чаще всего будут отрицательными. Для поля аномалий Буге характерны большие, порядка сотен миллигал, положительные значения на океанах и большие, тоже порядка сотен миллигал, отрицательные значения в горах. На платформах и щитах обычно наблюдается спокойное мозаичное поле с небольшими максимумами и минимумами в диапазоне нескольких десятков миллигал. Осреднённая для Земли связь мощности земной коры (M_3) и значений аномалий Буге (Δg_b) записывается в следующем виде:

$$M_3 = M_0 + k \cdot \Delta g_b, \quad (1)$$

где M_0 – толщина земной коры в областях, где $H = 0$, для континентальной коры M_0 – меняется от 35.0 км до 41.4 км; коэффициент k для континентальной коры меняется от 0.033 км/мГал до 0.102 км/мГал [7].

Гравитационному полю в редукции Фая в основном соответствует мозаичное, плавно изменяющееся в пределах ± 50 мГал поле на океанах с возрастающими положительными аномалиями над островами и островными дугами и отрицательными, порядка 100 мГал, над глубоководными впадинами [7].

Обратимся к результатам, полученным на территории юга Западной Сибири и Горного Алтая. Аномалия силы тяжести в редукции Буге для территории, ограниченной по широте от 55 градуса (на равнине) до 49 градуса (в горах) и по долготе от 83 градуса до 91 градуса, изменяется от 0 до 350 миллигал с северо-запада до юго-востока. Гравиметрическим методом неплохо решается задача определения глубины поверхности раздела для сред с различной плотностью и известной глубиной для эталонного участка. При одной поверхности раздела можно написать приближенное соотношение в виде [7]:

$$\Delta g - \Delta g_0 \approx 2\pi G(\sigma_2 - \sigma_1)(z - z_0), \quad (2)$$

где σ_1 и σ_2 - плотности пород выше и ниже раздела соответственно, z_0 и z – глубины залегания поверхности раздела в начале координат и в

произвольной точке, где ищется глубина, Δg_0 и Δg – аномалии над исходной точкой и точкой, лежащей на глубине z .

Для аномалии Буге в 350 миллигал, при $z_0 = 40$ км по данным ГСЗ [3, 4], при средней плотности земной коры $2.3 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ и плотности верхней мантии $3.2 \cdot 10^3 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, получаем глубину границы Мохо в высокогорной южной части Горного Алтая 49.8 км – 50.3 км. Мощность земной коры с северо-запада до юго-востока территории меняется от 40 км до 51 км. Используя полученные данные определим коэффициент k для соотношения (1): 0.036 км/мгал и далее получаем для глубины Мохо:

$$M_3 = 40 + 0.036 \cdot \Delta g_b, \quad (3)$$

где Δg_b аномалия силы тяжести в редукции Буге в мгалах, мощность коры в километрах.

Сейсмичность может быть связана с изостатическим состоянием горного района. Анализируя результаты в редукции Буге и Фая для Горного Алтая отметим, что территория Горного Алтая, в целом, находится в равновесии, т.е. изостатически скомпенсирована. Только в отдельных горных долинах аномалии Фая и Буге – отрицательны. Здесь возможны нарушение равновесия и такие межгорные впадины являются нескомпенсированными. Таким примером в Горном Алтае служат Курайская и Чуйская долины. Здесь отмечается и наиболее глубокое залегание границы Мохо и отмечено сильнейшее для этой территории за несколько столетий Чуйское землетрясение (27.09.2003, $M = 7.3-7.5$, координаты 50°N и 88°E).

Из анализа данных, полученных в переходной зоне континент-океан на полигоне ТОИ ДВО РАН «Мыс Шульца» методами абсолютной гравиметрии и космической геодезии на разновысотных пунктах, определены значения гравитационных аномалий в редукции Буге и Фая [8]. Полученные значения силы тяжести в редукции Буге и в редукции Фая составляют +34 мГал. Величина аномалий при пересчете согласно соотношению (3) приводит к слабым, в пределах 1 км, отклонениям от средней мощности земной коры (40 км) на континентах.

Работа выполнена в рамках проекта НИР ИНГГ СО РАН номер FWZZ-2022-0019 и проектов НИР ТОИ ДВО РАН, ИАиЭ СО РАН и СГУ-ГиТ.

Литература

1. Сейсмическое районирование территории СССР. Методические основы и региональное описание карты 1976 г. // М.: Наука. 1980. 308 с.

2. Жалковский Н.Д. Закон повторяемости землетрясений и некоторые его следствия // Новосибирск. 1988. 29 с. (Препринт ИГиГ СО АН СССР. № 21).
3. Соловьев В.М., Селезнев В.С., Лисейкин А.В., Жемчугова И.В. Земная кора и верхняя мантия Алтае-Саянского региона по данным площадных сейсмологических систем наблюдений // Вестник НЯЦ РК. Вып. 2. Июнь. 2005. С. 101-108.
4. Соловьев В.М., Селезнев В.С., Еманов А.Ф., Лисейкин А.В., Галева Н.А. Глубинное сейсмическое строение Алтае-Саянской складчатой области // В сборнике: Результаты комплексного изучения сильнейшего Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 г., его место в ряду важнейших сейсмических событий XXI века на территории России. Материалы XXI Научно-практической Щукинской конференции с международным участием. Под ред. Е. А. Рогожин, Л. И. Надежка. Москва. 2018. С. 363-368.
5. Голдобин Д.Н. Определение геометрической структуры гравитационного поля на территории Западной Сибири по данным современных глобальных моделей геопотенциала // Вестник СГУГиТ. 2019. Т. 24. № 2. С. 19–34.
6. Канушин В.Ф., Карпик А.П., Ганагина И.Г., Голдобин Д.Н., Косарева А.М., Косарев Н.С. Исследование современных глобальных моделей гравитационного поля Земли // Монография. Новосибирск. СГУГиТ. 2015. 270 с.
7. Грушинский Н.П. Основы гравиметрии // М.: Наука. 1983. 352 с.
8. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В., Валитов М.Г., Сизиков И.С., Носов Д.А., Стусь Ю.Ф. Гравиметрические исследования на научном полигоне «Мыс Шульца» // Вестник СГУГиТ. 2022. № 4. Т. 27. С. 31-44.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ГРАНИТОИДОВ СЕДАНКИНСКОГО КОМПЛЕКСА ОСТРОВА РУССКИЙ

Харченко Т.А.¹, Терехов Е.П.¹, Баринов Н.Н.²

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток

²Дальневосточный геологический институт, г. Владивосток

harchenko_an@mail.ru

Гранитоиды острова относятся к позднепермскому седанкинскому гранодиорит-гранитному комплексу и являются его петротипом. По глубине образования массив о. Русский относится к гипабиссальной фации. Наиболее распространены породы главной (второй) фазы - роговообманково-биотитовые гранодиориты, граниты. Гранодиориты состоят из плагиоклаза (40-50 %), отвечающего по составу андезит-олигоклазу, кварца (20-25 %) и калиевого полевого шпата (20-25 %), а также роговой обманки (5-10 %) и биотита (3-8 %) [1].

Согласно нашим данным, гранитоиды (кварцевые диориты, гранодиориты) комплекса характеризуются повышенными значениями магнитной восприимчивости ($\chi_{\text{ср.}}$ - $25157 \cdot 10^{-6}$ и $\chi_{\text{ср.}}$ - $26411 \cdot 10^{-6}$ ед.СИ, соответственно). Целью данного исследования было определить магнитные минералы, которые характеризуют магнитные свойства гранитоидов. Были отобраны зерна фракции менее 0.2 мм, содержащие магнитные минералы, которые были изучены в СЭМ (сканирующий электронный микроскоп EVO 50-XVP) Бариновым Н.Н.

Акцессорные магнитные минералы

По химическому составу установили в гранитоидах самородное железо и вюстит (иоцит).

Основным признаком выделения самородного железа является очень высокое содержание Fe от 98.51% до 90.20% (таб.1). Самородное железо установлено в форме включений в амфиболе. Для него характерна постоянная примесь Si, Ca, Al, Mg и непостоянная Ti и V. При этом значимые (1% и более) содержания характерны только для Si и Mg.

Чистый (без примесей) вюстит (иоцит) 77.73% Fe и 22.27% O (номер 7, таб.1), установлен в гранитах о-ва Русский (таб. 1). Кроме того, установлен вюстит с примесью Si, Ca, Al, Mg, Ti, при этом значимой (более 1%) примесью являются первые четыре элемента. Состав вюстита (иоцита) остается постоянным не зависимо от количества примесей [2]. Поэтому несмотря на более низкие значения Fe в номерах 9-12 (таб.1),

при пересчете кислорода на оксиды примесей получаем Fe – 77.3% O – 22.7%, т.е. вюстит.

Теллурическое железо и вюстит это индикаторы резко восстановительных условий минералообразования. Для их кристаллизации необходима весьма высокая активность сильных восстановителей – H₂, CO, CH₄

Таблица 1. Химический состав (мас.%) магнитных минералов из гранитоидов о-ва Русский

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Fe	98.51	93.47	92.89	92.84	91.27	90.20	77.73	77.14	71.15	70.88	67.10	64.69
O	0.90	3.78	4.13	3.85	4.50	6.13	22.27	10.28	24.43	24.70	26.02	26.25
Ti			0.40			0.69		0.52				1.41
Si	0.30	1.27	1.21	1.62	2.17	1.28		6.06	2.31	2.27	3.98	2.85
Ca	0.29		0.37	0.39	0.51	0.68		1.26	0.29	0.21	0.37	1.23
Al		0.38	0.48	0.52	0.48	0.35		3.29	0.92	1.94	1.93	3.01
Mg		0.78	0.52	0.78	1.07	0.30		1.46	0.66		0.61	0.55
V		0.31				0.36						
Cr												
Mn												
Na												
K									0.24			

Примечание: 1-6 – самородное железо; 7 – чистый вюстит (иоцит); 8-9 – вюстит.

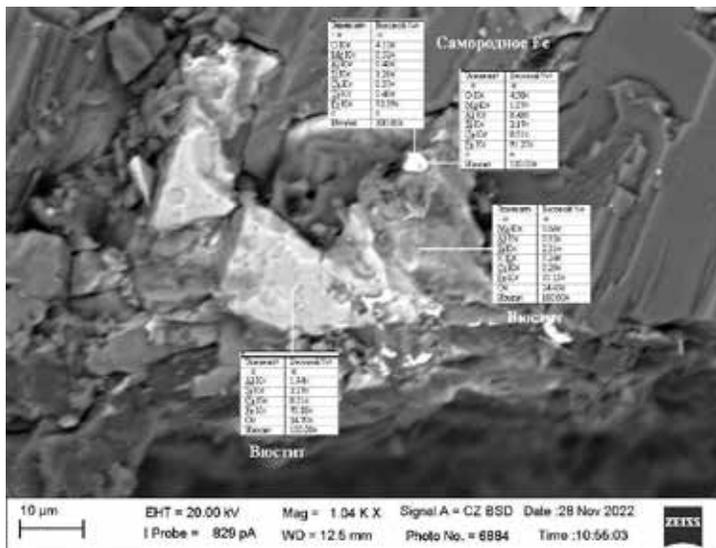


Фото СЭМ 1. Наличие магнитных минералов в амфиболе (аналитик Баринов Н.Н.).

Породообразующие минералы.

По данным СЭМ амфиболы из гранодиоритов являются кальцевыми и относятся в большинстве своем, к Mg-Fe роговой обманке с примесью (мас. %) TiO_2 (0.5-1.06), MnO (0.4-0.5), Na_2O (0.6-1.3), K_2O (0.5-1.11) (таб. 2). И содержат включения фторапатита, сфена, циркона. Биотиты в изученной породе встречаются в виде мелкозернистых включений в основной массе. Они характеризуются высокой железистостью (таб. 2).

Таблица 2. Химический состав (мас.%) породообразующих минералов гранитоидов о-ва Русский

	13	14	15	16	16-1	17	18	19	20
Fe	9.15	8.88	7.54	6.80	8.31	3.13	1.40	1.16	1.11
O	43.37	43.38	44.75	44.53	43.90	40.23	39.47	41.80	40.97
Ti	0.64	0.41	0.43	0.32		46.80	26.12	21.52	23.13
Si	23.96	24.49	24.66	25.25	23.32	4.53	10.53	16.28	14.66
Ca	8.35	9.53	5.12	7.39		2.44	21.02	17.46	19.05
Al	3.04	2.03	5.90	2.93	12.48	1.72	1.20	1.78	0.81
Mg	9.89	10.32	9.70	4.73			0.24		0.27
V									
Cr									
Mn	0.41	0.39		0.31	3.07				
Na	0.79	0.47	0.97	0.58		1.15			
K	0.42	0.28	0.92	0.17	10.74				

Примечание: 13-16 – амфиболы; 16-1 - биотит; 17 - диоксид Ti (рутил); 18-20 – сфен.

Таблица 3. Химический состав (мас.%) немагнитных минералов гранитоидов о-ва Русский

	21	22	23	24
Fe	0.97	0.33	0.26	
O	34.14	35.07	42.45	41.02
Ti		1.02	1.37	
Si	13.19	1.50	1.45	
Ca	1.72	37.63	29.18	32.00
Al	0.66	0.42	0.52	
Mg	0.87			
P		21.47	18.68	20.37
Cl		0.27	0.19	0.44
F		1.95	4.53	5.31
Na		0.35		
Zr	48.44			
S			0.25	
Cu			1.10	
W				0.85

Примечание: 21 - циркон; 22-24 - апатит (фторапатит)

Акцессорные не магнитные минералы.

Установлены не магнитные минералы такие как, фторапатит, сфен, в небольших количествах циркон, рутил (таб. 3). Циркон и апатит могут встречаться, как в гранитах I-типа, так и S-типа, тогда как титанит (сфен) считается диагностическим акцессорным минералом для гранитов I-типа [3].

Выводы:

1. Впервые установлены магнитные минералы: самородное железо и вюстит. Эти минералы определяют восстановительные условия формирования гранитов.

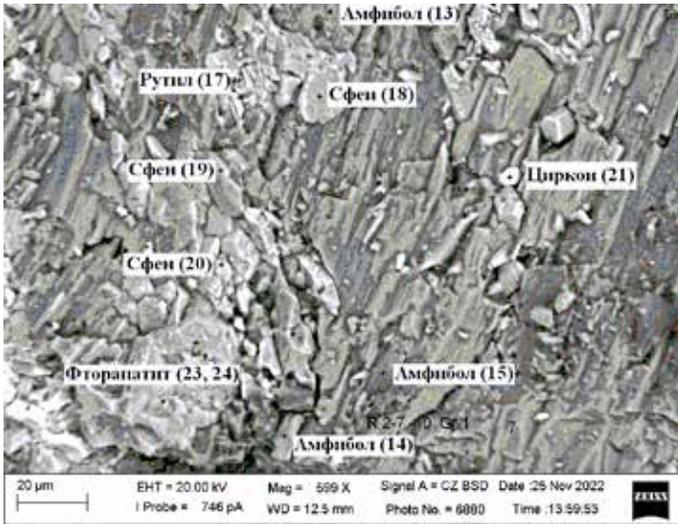


Фото СЭМ 2. Наличие породообразующих и немагнитных минералов (аналитик Баринов Н.Н.).

2. Подтвержден состав породообразующих и аксессуарных немагнитных минералов. Представленных амфиболом, биотитом, сфеном, цирконом и рутилом. Присутствие сфена позволяет отнести исследуемые граниты к I-типу.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, Ханкайская серия, листы К-52-ХII (Владивосток), К-52-ХVIII (Зарубино). СПб., Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2004.
2. <http://o-promyshlennosti.ru/stati/metally-stati>
3. Чаппелл Б.В., Уайт А. Дж. Р. Два противоположных типа гранита: 25 лет спустя // *Австралийский журнал наук о Земле*. 2001. 48(4). С. 489–499. Bibcode:2001AuJES..48..489C. DOI:10.1046 / j.1440-0952.2001.00882.x. ISSN 0812-0099.

Секция 3

**МОДЕЛИРОВАНИЕ
СЕЙСМОАКУСТИКО-ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ
ПРОЦЕССОВ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН**

ЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ МЕТАЛЛОВ В КАВИТАЦИОННОМ ОБЛАКЕ РАСТВОРОВ КОНЦЕНТРИРОВАННЫХ СОЛЕЙ НАТРИЯ И КАЛЬЦИЯ

Гордейчук Т.В., Казачек М.В.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
tanya@poi.dvo.ru*

В концентрированных водных растворах CaCl_2 и NaCl , насыщенных аргоном, в ультразвуковом поле наблюдается яркое свечение, даваемое как континуумом солюминесценции, так и излучением нейтральных атомов Na и Ca. Наблюдения и спектры солюминесценции показывают, что для случая CaCl_2 , излучение и континуума, и металла происходит в стримерах вдали от торца излучателя ультразвука.

Многопузырьковая солюминесценция (СЛ) - слабое свечение жидкостей, наблюдать которое невооруженным глазом можно лишь при определенных экспериментальных условиях. Концентрированные водные растворы хлоридов Na и Ca, обеспечивают такие условия, давая достаточно интенсивную линию металла в спектре. Фотографии светящейся кавитационной области в растворах, содержащих ионы Na, подкрепленные оптическими спектрами, были опубликованы в ряде работ ранее. На низких частотах ультразвука (УЗ) 20-30 кГц структура светящейся области имеет вид факела с голубым свечением у поверхности торца УЗ преобразователя. На конце факела наблюдаются тонкие динамичные нити – стримеры – с оранжевым свечением. Параллельное изменение оптических спектров подтверждает пространственное разделение светящихся зон. Голубое свечение дает континуум СЛ - высокоэнергетические процессы вплоть до ионизации. Оранжевые стримеры возникают в области с низкой плотностью УЗ энергии и где условия подходят для излучения Na. Фотографий СЛ раствора CaCl_2 были опубликованы нами впервые [1]. Ca имеет иную электронную структуру, чем Na, иной энергетический спектр и может иметь иные механизмы возбуждения, хотя и для Na они до сих пор неясны. Действительно, мы наблюдаем иную структуру светящейся области.

Детальное описание методики и экспериментальной установки для измерения спектров СЛ приводилось многократно [2]. Схема части экс-

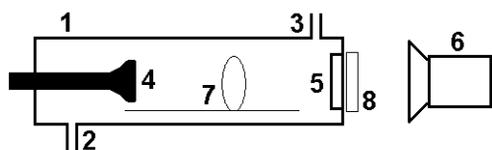


Рис. 1. Схема установки. 1- УЗ ячейка; 2,3-вход и выход раствора; 4-торец УЗ излучателя; 5-кварцевое окно; 6-фотоаппарат или спектрометр; 7-съёмная заслонка; 8-съёмное кварцевое матовое стекло. Спектры измеряли в ближнем и дальнем поле УЗ с помощью заслонки 7



Рис. 2. СЛ водного раствора 5М NaCl в ближнем УЗ поле. Экспозиция 8 сек

периментальной установки приведены на рис. 1. Частота УЗ 20 кГц. Водные растворы соли насыщали аргоном.

В растворе NaCl при концентрации 3М и выше СЛ в ближнем УЗ поле наблюдалась невооруженным глазом (рис. 2).

Оранжевое пятно – зона излучения Na на конце факела. Позиционирование съёмки позволяет оценить пространственное расположение пятна (~5 мм от окна). Вблизи торца излучателя наблюдалось голубоватое свечение континуума (на фотографии не видно). На рис. 3 представлены фотография и спектр СЛ раствора 2М NaCl в дальнем УЗ поле. Визуаль-

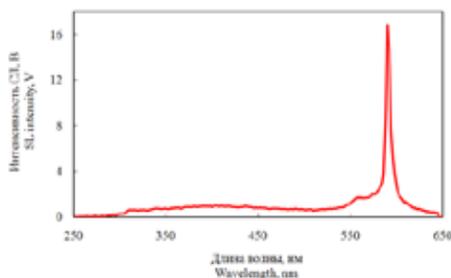


Рис. 3. СЛ водного раствора 2М NaCl в дальнем УЗ поле. W=20 Вт. Экспозиция 8 сек

но наблюдалось очень слабое голубое свечение в объёме ячейки и вблизи торца излучателя, и подвижные стримеры оранжевого цвета в центре ячейки ближе к кварцевому окну.

Все наблюдения СЛ раствора CaCl_2 проводились в дальнем УЗ поле. При концентрации 3М CaCl_2 и выше СЛ наблюдалась невооруженным глазом. Структура светящейся области отличалась от случая Na и имела вид быстроперемещающихся ломаных стримеров из светящихся пузырьков. Они могли располагаться вдоль (рис. 4) или поперёк оси ячейки (рис. 5). Стримеры выглядели как дуги и струи из скачущих точек. Цвет стримеров голубой, что соответствует свечению континуума. Время от времени на концах струй возникали яркие красные точки, что соответствует свечению Ca (рис. 6). Проточность кюветы не влияла на долговременную стабильность картины СЛ в целом.

Спектр СЛ водного раствора CaCl_2 содержит достаточно гладкий континуум и полосу радикала OH 310 нм, характерные для всех водных

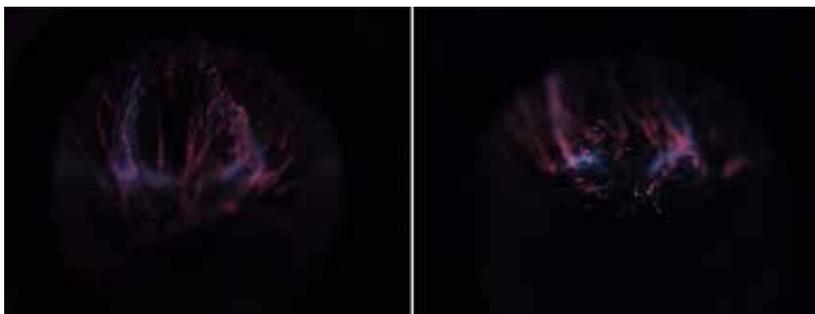


Рис. 4. Фотографии СЛ водного раствора 5М CaCl_2 . $W=20$ Вт. Экспозиция 1 сек. Слева - фокус вблизи окна ячейки, справа - вблизи торца излучателя. Видны продольные стримеры

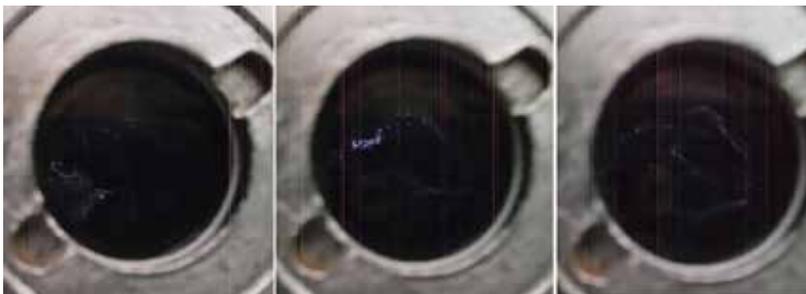


Рис. 5. Фотографии СЛ водного раствора 4М CaCl_2 . Экспозиция 1/7 сек. Фокус приблизительно 50 мм от окна в глубину. Видны быстро меняющиеся стримеры в виде поперечных струй. Вертикальные полосы - цифровой дефект съёмки



Рис. 6. Фотографии СЛ водного раствора 5М CaCl₂. Экспозиция 1/7 сек. Фокус а) окно б) ~10 мм от окна в) ~20 мм от окна г) ~50 мм от окна вглубь. Использована заслонка, которая видна как мутный желтоватый овал в глубине. Видны 3-4 соединяющихся голубых стримера и яркий красный хвост, направленный к окну

растворов, а также, кроме неизвестных линий, выраженную атомную линию ~423 нм и молекулярные полосы излучения CaOH 554 и 618 нм [3] (рис. 7). Спектры СЛ, полученные методом сканирования, часто зашумлены вследствие быстрых изменений яркости и быстрого движения светящихся пузырьков поперёк апертуры. Применение матового кварцевого стекла перед щелью спектрометра позволяет «усреднить» угловое движение пузырьков. Оказалось, что суммарная освещенность от них достаточно постоянна. Это позволило получить гладкие спектры СЛ от быстромменяющихся стримеров.

Для измерения спектров в дальней УЗ области оптическую заслонку (рис. 1), которая практически не влияла на картину СЛ, что видно по расположению и цвету пузырьков из сравнения фотографий без заслонки (рис. 5) и с заслонкой (рис. 6). Фокус на рис. 5 показывает, что стримеры расположены на глубине ~ 50 мм, на рисунке 6 – от 10 до 50 мм, а на рис. 4 – по всей длине ячейки. Из этого можно сделать вывод, что и континуум, и Ca излучаются в объёме жидкости, а не вблизи УЗ излучателя. При СЛ NaCl типичной являлась картина разделения голубого свечения у торца и оранжевых стримеров. Спектральный состав СЛ CaCl₂ не изменяется

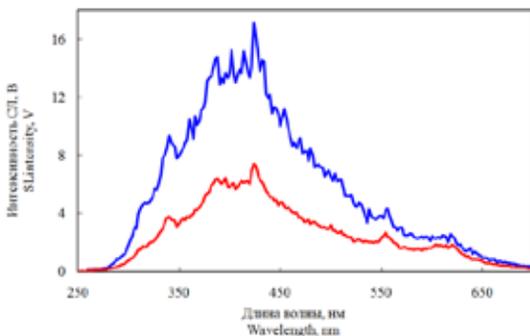
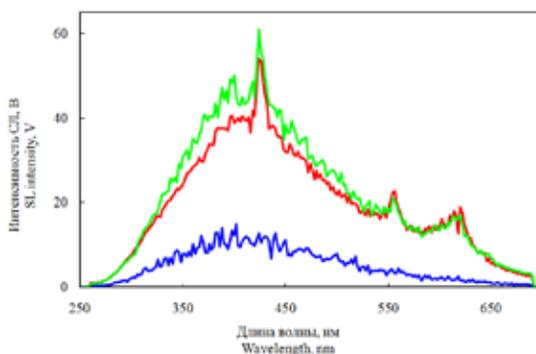


Рис. 7. Спектры СЛ водного раствора 2М CaCl₂, измеренные без матового стекла (синяя линия) и с матовым стеклом (красная линия). Очевиден сглаживающий эффект при сканировании движущихся пузырьков. Потеря интенсивности на матовом стекле ~ 50%

Рис. 8. Спектры СЛ водного раствора 5М CaCl₂, с использованием матового стекла. Торец УЗ излучателя открыт (красная линия) и заслонен заслонкой (зелёная линия). Спектр в режиме СЛ без красных пузырьков (синяя линия)



при введении заслонки (рис. 8). Это также указывает, что и континуум, и излучение Ca формируются в подвижных стримерах вдали от УЗ излучателя. На рис. 8 показан спектр СЛ при импульсном режиме УЗ (1 сек/1 сек) (синяя линия). Режим понижает яркость континуума, при этом не наблюдается ни красных пузырьков, ни линий Ca в спектре. Подобный спектр без линий Ca соответствует рис. 4 и рис. 5.

Как следует из наблюдений, в водном растворе CaCl₂ излучение и континуума, и металла происходит из стримеров, удалённых от торца ультразвукового излучателя, тогда как в случае NaCl свечение континуума наблюдается вблизи торца излучателя, а Na в стримерах. В случае CaCl₂ излучение около торца незначительно. Излучение кальция, атомная (423 нм) и молекулярные (CaOH 554 и 618 нм) линии, может наблюдаться не по всей длине стримеров, а только на их дальних от торца концах, где образуются компактные области из нескольких ярких пляшущих пузырьков красного цвета.

Работа выполнена в рамках госзадания, регистрационный номер: АААА-А20-120021990003-3.

Литература

1. Гордейчук Т.В., Казачек М.В. Яркая сонолюминесценция металлов в концентрированных водных растворах хлоридов Ca и Na // Фотоника. 2021. Т. 15. № 8. С. 666. DOI:10.22184/1993-7296.FRos.2021.15.8.666.673
2. Гордейчук Т.В., Казачек М.В. Время-коррелированный счет фотонов для оценки длительности всплесков Na и континуума в спектрах многопузырьковой сонолюминесценции // Опт. и спектр. 2020. Т. 128. № 10. С. 1492. doi 10.21883/OS.2020.10.50020.169-20
3. Гордейчук Т.В., Казачек М.В. Сонолюминесценция водных растворов CaCl₂ и NaCl: эффект концентрации // ЖФХ. 2023. Т. 97. № 5. С. 653. DOI: 10.31857/S0044453723050102

К ВОПРОСУ ОБ АДИАБАТИЧЕСКОМ ПРИБЛИЖЕНИИ В ЗАДАЧЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ НИЗКОЧАСТОТНОГО ЗВУКА В МЕЛКОВОДНОМ АРКТИЧЕСКОМ ВОЛНОВОДЕ СО СЛУЧАЙНО-НЕРОВНОЙ ДОННОЙ ГРАНИЦЕЙ

Гулин О.Э., Ярошук И.О.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
yaroshchuk@poi.dvo.ru*

В последнее десятилетие появилось немало работ, посвященных моделированию модового распространения звука в нерегулярных двух- и трехмерных волноводах, авторы которых игнорируют взаимодействие между локальными модами [1,2]. Тем самым осуществляется переход к адиабатическому приближению теории волн [3-5]. Как правило, это делается для упрощения формулировки задач, поскольку эффект межмодового взаимодействия предполагает учет дополнительных членов в уравнениях для амплитуд локальных мод, которые затрудняют вычисления и получение решения. Например, переход к адиабатическому приближению является распространенным способом сформулировать подходящим образом трехмерно-неоднородную задачу. Авторы избавляются от вертикальной координаты в исходном трехмерном уравнении, пренебрегая членами, отвечающими за взаимодействие мод, и рассматривают приближенное двумерное уравнение рефракции (уравнение Гельмгольца) для исследования волновых процессов в горизонтальной плоскости. Проблема, однако, состоит в том, что область применимости такого приближения (адиабатического) далеко не всегда позволяет установить особенности распространения, которые присущи нерегулярным волноводам, и которые обусловлены наличием в точных уравнениях отбрасываемых членов. Такое приближенное описание для волноводов с реальными параметрами зачастую приводит не только к заметным количественным ошибкам, но может и качественно изменять картину волновых явлений. В настоящей работе рассмотрено одно из таких явлений, связанное со случайной неровностью границы раздела вода – донные осадки в двумерно-неоднородном волноводе мелкого моря. Показано, что для мелкомасштабных флуктуаций батиметрии такого волновода адиабатическое приближение приводит к совершенно неверным результатам затухания интенсивности низкочастотных сигналов для случая сильно пропускающей донной гра-

ницы. При наличии отражающей границы типичной степени жесткости адиабатическое приближение более приемлемо для средней интенсивности полного поля, но дает ошибку для поля отдельных мод номеров $m > 1$.

Рассмотрим классическую аксиально-симметричную постановку задачи для уравнений акустики, описывающую распространение монохроматического сигнала частоты 250 Гц в нерегулярном волноводе мелкого моря. Волновод состоит из однородного водного слоя, характерного для морей арктического шельфа (например, Карское море [6, 7]), и толщи неконсолидированных жидких осадков, разделенных случайно-шероховатой границей H . Для функции акустического давления p справедливо уравнение следующего вида [4, 5, 8]:

$$\rho r^{-1} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \rho^{-1} \frac{\partial p(r, z)}{\partial r} \right) + \rho \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho^{-1} \frac{\partial p(r, z)}{\partial z} \right) + \frac{\omega^2}{c^2} p(r, z) = -\frac{\delta(r) \delta(z - z_0)}{2\pi r} \quad (1)$$

в котором (r, z) – координаты цилиндрической системы, точечный источник излучения расположен при $r = 0, z = z_0$; $c = c(r, z)$ – скорость звука, $\rho = \rho(r, z)$ – плотность. Граничные условия к (1): $p(r, 0) = 0$ (свободная поверхность), – а на донной границе раздела – непрерывность давления и нормальной к неровной границе $H(r)$ компоненты скорости частиц. Также при $z, r \rightarrow \infty$ подразумевается выполнение условий излучения. В рамках метода поперечных сечений [4,5] поле давления $p(r, z)$ для (1) можно искать с помощью разложения по локальным модам горизонтально-неоднородного волновода:

$$p(r, z) = \sum_m G_m(r) \varphi_m(r, z);$$

$$\rho \frac{\partial}{\partial z} \left[\rho^{-1} \frac{\partial \varphi_m(r, z)}{\partial z} \right] + [k^2 - \kappa_m^2(r)] \varphi_m(r, z) = 0. \quad (2)$$

В (2) $k = \omega/c(r, z)$, $\kappa_m(r)$ – собственные значения, а φ_m – собственные функции задачи Штурма-Лиувилля ($m = 1, 2, \dots$). На поверхности и дне H океана φ_m удовлетворяют следующим граничным условиям: $\varphi_m(r, 0) = 0$, $\varphi_m(r, H) + g_m(r) \varphi'_m(r, H) = 0$ ($\varphi'_m(r, H) = (\partial \varphi_m(r, z) / \partial z)|_{z=H}$). В последнем условии $g_m(r)$ характеризует импеданс проникаемого дна, а шероховатая граница $H(r)$ задается случайной функцией, в результате чего задача (1) – (2) становится стохастической. При этом ясно, что локальные моды волновода $G_m(r) \varphi_m(r, z)$ будут случайными функциями r . Заметим, что условие на границе раздела H вода – жидкие осадки соответствует непрерывности давления и вертикальной компоненты скорости моды: $\varphi_m(r, H-0) = \varphi_m(r, H+0)$, $\varphi'_m(r, H-0)/\rho(r, H-0) = \varphi'_m(r, H+0)/\rho(r, H+0)$. В то же время для

уравнения (1) должно выполняться условие непрерывности нормальной к границе компоненты скорости: $p'_n(r, H-0)/\rho(r, H-0) = p'_n(r, H+0)/\rho(r, H+0)$, $p'_n = \partial p/\partial n$, $n \perp H(r)$. В этом заключается важнейшее отличие приближенных методов анализа (адиабатического и стандартного параболического уравнения) от точного рассмотрения метода поперечных сечений [8, 9]. Приближения не учитывают разницу между вертикальной составляющей скорости на границе раздела и нормальной компонентой. В рамках метода поперечных сечений, пренебрегая обратно рассеянным полем, для модовых амплитуд $G_m(r)$ в (2) получается выражение:

$$G_m(r) = A_m(r) \exp \left\{ \int_0^r \left[ik_m(\xi) - (2a_m)^{-1} \sum_n a_n [V_{mn}(\xi) \left(\frac{\kappa_m(\xi)}{\kappa_n(\xi)} \right) - V_{nn}(\xi)] \right] d\xi \right\}, \quad (3)$$

где $a_m = \varphi_m(0, z_0) \exp[i\kappa_m(r)r]/2$, $A_m = i\varphi_m(0, z_0)[8\pi i\kappa_m(r)r]^{-1/2}$, $\kappa_m r \gg 1$. В (3)

$V(r)$ – матрица с элементами $V_{mn}(r) = \int_0^\infty \frac{\varphi_m(r, z)}{\rho(r, z)} \frac{\partial \varphi_n(r, z)}{\partial r} dz$. Форма запи-

си решения (3) удобна для аналитического рассмотрения. С точки зрения непосредственных расчетов предпочтительнее может быть матричная запись решения, приведенная в работе [9] через частную форму матрицанта. $V(r)$ и транспонированная матрица $V^T(r)$ описывают межмодовое взаимодействие из-за горизонтальных изменений, вызванных случайной неровностью донной границы H . Адиабатическое приближение игнорирует данные матрицы в решении, рассматривая лишь первый член в экспоненте (3) с флуктуирующими волновыми числами $\kappa_m(r)$. Результатом этого являются ошибки в поведении средней интенсивности звука в волноводе, представленной ниже.

Для моделирования рассматривался мелководный волновод средней глубины $\langle H(r) \rangle = 40$ м. В его водном слое $0 \leq z < H(r)$ однородные профили скорости звука $c = 1460$ м/с и плотности $\rho = 1.023$ г/см³. Дно $z \geq H(r)$ – жидкое поглощающее полупространство. Следуя данным измерений в [6,7], задаем импеданс дна посредством плотности, $\rho_1 = 1.85$ г/см³, поглощения $\beta_1 = 0.02$ и скорости звука c_1 . Случайные неровности границы раздела вода – осадки $\delta h(r)$, $H(r) = \langle H \rangle + \delta h(r)$, полагаем гауссовым случайным процессом с экспоненциальной корреляционной функцией: $B_h(r_2 - r_1) = \sigma_h^2 \exp(-|r_2 - r_1|/L_h)$. Интенсивность флуктуаций $\sigma_h^2 = \langle (\delta h)^2 \rangle = 1$ м², а важнейший параметр L_h является характерным масштабом изменения батиметрии $H(r)$. Ниже показано влияние мелкомасштабных флуктуаций $\delta h(r)$, $L_h = 20$ м.

Статистическое моделирование интенсивности звукового поля было выполнено с использованием ансамбля из 10^3 реализаций для двух типов донных границ мелководного волновода: сильно проницаемой границы раздела, $c_1 = c = 1460$ м/с, что часто встречается на шельфе арктических морей с повышенной газонасыщенностью в донных осадках [6,7], и границы со значительной отражательной способностью, $c_1 = 1600$ м/с. В первом случае в волноводе формируются только вытекающие моды [5], для расчета учтено 6 таких мод. В случае отражающей границы моды номеров 1–6 – распространяющиеся, дополнительно к ним учитывались 3 вытекающие моды. Графики средних потерь при распространении приведены на рис. 1 и 2. Хорошо видно, что точное решение (2)–(3) для однонаправленного распространения (ОР), учитывающее межмодовое

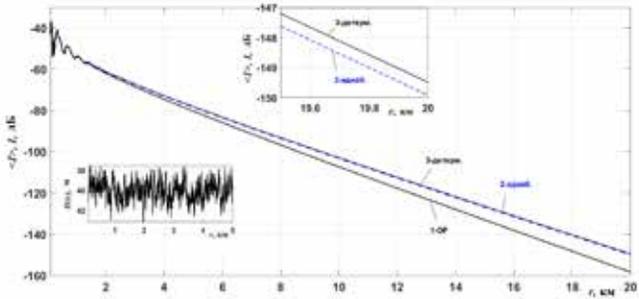


Рис. 1. Спадание средней интенсивности сигнала частоты 250 Гц в волноводе с флуктуациями пропускающей донной границы, $z_0 = z = 24$ м, $L_h = 20$ м. Кривая 1 – приближение рассеяния вперед (ОР); штриховая кривая 2 – адиабатическое приближение ($V_{mn} = 0$); кривая 3 – горизонтальная граница ($\delta h = 0$). Вставка внизу – пример неровной границы в 1-й реализации.

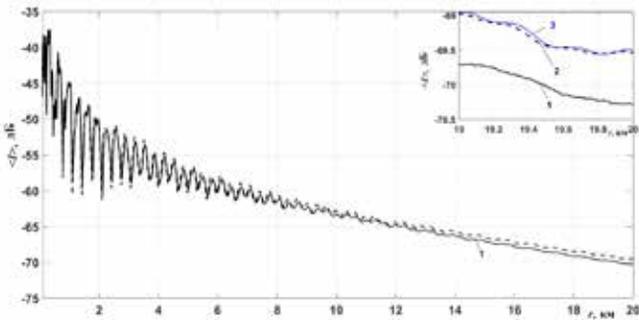


Рис. 2. Отражающая неровная граница. Кривые аналогичны приведенным на рис. 1: 1 – ОР, 2 – «адиабатика», 3 – $\delta h = 0$.

взаимодействие, весьма сильно расходится с адиабатическим приближением. Последнее, в свою очередь, с точностью до десятых долей децибела совпадает с детерминированным случаем невозмущенного волновода, $\delta h(r) = 0$, то есть «адиабатика» практически не дает верного описания энергетической структуры поля в волноводе с неровным дном (сравни кривые 1 и 2 на рисунках). Этот факт имеет место, как для сильно пропускающей донной границы (рис. 1), так и, в значительно меньшей степени, в случае отражающей (жесткой) границы (рис. 2). Таким образом, для волноводов с неровными границами использование адиабатического приближения может быть оправдано только в тех случаях, когда взаимодействием мод можно пренебречь. Для этого необходимы либо малые, либо крупномасштабные возмущения границы волновода [9].

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме «Изучение фундаментальных основ возникновения, развития, трансформации и взаимодействия гидроакустических, гидрофизических и геофизических полей Мирового океана», номер гос. регистрации: ААА-А-А20-120021990003-3.

Литература

1. Petrov P.S., Prants S.V., Petrova T.N. Analytical Lie-algebraic solution of a 3D sound propagation problem in the ocean // *Physics Letters A*. 2017. V. 381. P. 1921–1925.
2. Lunkov A., Sidorov D., Petnikov V. Horizontal refraction of acoustic waves in shallow-water waveguides due to an inhomogeneous bottom structure // *J. Mar. Sci. Eng.* 2021. V. 9. 1269.
3. Pierce A. D. Extension of the method of normal modes to sound propagation in an almost-stratified medium // *The Journal of the Acoustical Society of America*. 1965. V. 37. No. 1. P. 19–27.
4. Бреховских Л.М., Лысанов Ю.П. Теоретические основы акустики океана. Л.: Гидрометеиздат. 1982.
5. Jensen F.B., Kuperman W.A., Porter M.B., Schmidt H. *Computational Ocean Acoustics*. Springer: New York, USA; Dordrecht, The Netherlands; Heildelberg, Germany; London, UK, 2011.
6. Григорьев В.А., Петников В.Г., Росляков А.Г., Терехина Я.Е. Распространение звука в мелком море с неоднородным газонасыщенным дном // *Акуст. журн.* 2018. Т. 64. № 3. С. 342–358.
7. Яшин Д.С., Ким Б.И. Геохимические признаки нефтегазоносности Восточно-Арктического шельфа России // *Геология нефти и газа*. 2007. Т. 4. С. 25-29.
8. Бреховских Л.М., Годин О.А. Звуковые поля в слоистых и трехмерно-неоднородных средах. Акустика неоднородных сред. 2009. Т. 2. М.: Наука.
9. Gulin O.E., Yaroshchuk I.O. On average losses of low-frequency sound in a two-dimensional shallow-water random waveguide // *J. Mar. Sci. Eng.* 2022. V. 10 (6). 822.

СЕЙСМИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ В ФИЗИКЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Долгих Г.И.¹, Мишаков А.В.²

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва, г. Владивосток

²Институт математики и компьютерных технологий (Школа)
Дальневосточного федерального университета, г. Владивосток
mishakov.av@dvfu.ru

В работе [1] были использованы 10 общепланетарных регрессий (магнитудных величин), из них первые 8 магнитудных величин были хорошо известны. В этой работе к ним мы добавили ещё 2 (9-ую и 10-ую) $m_c(M)$ и $F_c(M)$. Напомним вместе с 1-ой и 3-ей магнитудными величинами их зависимости от магнитуды M , применяемые в среднем для всех сейсмоактивных регионов планеты:

$$T = T(M) = T_M = 10^{a_M M - b} \text{ лет}, \quad (1)$$

$$r_c = r_c(M) = r_{cM} = 10^{a_1 M - b_1} \text{ км}, \quad (2)$$

$$m_c = m_c(M) = m_{cM} = 10^{a_7 M - b_7} \text{ Т}, \quad (3)$$

$$F_c = F_c(M) = F_{cM} = 10^{a_8 M - b_8} \text{ Дж/км}, \quad (4)$$

где

$$\left. \begin{array}{l} a = 0,5, \quad b = 2,1; \quad a_1 = 0,5, \quad b_1 = 2,28; \\ a_7 = 1,5, \quad b_7 = -3,23; \quad a_8 = 1, \quad b_8 = -7,56. \end{array} \right\} (5)$$

Здесь соотношение (1) является 1-ой формулой Зубкова [2], определяющее время T (по долгосрочным предвестникам) возможного повторения землетрясения (время цикла землетрясения, время подготовки землетрясения, длительность фазы консолидации землетрясения). Соотношение (2) является формулой Шебалина-Садовского [3, 4] для радиуса очага землетрясения (сейсмического очага) в сферическом приближении. Магнитудная величина (3) представляет собой оценочную массу сейсмического очага в зависимости от магнитуды M [5]. И, наконец, магнитудная величина (4) представляет собой силу сотрясения F_c пород в очаге землетрясения в зависимости от магнитуды M [5].

В работе [2] утверждается, что возникновение и развитие сейсмического очага качественно протекает одинаково для землетрясений всех

магнитуд. Там же было принято не противоречащее физической модели сейсмического очага допущение, что развитие, по крайней мере, геометрии очага происходит для всех землетрясений одинаково и количественно. Иными словами, предполагается, что все сейсмические очаги достигают одинаковых размеров за одно и то же время; только очаги, которые приведут к землетрясениям большей магнитуды, развиваются дольше, что и определяет их большие размеры. То есть, для геометрических характеристик сейсмических очагов выполняется масштабная инвариантность по магнитудам (или другими словами, по энергиям) всех землетрясений на планете Земля. И этот принцип подобия (масштабной инвариантности) в работах [6, 7] распространили и на все сейсмические процессы (см. также [3]), а, следовательно, и на все характеристики сейсмического очага: как геометрические–пространственные (объёмные), так и энергетические, массовые и силовые сейсмические характеристики. Тем самым принимается существование универсальных, т.е. не содержащих магнитуду соотношений, например, из (2) – (4): $r_c = r_c(\dot{t})$, $m_c = m_c(\dot{t})$ и $F_c = F_c(\dot{t})$, где \dot{t} – текущее универсальное (физическое) время во всей Вселенной (вдали от чёрных дыр или от очень плотных массивных объектов). Тогда каждая совокупность трёх формул $T = T(M)$, $r_c = r_c(M)$ или $T = T(M)$, $m_c = m_c(M)$, или $T = T(M)$, $F_c = F_c(M)$ является параметрическим представлением функций $r_c(\dot{t})$, $m_c(\dot{t})$ и $F_c(\dot{t})$ соответственно. В них параметром является магнитуда, и после её исключения и замены T на текущее время \dot{t} , получаются зависимости $r_c = r_c(\dot{t})$, $m_c = m_c(\dot{t})$ и $F_c = F_c(\dot{t})$.

Фактически в [2] была произведена формальная замена $T(M)$ на \dot{t} , т.е. T на \dot{t} после процедуры исключения магнитуды M в соответствующих парах величин, из которых обязательна одна – временная: $T(M)$. Но при использовании такой процедуры возникают важные гносеологические «детали». Ведь по самому смыслу текущее универсальное время \dot{t} отождествлялось с временем подготовки землетрясения $T(M)$, зависящим по факту от магнитуды M . То есть, здесь неявно предполагается в самом общем случае следующая связь $T(M)$ и \dot{t} :

$$T(M) = \gamma(M)t^\lambda + \tau_0, \quad (6)$$

на которую должны быть наложены очевидные ограничения. Здесь $\gamma(M)$ – некоторая безразмерная величина, зависящая от магнитуды M , λ – некоторая безразмерная степень (параметр), τ_0 – некоторая размерная величина (параметр), имеющая размерностью время. Очевидно, разрешая выражение (6) относительно времени $\dot{t} = t_c$ получаем это время в виде:

$$t_c = \{[T(M) - \tau_0]/\gamma(M)\}^{1/\lambda}, \quad (7)$$

которое естественно, в таких обстоятельствах, назвать *сейсмическим временем*. При этом на соотношение (7) накладываются очевидные ограничения, которые мы обсудим несколько ниже.

Предполагаем зависимость от M величины $\gamma(M)$ стандартным в сейсмологии образом:

$$\gamma(M) = 10^{\alpha_0 M - \beta_0} , \quad (8)$$

где α_0 и β_0 – некоторые пока неизвестные постоянные (числа). Подставляя (1) и (8) в (7), получаем сейсмическое время в виде:

$$t_c = \left[(10^{aM-b} - \tau_0) / 10^{\alpha_0 M - \beta_0} \right]^{1/\lambda} , \quad (9)$$

где a и b см. в (5).

Так как текущее универсальное (физическое) время t , т.е. сейсмическое время t_c из (9) очевидно по самому своему смыслу не зависит от M , то

$$dt_c/dM = 0 . \quad (10)$$

Подставляя (9) в (10), получаем, взяв сложную производную по M , выполнение первого ограничения на вид (9):

$$\alpha_0 = a , \quad (11)$$

что приводит к следующему виду для t_c :

$$t_c = \left[(10^{aM-b} - \tau_0) / 10^{aM - \beta_0} \right]^{1/\lambda} . \quad (12)$$

Естественно, на (12) нужно наложить ещё два естественных ограничения: второе, т.е. $\lambda = 1$ из-за требования естественной размерности t_c в секундах, минутах, часах, сутках или годах (допустим в годах), и третье, т.е. $\tau_0 = 0$ из стандартного упрощения шкалы времени с выбором нуль-пункта (начала) временной шкалы в нуле. Тогда с учётом этих естественных ограничений формула (12) примет простой вид:

$$t_c = 10^{aM-b} / 10^{aM - \beta_0} \text{ лет} = 10^{\beta_0 - b} \text{ лет} = 10^{\beta_0} \cdot 10^{-b} \text{ лет} , \quad (13)$$

что с учётом (5) даёт:

$$t_c = 10^{\beta_0} \cdot 10^{-2.1} \text{ лет} . \quad (14)$$

При этом множитель 10^{β_0} из первоначального требования безразмерности величины $\gamma(M)$ (см. (6) и (8)) является безразмерным и выполняет роль коэффициента масштабного преобразования временной шкалы при переходе от временных единиц (в годах) к временным единицам (в сутках), или к временным единицам (в часах), или к временным едини-

цам (в минутах), или к временным единицам (в секундах). Действительно, подставляя в (6) соотношения (1), (8) и ограничения (11), $\lambda = 1$ и $\tau_0 = 0$, имеем при переобозначении $t = t_c$: $10^{aM} \cdot 10^{-b}$ лет $= 10^{aM} \cdot 10^{-\beta_0} t_c$, т.е. получаем (14). При этом выполняется:

$$\begin{aligned} 10^{-2,1} \text{лет} &\simeq 7,943 \cdot 10^{-3} \text{лет} \simeq 2,9 \text{сут} \simeq 69,6 \text{час} \simeq \\ &\simeq 4,175 \cdot 10^3 \text{мин} \simeq 2,5 \cdot 10^5 \text{сек.} \end{aligned} \quad (15)$$

Тогда, чтобы получить эквивалент отождествления $T \equiv t_c$ по [2], например, с темпом измерения времени в годах, нужно приравнять в (14) безразмерный коэффициент при размерности лет (годы) такому значению, чтобы получилось: $10^{\beta_0} \cdot 10^{-b} = 10^{\beta_0} \cdot 10^{-2,1} = 1$, что приводит к $\beta_0 = 2,1$, или, что одно и то же (с учетом (15)) к $10^{\beta_0} = (7,943 \cdot 10^{-3})^{-1}$, или к $\beta_0 = -\lg(7,943 \cdot 10^{-3}) = 2,1$.

Аналогично, с темпом измерения времени в сутках получаем: $10^{\beta_0} = (2,9)^{-1}$, т.е. $\beta_0 = -\lg(2,9) \simeq -0,46$. Аналогично, с темпом измерения времени в часах получаем: $10^{\beta_0} = (69,6)^{-1}$, т.е. $\beta_0 = -\lg(69,6) = -1,84$. Аналогично, с темпом измерения времени в минутах получаем: $10^{\beta_0} = (4,175 \cdot 10^3)^{-1}$, т.е. $\beta_0 = -\lg(4,175 \cdot 10^3) \simeq -3,62$. И наконец, с темпом измерения времени в секундах получаем: $10^{\beta_0} = (2,5 \cdot 10^5)^{-1}$, т.е. $\beta_0 = -\lg(2,5 \cdot 10^5) \simeq -5,40$.

Таким образом, константа β_0 , а, следовательно, и коэффициент масштабного преобразования временной шкалы при переходе к разным темпам измерения сейсмического времени, принимает следующие значения:

- | | | |
|---|---|------|
| <ol style="list-style-type: none"> 1) $\beta_0 = 2,10$ (или $10^{\beta_0} \simeq 126$) при t в годах; 2) $\beta_0 \simeq -0,46$ (или $10^{\beta_0} \simeq 0,35$) при t в сутках; 3) $\beta_0 \simeq -1,84$ (или $10^{\beta_0} \simeq 1,45 \cdot 10^{-2}$) при t в часах; 4) $\beta_0 \simeq -3,62$ (или $10^{\beta_0} \simeq 2,40 \cdot 10^{-4}$) при t в минутах; 5) $\beta_0 \simeq -5,40$ (или $10^{\beta_0} \simeq 3,98 \cdot 10^{-6}$) при t в секундах. | } | (16) |
|---|---|------|

Такая концепция сейсмического времени, связанная с заменой времени подготовки землетрясения на текущее универсальное время при предварительном исключении магнитуды из соответствующих пар магнитудных величин, второй из которых обязательно должна быть временная магнитудная величина – время подготовки землетрясения, должна помочь, по-нашему предположению, в решении различных динамических задач, относящихся к сейсмическому очагу.

Проверим оценочно «работу» этой концепции на обобщённом примере, связанном со 2-ым законом Ньютона для сейсмического очага.

Имеем из (3) и (4):

$$a_c = a_c(M) = F_c(M)/m_c(M) = 10^{a_9 M - b_9} \frac{\text{Дж}}{\text{т} \cdot \text{км}}, \quad (17)$$

где с учётом (5):

$$a_9 = a_8 - a_7 = -0,5, \quad b_9 = b_8 - b_7 = -4,33. \quad (18)$$

При этом

$$1 \frac{\text{Дж}}{\text{т} \cdot \text{км}} = 10^{-6} \frac{\text{Дж}}{\text{кг} \cdot \text{м}} = 10^{-6} \frac{\text{Н}}{\text{кг}} = 10^{-6} \frac{\text{м}}{\text{сек}^2} \simeq 10^6 \frac{\text{км}}{\text{год}^2} = 10^6 \frac{\text{км}}{\text{лет}^2}. \quad (19)$$

Подставляя (19) в (17), получаем сейсмическое ускорение в виде:

$$a_c = a_c(M) = 10^{a_9 M - \tilde{b}_9} \frac{\text{км}}{\text{год}^2} = 10^{a_9 M - \tilde{b}_9} \frac{\text{км}}{\text{лет}^2}, \quad (20)$$

где

$$a_9 = -0,5, \quad \tilde{b}_9 = -10,33. \quad (21)$$

Оценочно предполагая равномерность течения сейсмического процесса в очаге с нулевой начальной скоростью при начале эволюции сейсмического очага, а также применяя в конечном итоге концепцию сейсмического времени (здесь магнитуда автоматически исключается в связи с равенством по модулю коэффициентов, противоположных по знаку, при M у $a_c(M)$ и у $T(M)$), получаем с учётом (20), (1), (5) и (21):

$$\begin{aligned} v_{c3} &= a_c \cdot t_c = a_c(M) \cdot T(M) = 10^{-(\tilde{b}_9 + b)} \frac{\text{км}}{\text{лет}} = \\ &= 10^{8,23} \frac{\text{км}}{\text{год}} \simeq 1,7 \cdot 10^8 \frac{\text{км}}{\text{год}} \simeq 5,4 \text{ км/сек}, \end{aligned} \quad (22)$$

что примерно совпадает (с примерно 7%-ой ошибкой) с $v_p = 5,8 \text{ км/сек}$, т.е. с фазовой скоростью продольных объёмных упругих волн (продольных волн Пуассона) в очаговых горных породах, являющейся согласованным параметром параметрической модели Земли («Континентальная Земля» для нулевой глубины) [8, 9]. Любопытно, что эта инвариантная скорость $1,7 \cdot 10^8 \text{ км/год}$ примерно совпала со скоростью $1 \text{ астрономическая единица/год}$ (интересная завязка локальной скорости упругих колебаний в сейсмическом очаге на Земле с глобальной скоростью какого-то процесса на масштабе оценочного расстояния от Солнца до Земли в период обращения Земли вокруг Солнца). Этот результат можно считать очередным сейсмологическим артефактом, который мы попытаемся объяснить, используя некоторую гипотезу (см. об этом ниже).

Отметим, что у v_{c3} индекс 3 появился, чтобы отличать эту скорость от других 5-ти скоростей с индексом 1 и 2 с усреднением в смысле $\langle \dots \rangle$ и $\{\dots\}$ (см. [1]).

Аналогичная оценка получается при использовании частотно-инвариантных величин (1), (3) и (4) с учётом (5) в подстановке $M = 5$ в идеологии магнитудных инвариантов в сопряжении с частотных законом Гутенберга-Рихтера [5] (индекс c заменяется на cN при указанных величинах, а в безиндексном случае у величины T появляется индекс N):

$$\begin{aligned} a_{cN} = F_{cN}/m_{cN} &= \frac{3,63 \cdot 10^{12} \text{ Дж/км}}{5,37 \cdot 10^{10} \text{ Т}} \simeq 67,6 \frac{\text{Дж}}{\text{Т} \cdot \text{км}} = \\ &= 6,76 \cdot 10^7 \frac{\text{км}}{\text{лет}^2} = 6,80 \cdot 10^{-5} \frac{\text{м}}{\text{сек}^2}, \end{aligned} \quad (23)$$

где учтено (19), а также при $M = 5$ в (1) с учётом (5):

$$t_{cN} = T_N = 10^{0,4} \text{ лет} \simeq 2,51 \text{ лет}, \quad (24)$$

что по аналогии с (22) даёт ту же частотно-инвариантную скорость:

$$v_{c3} = v_{cN3} = a_{cN} \cdot t_{cN} \simeq 1,7 \cdot 10^8 \frac{\text{км}}{\text{год}} \simeq 5,4 \text{ км/сек}. \quad (25)$$

Аналогичное применение указанной концепции сейсмического времени к (1) и (2) с учётом (5) приводит к уже известной [10, 11] инвариантной скорости v_c :

$$\begin{aligned} v_c = r_c(M)/t_c = r_c(M)/T(M) &= 10^{b-b_1} \frac{\text{км}}{\text{лет}} = \\ &= 10^{-0,18} \frac{\text{км}}{\text{год}} \simeq 0,66 \text{ км/год}. \end{aligned} \quad (26)$$

Здесь концепция сейсмического времени автоматически выполнялась из-за исключения магнитуды в связи с равенством коэффициентов при M .

Аналогичная оценка получается при использовании частотно-инвариантных характеристик (24) и (2) при учёте (5) в подстановке $M = 5$:

$$r_{cN} = 10^{0,22} \text{ км} \simeq 1,66 \text{ км}, \quad (27)$$

что и приводит к соотношению:

$$v_c = r_{cN}/t_{cN} = r_{cN}/T_N \simeq 0,66 \text{ км/год}. \quad (28)$$

Исходя из изложенного выше, можно представить концепцию сейсмического времени в физике землетрясений в 3-х пунктах.

1. Если в паре магнитудных величин, одна из которых обязательно временная (T_M – время подготовки землетрясения), коэффициенты при M различны, то исключая магнитуду M и полагая $T = t$, где t – универсальное время, получаем универсальную зависимость от t для второй величины, стоящей в паре с временной величиной. При этом T – время подготовки землетрясения и будет искомым сейсмическим временем t_c .

2. Если в данной паре коэффициенты при M равны, то при делении одной величины на другую (временную) происходит автоматическое исключение магнитуды M , и сейсмическое время будет агрегировано в скоростной характеристике для второй величины, сопряжённой к временной величине.

3. Самым простым способом объединения пунктов 1 и 2 является переход данной пары магнитудных величин в частотно-инвариантный формат, что эквивалентно подстановке в эти величины $M = 5$. При этом частотно-инвариантное время подготовки землетрясения T_N будет эквивалентно частотно-инвариантному сейсмическому времени t_{cN} , которое равно 2,5 годам, а все остальные величины «поджимаются» под это преобразованное время (своего рода конформное время), соответствующее примерно средней магнитуде из всего диапазона значимых магнитуд (в нашем случае: от $M = 0,5$ до $M = 9,5$). В этом случае скоростные характеристики на основе 2-ой величины в паре с временной характеристикой будут совершенно эквивалентны скоростным характеристикам, получаемым на основании пунктов 1 или 2.

Применив эту концепцию сейсмического времени к массовой и силовой характеристикам сейсмического очага, мы получили (см. выше) весьма примечательную инвариантную скорость:

$$v_{c3} \approx 5,4 \text{ км/сек} \approx 1,7 \cdot 10^8 \text{ км/год}, \quad (29)$$

т.е. получили (по-видимому, не случайное по-нашему мнению) соответственно с 7% и 12%-ми ошибками расхождения (достаточно малыми для оценок) при переходе от (29) к (30) следующее примечательное оценочное соответствие:

$$v_p = 5,8 \text{ км/сек} \approx 1 \text{ астрономическая единица/год}, \quad (30)$$

что связывает локальную характеристику, т.е. фазовую скорость упругих продольных колебаний в сейсмическом очаге на Земле и глобальную характеристику, т.е. скорость некоторого пока неизвестного процесса передачи взаимодействия от Солнца к Земле (на её земной орбите). Причём этот процесс передачи идёт с довольно медленной скоростью (5-6 км/сек), довольно близкой по порядку величины со скоростью передачи взаимодействия (3,6 км/сек) в гравитационной парадигме В.И. Короченцева [12]. Возможно здесь определённую роль играет не гравитация, а некоторое (пока неоткрытое) фундаментальное дальнедействующее (маскирующееся под гравитацию) скалярное поле, генерируемое в недрах Солнца, и медленно распространяющееся до земной орбиты и пронизывающее недра Земли (из-за очень слабого взаимодействия с веществом), но тем не менее параметризующее сейсмические процессы в горных породах в очагах землетрясений. Это фундаментальное скалярное поле

имеет несколько другую природу, нежели рассмотренное в работе [13] гипотетическое безмассовое дальнедействующее фундаментальное скалярное поле (пока еще неоткрытое), которое распространяется со скоростью света и генерируется любыми массивными астрономическими объектами, в том числе и Солнцем, а также массивной чёрной дырой в центре нашей Галактики.

Авторы надеются, что описанная в данной работе концепция сейсмического времени окажется полезной в физике землетрясений, а также в проблеме возможного прогноза коровых землетрясений.

Литература

1. Долгих Г.И., Мишаков А.В. Интегральные магнитудные инварианты в глобальной версии и по распределению в физике землетрясений // *Материалы докладов XII Всероссийского симпозиума «Физика геосфер»*. Владивосток: ТОИ ДВО РАН. 2021. С. 212–220.
2. Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР. 1991. 217 с.
3. Долгих Г.И., Мишаков А.В. Расчет оценок скоростей смещения деформаций среды в эпицентрах и гипоцентрах коровых землетрясений в задаче их возможного прогноза по вариациям напряженно-деформационного поля Земли на ее поверхности // *Материалы докладов VI Всероссийского симпозиума «Физика геосфер»*. Владивосток: Дальнаука. 2009. С. 162–167.
4. Долгих Г.И., Мишаков А.В. О согласовании регрессий для энергетической и геометрических характеристик очага корового землетрясения // *Материалы докладов V Всероссийского симпозиума «Физика геосфер»*. Владивосток: Дальнаука. 2007. С. 158–164.
5. Долгих Г.И., Мишаков А.В. Магнитудные инварианты в сопряжении с частотным законом Гутенберга-Рихтера и теоретико-размерностные инварианты в физике землетрясений // *Материалы докладов XI Всероссийского симпозиума «Физика геосфер»*. Владивосток: ТОИ ДВО РАН. 2019. С. 390–417.
6. Садовский М.А. О подобии сейсмических процессов // *ДАН СССР*. 1987. Т. 296. № 6. С. 1343–1347.
7. Садовский М.А. Сейсмика взрывов и сейсмология // *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1987. №11. С. 34–42.
8. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука. 1978. 192 с.
9. Долгих Г.И., Мишаков А.В. Модельные оценки времён распространения и фазовых скоростей волн Пуассона, Рэлея и Лява для дна шельфа возле м. Шульца в задаче деформографических исследований шельфовых волн (часть I) // *Материалы докладов III Всероссийского симпозиума «Сейсмоакустика переходных зон»*. Владивосток: ДВГУ. 2003. С. 61–65.
10. Dolgikh G.I., Mishakov A.V. Magnitude Invariants in Seismology // *Doklady Earth Sciences*. 2014. Vol. 459. Part 1. P. 1387–1390. (Долгих Г.И., Мишаков А.В. Магнитудные инварианты в сейсмологии // *ДАН*. 2014. Т. 459. №1. С. 96–99.)
11. Долгих Г.И., Мишаков А.В. Магнитудные инварианты в сейсмологии // *Материалы докладов VIII Всероссийского симпозиума «Физика геосфер»*. Владивосток: Дальнаука. 2013. С. 299–309. (Более подробный вариант статьи [10].)
12. Короченцев В.И. Теоретическое и экспериментальное определение скорости гравитационных волн в системе Земля-Луна // *Материалы докладов XII Всероссийского симпозиума «Физика геосфер»*. Владивосток: ТОИ ДВО РАН. 2021. С. 233–234.
13. Vladimirov Yu.S., Miroshnik A.O., Mishakov A.V. Multidimensional models of physical interactions // *Wiss.Zeit.Univ.Jena*. 39J. H.1. 1990. P. 128-132.

ЛОГНОРМАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЫСОТ ЦУНАМИ: ТЕОРИЯ, НАБЛЮДЕНИЯ И ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

**Зайцев А.И.¹, Диденкулова И.И.²,
Талипова Т.Г.^{2,3}, Пелиновский Е.Н.^{2,3}**

¹*СКБ средств автоматизации морских исследований, г. Южно-Сахалинск*

²*Институт прикладной физики РАН, г. Нижний Новгород*

³*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток;
pelinovsky@gmail.com*

В настоящее время накоплен большой объем данных о распределении высот цунами вдоль побережья во время исторических событий. Особенно много данных было получено после катастрофического цунами 2004 г. в Индийском океане в связи с его глобальным распространением практически во всех океанах. Анализ распределения высот волн вдоль побережья позволяет зонировать районы по степени цунамиопасности и планировать мероприятия по предупреждению и ликвидации последствий стихийных бедствий. С учетом повторяемости землетрясений можно с заданной вероятностью получать многолетние оценки высот цунами для конкретных пунктов побережья; такие оценки в настоящее время проводятся в рамках подхода РТНА (вероятностная оценка опасности цунами), в том числе и для Дальневосточного побережья России [1]. Между тем даже для одного конкретного события распределение высот цунами вдоль побережья крайне неоднородно, и для его анализа можно использовать методы теории вероятностей и математической статистики. Эти вопросы обсуждаются в книге [2].

Здесь мы обсудим логнормальное распределение высот заплесков цунами вдоль побережья, предложенное в статьях [3-5], и которое имеет теоретическое обоснование. Мы приведем здесь несколько примеров наблюдаемых функций распределения, которые хорошо аппроксимируются с помощью логнормального распределения. Это распределение также хорошо аппроксимируют результаты численных расчетов характеристик цунами, что будет продемонстрировано на примере распределения высот волн вдоль восточного побережья Сахалина.

Очевидно, что накат цунами на берег в конкретном пункте является результатом сложного процесса отражения, преломления, дифракции и резонансных эффектов. В рамках линейной теории высота заплеска H всегда пропорциональна высоте волны в очаге цунами H_0 . Коэффициент

пропорциональности здесь является коэффициентом трансформации волны, который очевидным образом зависит от распределения поля в очаге цунами и донного/берегового рельефа. Для катастрофических событий характерны большие размеры очага цунами с относительно плавным изменением его формы, в то время как донный и береговой рельефы содержат много мелкомасштабных неоднородностей, которые в первом приближении можно считать случайными. Но тогда коэффициент трансформации есть произведение локальных коэффициентов трансформации на каждом элементе подводного рельефа. Это, например, легко видеть из лучевой теории распространения волн, когда высота волны вдоль каждого луча меняется в соответствии с законом Грина

$$H(l) = H_0 \left[\frac{h_0}{h(l)} \right]^{1/4} \left[\frac{B_0}{B(l)} \right]^{1/2}, \quad (1)$$

где l – расстояние вдоль луча (которое в свою очередь является случайным), $h(l)$ и $B(l)$ – глубина и дифференциальная ширина луча, которые также, меняются случайным образом. Переходя к логарифму в формуле (1) и считая, что случайных сегментов достаточно много, мы получаем согласно центральной предельной теореме логнормальное распределение высот заплеска

$$f(H) = \frac{1}{H\sigma \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{(\ln H - a)^2}{2\sigma^2} \right]. \quad (2)$$

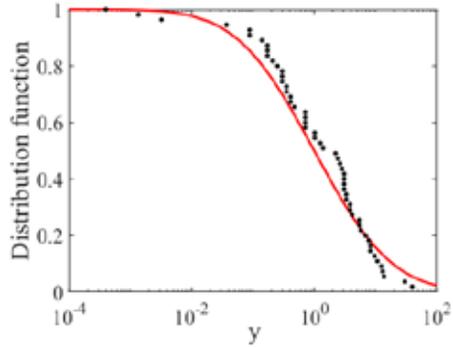
Это распределение содержит два параметра, имеющих ясный физический смысл: $a = \langle \ln H \rangle$ – среднее значение логарифма высот заплесков и σ – стандартное отклонение. Эти параметры легко подсчитать для каждого конкретного события.

Следует заметить, что реальные распределения высот волн (гистограммы) достаточно изрезаны, поэтому для сопоставления с теорией, удобно строить интегральную функцию распределения, которая записывается в универсальном виде [6]

$$F(y) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \ln 10} \int_y^\infty \frac{1}{z} \exp \left[-\frac{1}{2} (\log z)^2 \right] dz \quad y = \frac{H^{1/\sigma}}{\exp(a/\sigma)}. \quad (3)$$

В качестве примера мы приведем здесь рассчитанную функцию распределения последнего катастрофического цунами на острове Сулавеси (Индонезия) в сентябре 2018 года – рис. 1 [7]. Волны цунами были вызваны сильным подводным землетрясением вблизи острова; оно же инициировало многочисленные оползни, так что высоты волн цунами на

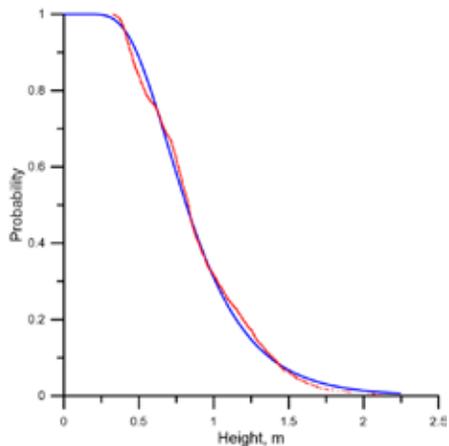
Рис. 1. Функция распределения высот волн вдоль побережья острова Сулавеси. Красная линия – формула (3).



берегу обусловлены интерференцией различных источников. Тем не менее, как видно из рис. 1, логнормальная кривая хорошо аппроксимирует реальные данные.

Логнормальное распределение хорошо описывает данные численных расчетов характеристик волн цунами. В частности, мы рассчитали распространение цунами в Охотском море, вызванное гипотетическим землетрясением с магнитудой 8.2 в районе центральных Курильских островов с параметрами, близкими к Симуширским землетрясениям 2006 и 2007 года. В наших расчетах использованы следующие параметры землетрясения: глубина фокуса 20 км, длина разрыва 300 км, его ширина 80 км и смещение по разрыву (slip) 9 м, угол разлома с меридианом (strike) -135° , угол смещения плиты вглубь от разлома (dip) 10° и вдоль разлома (rake) 110° . Начальное смещение уровня воды в океане рассчитывалось с помощью модели Окада [8].

Рис. 2. Функция распределения высот волн цунами вдоль восточного побережья Сахалина. Красные точки – расчет, синяя линия – логнормальное распределение



На рис. 2 показано рассчитанное распределение высот волн цунами вдоль восточного побережья Сахалина для этого гипотетического события. Как видим и здесь, логнормальное распределение хорошо аппроксимирует результаты численных расчетов.

Благодарности. Исследования ЕП и ТТ поддержаны Лабораторией нелинейной гидрофизики и природных катастроф ТОИ им. В.И. Ильичева ДВО РАН, грант Министерства науки и высшего образования РФ соглашение № 075-15-2022-1127 от 01.07.2022 г

Литература

1. Гусяков В.К., Кихтенко В.А., Чубаров Л.Б., Шокин Ю.И. Построение обзорных карт цунамирайонирования дальневосточного побережья РФ в рамках методики РТНА // Вычислительные технологии. 2019. Т. 24. № 1. С. 55–72. DOI: 10.25743/ICT.2019.24.1.005.
2. Choi B.H., Pelinovsky E. Tsunamis along the coast // Hanrimwon Publishing Company, Korea. 2016. 206 p. ISBN 978-89-5708-264-5;
3. Van Dorn W.G. Tsunamis // Advances in Hydroscience, (Ed. V.T. Chow), Acad. Press, London, 1965. V. 2. P. 1–48
4. Kajiura K. Some statistics related to observed tsunami heights along the coast of Japan. Tsunamis – Their science and engineering, 1983. TERRAPUB, Tokyo. P. 131–145.
5. Go C.N. Statistical properties of tsunami runup heights on the coasts of the Kuril Isles and Japan. In Tsunami along the Coast; Choi, B.H., Pelinovsky, E., Eds.; Hanrimwon Publishing Co.: Seoul, Korea, 2016; P. 155–180;
6. Пелиновский Е.Н., Рябов И.А. Функции распределения высот заплесков цунами (по данным международных экспедиций 1992–1998 гг.). Океанология. 2000. 40. № 5. P. 645 – 652;
7. Didenkulova I., Zaitsev A., and Pelinovsky E. Tsunami distribution functions along the coast: extended // J. Marine Science and Engineering. 2022. V. 10. No. 8. 1137 (8 pages). <https://doi.org/10.3390/jmse10081137>
8. Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // Bulletin of the Seismological Society of America. 1985. V. 75(4). P. 1135–1154.

НЕСАМОСОПРЯЖЁННАЯ МОДЕЛЬНАЯ ПОСТАНОВКА ГРАНИЧНОЙ ЗАДАЧИ ПЕКЕРИСА

Касаткин Б.А., Злобина Н.В., Касаткин С.Б.

*Институт проблем морских технологий им. академика Агеева М.Д., г. Владивосток,
kasatkas@marine.febras.ru*

Хорошо известно, что все операторы, описывающие те или иные граничные задачи (ГЗ), делятся на самосопряжённые и несамопряжённые. С точки зрения математики, их различие заключается в том, что спектр собственных значений самосопряжённого оператора является вещественным, тогда как спектр собственных значений несамопряжённого оператора является комплексным, а, следовательно, комплексно-сопряжённым. С точки зрения физики, самосопряжённый оператор описывает консервативную систему, в которой отсутствуют какие-либо потери энергии. К таким потерям можно отнести потери на поглощение звука, потери на излучение через границы раздела, потери на трансформацию волн одного типа в волны другого типа. С этой точки зрения слоистые волноводы, нагруженные на полупространство, жидкое или твёрдое, являются открытыми системами с неизбежными потерями энергии на излучение через границы раздела при углах падения, меньших критического значения. Следовательно, несамопряжённые операторы должны играть важную роль при решении ГЗ в акустике слоистых сред. К таким задачам, безусловно, относится и граничная задача Пекериса, лежащая в основе целого направления в теоретической и прикладной гидроакустике. Такая задача была поставлена и решена Пекерисом в работе [1] с использованием собственных функций несамопряжённого оператора, описывающего ГЗ. Однако полученное решение не обладает свойством полноты, т.к. оно получено с использованием собственных функций только одного оператора, какими являются расходящиеся волны. В результате решение оказалось корректным только при описании звукового поля в самом волноводе, но не в полупространстве, где амплитуда вытекающих волн комплексного спектра экспоненциально растёт с глубиной. Другое решение той же ГЗ Пекериса было получено Бреховских Л.М. в работе [2] в самосопряжённой модельной постановке, что обеспечило корректность решения во всей заявленной области определения волновод плюс полупространство. Наконец, в историческом плане следует отметить ещё два решения [3]-[4] той же ГЗ, полученные с использованием собственных функций несамопряжённого оператора

(расходящихся волн), корректные только при описании звукового поля в самом волноводе, но не в полупространстве. Нетривиальность ситуации заключается в том, что все четыре решения получены в классе аналитических функций на плоскости комплексного переменного, но с различным выбором разреза, определяющего однозначную ветвь радикала, каким является вертикальное волновое число в полупространстве. Понятно, что эта ситуация с множеством различных решений ГЗ Пекериса противоречит определению корректно поставленной ГЗ, приведённому в работе [5]. Ситуация разрешается тривиальным образом, если каждому решению ГЗ сопоставить свою модельную постановку, в рамках которой это решение будет корректным (единственным). Так, например, решения [1], [3]-[4] являются корректными решениями редуцированной ГЗ для волновода с граничным условием смешанного (импедансного) типа. В этой модельной постановке полупространство не входит в область определения решения, но представлено своим входным импедансом в граничном условии смешанного типа. Сам импеданс определён различным образом для различных разрезов, что обеспечивает единственность решения в каждом конкретном случае выбора разреза. И только решение [2], которое будем называть классическим решением, полученное в самосопряжённой модельной постановке, является корректным (единственным) решением в классе аналитических функций во всей заявленной области определения волновод плюс полупространство. Простота и «гладкость» классического решения, а также возможность его обобщения на более сложные волноводы, неоднородные, слоистые, нерегулярные, обеспечило его исключительную популярность в теоретической и прикладной акустике [6]-[12].

Однако это не исключает существование других решений той же ГЗ в других классах функций и в другой модельной постановке. Первоначально иное решение ГЗ Пекериса с использованием собственных функций двух сопряжённых операторов было получено в работах [13]-[14], а в работе [15] были описаны ещё два решения той же ГЗ. Одно из них получено в классе функций, представимых интегралом Фурье-Бесселя. В этом решении жидкий слой играет роль резонатора (а не волновода), нагруженного на полупространство, в котором горизонтальный поток мощности тождественно равен нулю, а отличен от нуля вертикальный поток мощности в полупространство, играющее роль нагрузки на резонатор. Другое решение, которое будем называть обобщённым, построено в не-самосопряжённой модельной постановке с использованием собственных функций двух сопряжённых операторов, допускающей их взаимную трансформацию на горизонтах трансформации, играющих роль горизонтов полного внутреннего отражения (в терминологии И. Ньютона). Таковыми собственными функциями являются расходящиеся (прямые) волны и

сходящиеся (обратные) волны отдачи. Обобщённость решения объясняется тем, что на горизонтах трансформации, подлежащих определению в каждом конкретном случае, допускается разрывность решения одновременно и по давлению, и по нормальной компоненте вектора колебательной скорости. Единственность и физическая корректность обобщённого решения обеспечивается тем, что только в случае одновременной разрывности и по давлению, и по нормальной компоненте вектора колебательной скорости на горизонтах трансформации генерируется вертикальная компонента вектора интенсивности с периодом $\lambda/2$ (λ -длина волны), а поток мощности через горизонт трансформации тождественно равен нулю. Учитывая важность несамосопряжённой модельной постановки ГЗ в акустике слоистых сред, сформулируем основные её положения.

1.-Полнота решения ГЗ в несамосопряжённой модельной постановке обеспечивается совместным участием собственных функций двух сопряжённых операторов с возможной их взаимной трансформацией на горизонтах трансформации, подлежащих определению.

2.-Единицей волнового движения в несамосопряжённой модельной постановке ГЗ Пекериса являются комбинационные волны (КВ), содержащие регулярную и обобщённую составляющие. Для КВ с вещественными горизонтальными волновыми числами регулярная составляющая продолжается в полупространство неоднородной волной, амплитуда которой экспоненциально убывает в полупространстве. Обобщённая составляющая продолжается в полупространство неоднородной волной, амплитуда которой экспоненциально растёт в полупространстве до горизонта трансформации. Ниже горизонта трансформации, играющего роль горизонта полного внутреннего отражения, обобщённая волна продолжается неоднородной сходящейся волной отдачи, амплитуда которой экспоненциально убывает. Иначе говоря, обобщённые нормальные волны всегда являются гибридными волнами. Для КВ с комплексными горизонтальными волновыми числами регулярная составляющая преломляется в полупространство под положительным углом преломления, а обобщённая составляющая преломляется под отрицательным углом преломления с последующим зеркальным отражением от оси симметрии как от жёсткой границы. В результате двойного лучепреломления формируется коридор вытекания, играющий роль волновода в полупространстве, в котором поток мощности (с цилиндрической расходимостью) отличен от нуля. Его границы играют роль горизонтов трансформации, а вне коридора вытекания формируется поле стоячих волн, в котором генерируются мелкомасштабные (с периодом $\lambda/2$) знакопеременные вихревые структуры.

3.-Несамосопряжённая модельная постановка ГЗ Пекериса допускает активизацию комплексного углового спектра модельного (точечного)

источника [15]. При его активизации генерируется неоднородная обобщённая волна Брюстера (нулевая мода), локализованная на горизонте источника, соответствующая корню характеристического уравнения для границы раздела двух жидких полупространств.

4.-Трансформация КВ с комплексными горизонтальными волновыми числами в КВ с вещественными горизонтальными волновыми числами происходит на частотах продольного резонанса, которые являются кратными корнями дисперсионного уравнения для волновода Пекериса. Условием реализации продольного резонанса является равенство нулю реактивного входного импеданса для горизонтального волнового движения. На частотах продольного резонанса генерируются две обобщённые волны. Одна из них является расходящейся волной с положительно определёнными фазовой и групповой скоростью. Другая является сходящейся волной отдачи с положительно определённой групповой скоростью. Последнее обстоятельство является основанием для корректировки условий излучения и, соответственно, для включения этой волны в суммарное решение. Амплитуда звукового давления на частоте продольного резонанса имеет корневую особенность и аномальную зависимость от расстояния (в идеальном резонаторе без потерь), $p(\omega) = O((\delta\omega)^{-1/2})$, $\delta\omega = |\omega - \omega_p|$, $p(r) = O(r^{1/2})$, ω_p - частота продольного резонанса [13].

5.-Трансформация сходящейся волны отдачи в регулярную нормальную волну происходит на частотах поперечного резонанса, соответствующих критическому углу падения. Условием реализации поперечного резонанса (антирезонанса) является равенство нулю реактивной проводимости нагрузки (полупространства) для поперечного волнового движения. Амплитуда трансформирующихся волн на частоте антирезонанса равна нулю, что обеспечивает непрерывность модельного решения на частотах поперечного резонанса.

6.-Резонансный характер возбуждения нормальных волн на частотах продольного и поперечного резонансов в волноводе Пекериса полностью аналогичен возбуждению квазипродольных волн на частотах продольного резонанса и квазипоперечных волн на частотах поперечного резонанса в твёрдых волноводах типа пластин, стержней, цилиндров, звуковое поле в которых также описывается несамосопряжёнными операторами [16]. Сам процесс возбуждения продольных резонансов с участием обратных волн с положительно определённой групповой скоростью в волноводной системе, размер которой не ограничен в продольном направлении, является фундаментальным явлением, корректное описание которого возможно только в несамосопряжённой модельной постановке соответствующей ГЗ.

Особенности модельного решения ГЗ Пекериса в несамосопряжённой модельной постановке.

Комплексный спектр собственных значений несамосопряжённого оператора, описывающего ГЗ Пекериса, и типы волн, формирующих суммарное звуковое поле, показаны на рис. 1. Рисунок соответствует представлению вертикального волнового числа в полупространстве в форме $k_{32} = a_2 \pm i\alpha_2$, $a_2 \geq 0$, $\alpha_2 \geq 0$. Жирной линией на рисунке отмечены полюсы и направление их миграции с ростом частоты, которым соответствуют нормальные волны, одновременно удовлетворяющие условию погашаемости на бесконечности в полупространстве. Отдельные полюсы помечены обозначениями $n(1)$, $n(2)$, $n(3)$ для расходящихся волн и обозначениями $\bar{n}(2)$, $\bar{n}(3)$ для обратных волн, также входящих в суммарное решение. Нормальные волны семейства $n(1)$, которые продолжаютя в полупространстве неоднородной волной с убывающей амплитудой, являются регулярными составляющими обобщённого решения. Нормальные волны семейства $n(2)$ продолжаютя в полупространство неоднородной волной с растущей амплитудой и являются обобщёнными составляющими. После регуляризации математического описания этих волн с использованием механизма трансформации на горизонтах полного внутреннего отражения они становятся гибридными волнами. Нормальные волны семейства $n(3)$ являются вытекающими (втекающими) волнами комплексного спектра. В суммарное решение входят те волны комплекс-

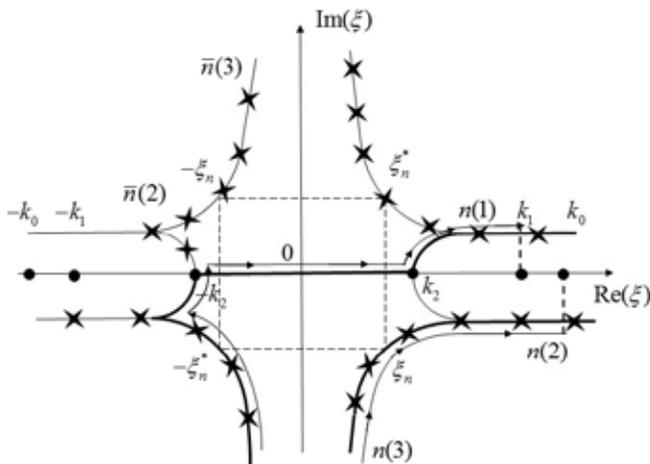


Рис. 1. Расположение полюсов на плоскости комплексного спектрального параметра, соответствующих подмножествам $n(1)$, $n(2)$, $n(3)$ нормальных волн, k_1 , k_2 -волновые числа в волноводе и полупространстве, k_0 -волновое число волны Брюстера.

ного спектра с горизонтальными волновыми числами $(\xi_n, -\xi_n^*)$, которые одновременно удовлетворяют условию погашаемости на бесконечности в полупространстве. Подробное описание структуры нормальных волн и способа построения обобщённого решения с использованием соотношений обобщённой ортогональности приведено в работах [13]-[15].

Парная структура вытекающих КВ комплексного спектра с волновыми числами $(\xi_n, -\xi_n^*)$ представлена на рис. 2а. Присутствие в паре волн обратной волны предполагает механизм её отражения от оси симметрии, играющей роль жёсткой границы, и механизм вытекания в соответствующий коридор вытекания, играющий роль волновода в полупространстве. Любая пара вытекающих нормальных волн образует расходящуюся волну с цилиндрической расходимостью в коридоре вытекания и поле стоячих волн вне коридора. Жидкий слой играет роль резонатора, который нагружается на полупространство своей центральной частью $(z = h, r \leq r_n)$.

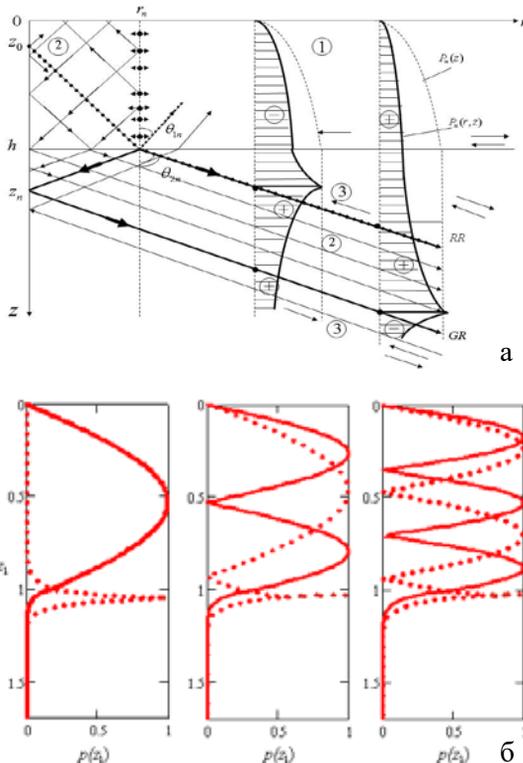


Рис. 2. Схема формирования комбинационных волн: а)- с комплексными волновыми числами, б)- с вещественными волновыми числами.

который нагружается на полупространство своей центральной частью $(z = h, r \leq r_n)$.

Цифрой 1 на рисунке помечен резонатор, цифрой 2 помечена его центральная часть и коридор вытекания в полупространстве, где потоки мощности являются однонаправленными, положительно определёнными. Коридор вытекания ограничен сверху лучом RR с регулярным законом преломления расходящейся волны, и снизу лучом GR с обобщённым законом преломления. Этому закону соответствует преломлённая сходящаяся волна отдачи, которая становится расходящейся волной только после отражения от оси симметрии как от

жёсткой границы. Цифрой 3 на рисунке помечены области в полупространстве (буферные зоны), где потоки мощности являются встречными, полностью скомпенсированными. Все вытекающие нормальные волны комплексного спектра являются обобщёнными нормальными волнами, разрывными на границах коридора вытекания.

Пара нормальных волн, регулярная и обобщённая, которые зарождаются на частотах продольного резонанса, образуют КВ с вещественными горизонтальными волновыми числами. Парная структура нормальных волн вещественного спектра и формирование горизонтов полного внутреннего отражения поясняется рис. 2б. Для регулярной составляющей КВ входной импеданс полупространства является реактивным, инерционным. Для обобщённой составляющей КВ входной импеданс полупространства является реактивным, упругим. На границе раздела регулярная и обобщённая составляющие имеют равные амплитуды. Равенство амплитуд сопряжённых нормальных волн на границе раздела, формирующих КВ, обеспечивает максимум компенсации реактивной составляющей входного импеданса полупространства и максимум прозрачности границы раздела по потоку мощности при углах падения, больших критического значения.

Модельное описание звуковых полей на частотах, меньших первой критической частоты модельного волновода.

Модельное описание пространственной структуры поля звукового давления в сравниваемых модельных постановках в диапазоне частот, меньших или равных первой частоте продольного резонанса модельного волновода, поясняется рис. 3–5. Пространственные координаты (r, z) и горизонт источника z_0 нормированы на глубину волновода h , k_1 -волновое число в волноводе. Звуковое поле в этом диапазоне частот в классическом решении описывается составляющими сплошного спектра и носит вырожденный характер. Само вырождение проявляется в том, что амплитуда звукового давления убывает с квадратом расстояния, а максимум звукового поля соответствует границе раздела волновод-полупространство. В обобщённом решении основной вклад в суммарное звуковое

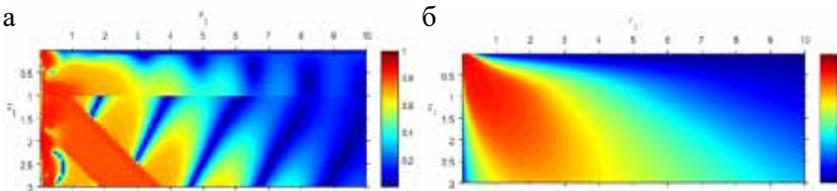


Рис. 3. Обобщенное решение (а) и классическое решение (б); $k_1 h = 2$; $z_{01} = 0,1$

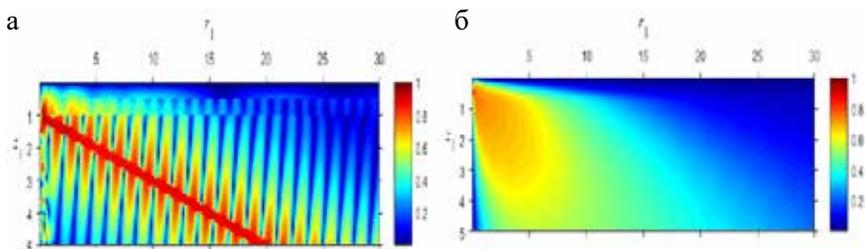


Рис. 4. Обобщенное решение (а) и классическое решение (б); $k_1h=2.65, z_{0l}=0.5$.

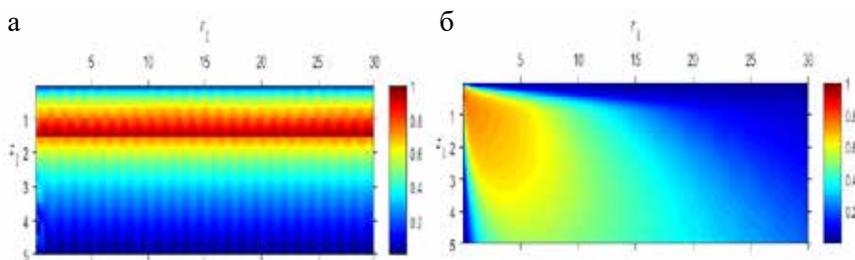


Рис. 5. Обобщенное решение (а) и классическое решение (б); $k_1h=2.8, z_{0l}=0.5$.

поле вносит обобщённая волна Брюстера, локализованная на горизонте источника, и первая вытекающая КВ. С увеличением частоты первая вытекающая КВ затекает в волновод и формирует продольный резонанс с аномальной амплитудой и с аномальной зависимостью амплитуды от расстояния.

Модельное описание крупномасштабных вихревых полей.

Обобщённые и регулярные волны в их парном существовании и взаимной трансформации являются ключевым понятием в обобщённой теории нормальных волн в волноводах, нагруженных на физическое полупространство, жидкое либо твёрдое. В обоих рассмотренных случаях встречный сдвиг волнового процесса вдоль границы раздела ведёт к образованию вихревой составляющей вектора интенсивности. Для неформального объединения пары сопряжённых нормальных волн в единую КВ достаточно использовать алгоритм суммирования с весом. Особый интерес представляет генерация вихревых структур в поле КВ различного типа. Рассмотрим этот вопрос на примере КВ вещественного спектра, структура которых (в потенциалах) описывается выражением

$$\frac{\varphi_{nm}(r, z)}{\varphi_0} = a_n \varphi_n(r, z) + b_m \varphi_m(r, z), \quad (1)$$

$$\varphi_n(r, z) = \frac{\varphi_n(z_0)\varphi_n(z)}{E_n} H_0^{(2)}(\xi_n r), \quad \varphi_0 = -i \frac{2\pi}{h}, \quad z \in (0, h).$$

$$E_n = 1 - \frac{\sin(2k_{31,n}h)}{2k_{31,n}h} + \rho_{12} \frac{\sin^2(k_{31,n}h)}{\alpha_{2,n}h}, \quad k_{31}^2 = k_1^2 - \xi^2,$$

$$E_m = 1 - \frac{\sin(2k_{31,m}h)}{2k_{31,m}h} - \rho_{12} \frac{\sin^2(k_{31,m}h)}{\alpha_{2,m}h}, \quad \alpha_2^2 = \xi^2 - k_2^2,$$

$$\varphi_n(z) = \sin(k_{31,n}z), \quad a_n = \frac{E_n}{E_n + E_m}, \quad b_m = \frac{E_m}{E_n + E_m}, \quad a_n + b_m = 1,$$

$$\rho_{12} = \rho_1 / \rho_2$$

$$\bar{v} = -\text{grad} \varphi = \bar{v}_1 + i\bar{v}_2 = |v| e^{i\psi}, \quad (2)$$

$$\bar{H} = \frac{1}{2} \omega \rho_1 \text{Im}(\bar{v} \times \bar{v}^*),$$

$$H_\psi = \omega \rho_1 (v_{1z} v_{2r} - v_{2z} v_{1r}) = \omega \rho_1 |v_r| |v_z| \sin(\psi_z - \psi_r).$$

$$H_0 = I_0 k_r, \quad p_0 = \omega \rho_1 |\varphi_0|$$

$\varphi_n(r, z)$, $\varphi_m(r, z)$ -регулярная и обобщённая составляющие КВ, $k_{31}^2 = k_1^2 - \xi^2$, $\alpha_2^2 = \xi^2 - k_2^2$, ξ -горизонтальное волновое число. K_1, k_2 – волновые числа в волноводе и полупространстве, ρ_1, ρ_2 -плотность среды в волноводе и полупространстве соответственно, z_0 -горизонт источника, h -глубина волновода, \mathbf{v} -вектор колебательной скорости, $z_{0l} = z_0/h$, $r_l = r/h$.

На рис. 6 приведены в сравнительном плане пространственные структуры поля угловой компоненты ротора вектора интенсивности и поля квадрата звукового давления (с исключённой цилиндрической расходимостью) для первых трёх КВ для значения частотного параметра $k_1 h = 20$ в поле приповерхностного источника. Отметим основные особенности пространственных структур для сравниваемых звуковых полей.

Во всех КВ размер вихревых структур ограничен в горизонтальном и вертикальном направлении и определяется периодом интерференции сопряжённых волн. В первой КВ доминирующий вклад вносит регулярная составляющая. По этой причине размер вихревой зоны в горизонтальном направлении на рисунке не определён, а размер вихря в вертикальном направлении составляет четверть длины волны (для вертикального волнового числа). В вихревом поле второй КВ формируются горизонтально ориентированные цепочки, в которых сохраняется направление вращения вихрей. Направление вращения вихрей изменяется в вертикальном направлении (в направлении формирования стоячей волны), а на глубине

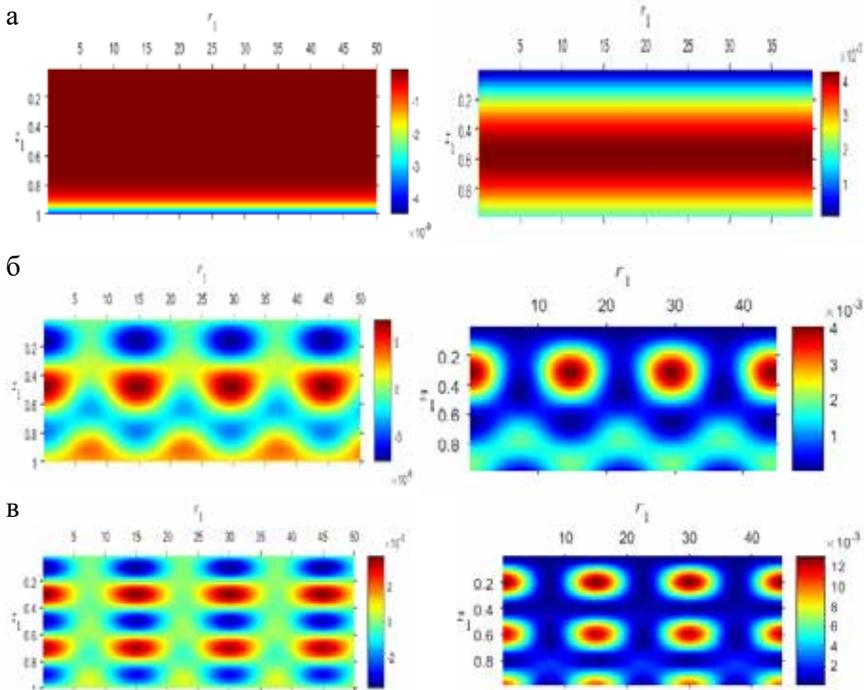


Рис. 6. Поле угловой компоненты $H_{\psi n}(r, z) / H_0$ (левый столбец) и квадрата звукового давления $(p / p_0)^2$ (правый столбец), $k_1 h = 20$, $z_{01} = 0,01$: а) – первая КВ; б) – вторая КВ; в) – третья КВ.

волновода формируются три вихря, каждый размером в четверть длины волны. Для третьей КВ вихревые цепочки сохраняют горизонтальную ориентацию, а на глубине волновода формируются пять вихрей, каждый размером в четверть длины волны. Пространственный период вихревых структур в горизонтальном направлении определяется разностью пространственной частотой интерферирующих волн.

При увеличении частотного параметра увеличивается число КВ в суммарном звуковом поле, усложняется пространственная интерференционная структура поля звукового давления в комбинационных волнах более высокого порядка и связанного с ним вихревого поля. Пространственная структура суммарного звукового поля по обоим сравниваемым параметрам показана на рис. 7а. На рис. 7б представлен горизонтальный разрез звукового поля для нормированных значений угловой компоненты вихря (красный цвет) и модуля звукового давления (синий цвет). Параметры модельного эксперимента выбраны соответствующими параметрам эксперимента, выполненного в работе [17]. Поскольку в классическом ре-

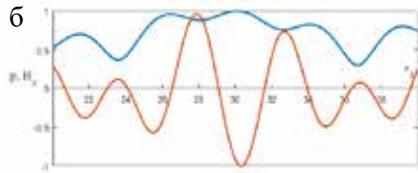
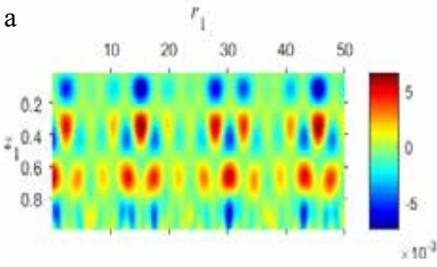


Рис. 7. Суммарное поле угловой компоненты H_ψ , $k_1 h = 20$, $z_{01} = 0.5$, а); горизонтальный разрез звукового поля, $z_{01} = 0.5$, $z_1 = 0.4$, б).

шении звуковое поле формируется исключительно собственными функциями самосопряжённого оператора, а именно, расходящимися волнами с вещественными волновыми числами, то и соответствующее ему вихревое поле будет иметь описанную выше крупномасштабную структуру.

Модельное описание мелкомасштабных знакопеременных вихревых полей.

Вытекающие волны комплексного спектра были включены в суммарное решение ГЗ в пионерской работе Пекериса [1]. Однако его решение оказалось некорректным при описании звукового поля в полупространстве, где амплитуда вытекающих волн экспоненциально растёт с глубиной. Несамосопряжённая модельная постановка ГЗ позволяет получить корректное решение во всей области определения решения, но только с использованием собственных функций двух сопряжённых операторов с волновыми числами $(\xi, -\xi^*)$, формирующих вытекающие КВ, и механизма их взаимной трансформации. Структура вытекающей КВ описывается выражением

$$\frac{\varphi_n(r, z)}{\varphi_0} = a_n \frac{\varphi_n(z_0)\varphi_n(z)}{E_n} H_0^{(2)}(\xi_n r) + b_n \frac{\varphi_n^*(z_0)\varphi_n^*(z)}{E_n^*} H_0^{(2)}(-\xi_n^* r), \quad (3)$$

$$\varphi_0 = \frac{2\pi}{h}, \quad E_n = 1 - \frac{\sin(2k_{31,n}h)}{2k_{31,n}h} - i\rho_{12} \frac{\sin^2(k_{31,n}h)}{k_{32,n}h}, \quad k_{32} = \sqrt{k_2^2 - \xi^2},$$

$$a_n + b_n = 1.$$

В представлении $E_n = I_n + iQ_n$ весовые коэффициенты a_n и b_n можно определить формулами энергетического взвешивания аналогично тому, как это было сделано для КВ с вещественными горизонтальными волновыми числами

$$a_n = \frac{|I_n| + |Q_n|}{2|I_n|}, \quad b_n = \frac{|I_n| - |Q_n|}{2|I_n|}, \quad a_n - b_n = \frac{|Q_n|}{|I_n|},$$

$$F_n(r, z) = \frac{\varphi_n(z_0)\varphi_n(z)}{E_n} H_0^{(2)}(\xi_n r) \quad (4)$$

Перепишем (3) с учётом (4) в виде

$$\frac{\varphi_n(r, z)}{\varphi_0} = \operatorname{Re}[F_n(r, z)] + i \frac{Q_n}{I_n} \operatorname{Im}[F_n(r, z)]. \quad (5)$$

На рис. 8 представлена пространственная структура нормированной угловой компоненты ротора вектора интенсивности в окрестности первой частоты продольного резонанса. Хорошо видно, что горизонтально ориентированные вихревые дорожки сформированы вихрями с противоположным направлением вращения, амплитуда которых убывает экспоненциально быстро с ростом расстояния. Рис. 9, а), б) поясняют в сравнительном плане пространственные структуры квадрата звукового давления и угловой компоненты вихря для первой вытекающей КВ на первой частоте продольного резонанса. В таблице 1 приведены комплексные значения горизонтального волнового числа как функции частотного параметра в окрестности первой частоты продольного резонанса волновода в обозначениях $\xi h = \pm \operatorname{Re} \xi h - i \operatorname{Im} \xi h$

По мере приближения частотного параметра к резонансному значению уменьшается коэффициент затухания вытекающей волны и увели-

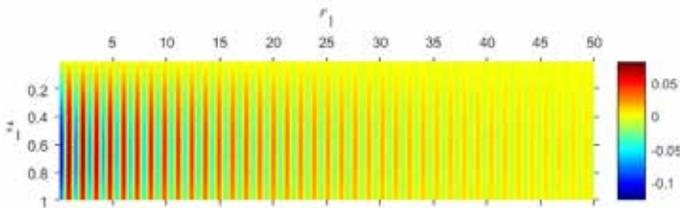


Рис. 8. Пространственная структура угловой компоненты $H_{\varphi n}(r, z) / H_0$ для первой КВ, $k_1 h = 2,74$; $z_{01} = 0,5$; $m = 1$

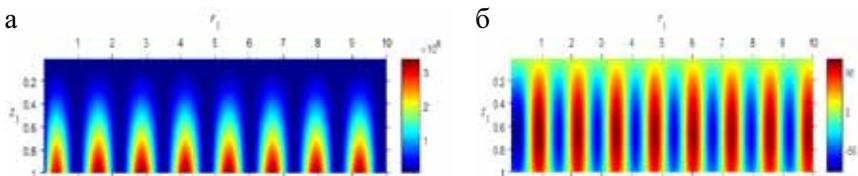


Рис. 9. Пространственная структура квадрата звукового давления $(p / p_0)^2$, а) и угловой компоненты $H_{\varphi n}(r, z) / H_0$, б) для первой КВ, $k_1 h = 2,7436$ $z_{01} = 0,5$; $m = 1$

Таблица 1. Комплексное горизонтальное волновое число и комплексная парциальная мощность для первой вытекающей КВ.

$k_1 h$	$\xi_1 h$	E_1
2,7	2,4206 - i0,0873	0,1109 - i0,1769
2,71	2,4321 - i0,0763	0,0878 - i0,1617
2,72	2,4436 - i0,0378	0,0634 - i0,1413
2,73	2,4551 - i0,0483	0,0377 - i0,1119
2,74	2,4666 - i0,0248	0,0104 - i0,0603
2,7436	2,4707 - i0,0023	0,0001 - i0,0056

чивается протяжённость стоячей (в горизонтальном направлении) волны в волноводе. Вертикальная структура звукового поля такова, что на глубине волновода укладывается четверть длины волны. Горизонтальная структура звукового поля такова, что период стоячей волны в горизонтальном направлении равен половине длины волны (для горизонтального волнового числа). В таблице 1 приведены также оценки парциального комплексного потока мощности E_n , соответствующего первой вытекающей волне, играющего роль нормирующего множителя в формулах (1)–(3). Его роль такова, что вклад данной моды в суммарное звуковое поле тем больше, чем меньше парциальная мощность, приходящаяся на данную нормальную волну. Можно отметить, что вдали от частоты продольного резонанса в потоке комплексной мощности преобладает вещественная составляющая, описывающая излучение вытекающей волны в полупространство. Мнимая составляющая комплексного потока мощности, описывающая формирование стоячей волны в волноводе, становится доминирующей в окрестности частоты продольного резонанса. Аналогичные расчёты были выполнены для второй вытекающей КВ (третьей гармоники продольного резонанса). Результаты численного анализа поясняются рис. 10–11. Вертикальная структура третьей гармоники такова, что на толщине волновода укладывается три четверти длины волны. Горизонтальная структура соответствует структуре стоячей волны. Наконец, полный анализ пространственной структуры звукового поля был выполнен для третьей вытекающей КВ (пятой гармоники продольного резонанса волновода). Результаты анализа поясняются рис. 12–13.

Можно отметить жёсткую связь узловых точек в пространственной структуре поля звукового давления и седловых точек в пространственной структуре угловой компоненты вихря, названные в работе [18] дислокациями фазового фронта. Узловые точки соответствуют нулям звукового давления. Седловые точки соответствуют нулям вещественной составляющей вектора интенсивности. Они лежат на пересечении прямых, соединяющих максимумы соседних вихрей одинакового знака. Рис. 14 поясняет

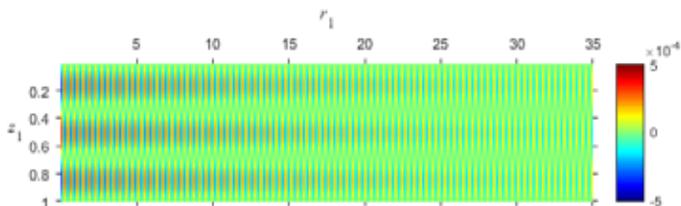


Рис. 10. Пространственная структура угловой компоненты $H_{\psi n}(r, z) / H_0$ для второй вытекающей КВ, $k_1 h = 9,063$; $z_{01} = 0,5$; $m = 2$

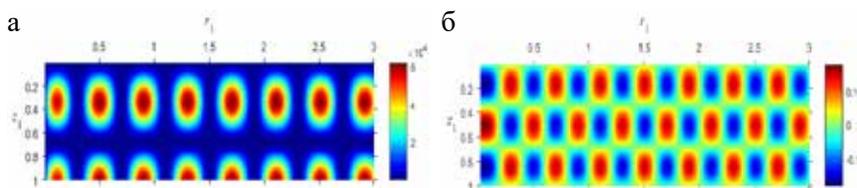


Рис. 11. Пространственная структура квадрата звукового давления $(p / p_0)^2$, а) и угловой компоненты $H_{\psi n}(r, z) / H_0$, б) для второй вытекающей КВ, $k_1 h = 9,0669$; $z_{01} = 0,5$; $m = 2$

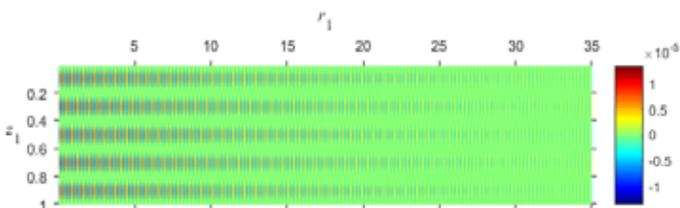


Рис. 12. Пространственная структура угловой компоненты $H_{\psi n}(r, z) / H_0$ для третьей вытекающей КВ, $k_1 h = 15,19$; $z_{01} = 0,5$; $m = 3$

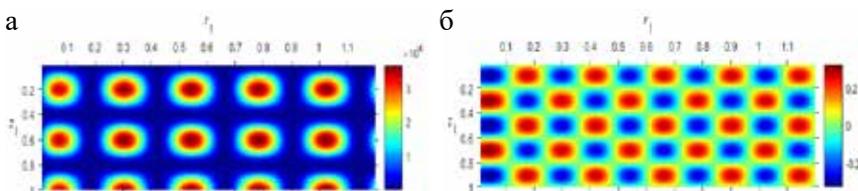
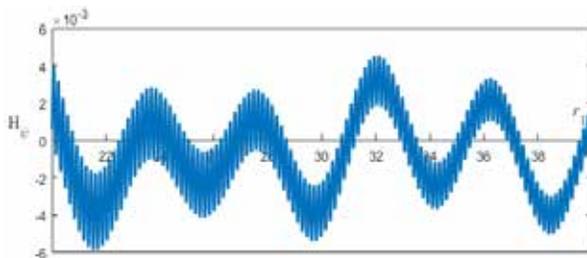


Рис. 13. Пространственная структура квадрата звукового давления $(p / p_0)^2$, а) и угловой компоненты $H_{\psi n}(r, z) / H_0$, б) для третьей вытекающей КВ, $k_1 h = 15,1995$; $z_{01} = 0,5$; $m = 3$

Рис. 14. Горизонтальный разрез поля угловой компоненты $H_{\psi n}(r, z) / H_0$ в суммарном звуковом поле, $k, h = 21, 28$, $z_{01} = 0.5$, $z_1 = 0.4$.



пространственную структуру суммарного звукового поля, образованного тремя КВ вещественного спектра и одной вытекающей КВ. Частотный параметр, принятый в расчётах, близок к частоте четвёртого продольного резонанса. Параметры модельной задачи близки к параметрам эксперимента в работе [17]. Характерно, что по мере приближения частотного параметра k, h к резонансному значению увеличивается протяжённость мелкомасштабных вихревых структур и их влияние на суммарное звуковое поле, например, в нерегулярном волноводе типа берегового клина.

Экспериментальная верификация модельных решений.

Модельные решения ГЗ Пекериса, классическое и обобщённое, существенно отличаются по своим свойствам, а потому экспериментальная верификация этих решений вполне возможна. Наибольшее различие модельных решений имеет место в случае мелкого моря и инфразвуковых частот, меньших первой критической частоты модельного волновода. Различие сравниваемых модельных решений, поясняемое рис. 3–5, заключается в том, звуковое поле в классическом решении является вырожденным, а звуковым поле в обобщённом решении содержит волну Брюстера, (нулевую моду), локализованную на горизонте источника. Именно эта волна обеспечивает дальнейшее распространение звуковых волн в мелком море в диапазоне инфразвуковых частот 3.0–12Гц, описанное в работе [19]. Звуковое поле в этом эксперименте представлено дискретными составляющими вально-лопастного звукояда движущегося судна, дальность обнаружения которого составила 15–20 миль. Сонограмма для отношения сигнал-помеха S / N на выходе комбинированного приёмника (КП) поясняется рис. 15а.

Возбуждение волны Брюстера в этом диапазоне частот принципиально изменяет вертикальную структуру звукового поля, которая измерялась в работах [20]–[22] вертикально ориентированной 3-х элементной антенной из (КП). Звуковое поле, представленное в классическом решении составляющими сплошного спектра, локализовано на границе раздела вода-морское дно. Звуковое поле в обобщённом решении содержит волну Брюстера, локализованную на горизонте источника, которая прин-

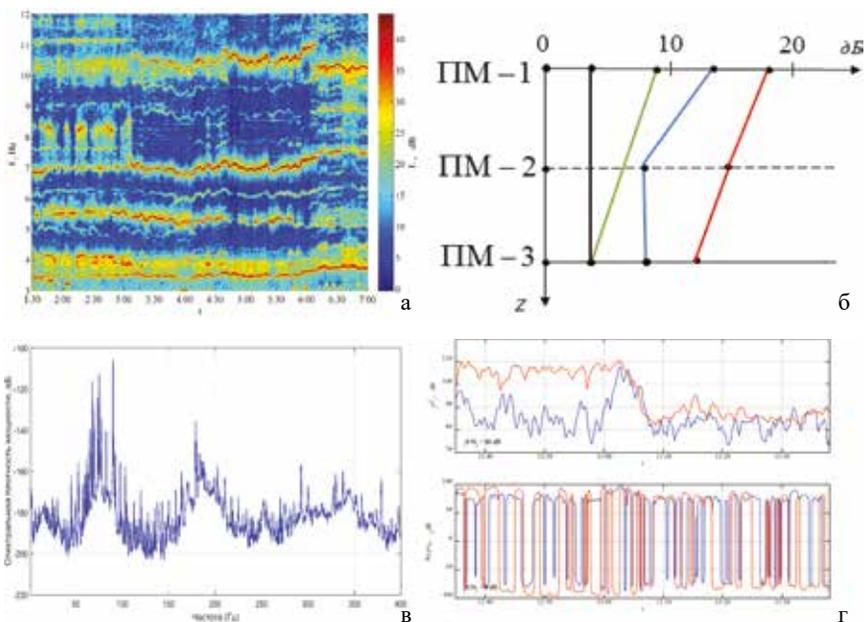


Рис. 15. Сонограмма для отношения S/N на выходе комбинированного приёмника, а). Эпюры вертикального распределения отношения S/N для звукового давления и векторных составляющих звукового поля, б). Спектральная плотность мощности в канале звукового давления, в). Проходные характеристики для отношения S/N в канале звукового давления (верхняя картина) и в векторном (х)-канале (нижняя картина), г).

ципально изменяет вертикальную структуру звукового поля в скалярно-векторном описании. Эксперименты проводились в мелком море на частотах инфразвукового диапазона. Глубина моря в месте постановки антенны составляла 45м. Горизонты установки приёмных модулей ПМ-1, ПМ-2, ПМ-3 составляли $z_1=18\text{ м}$, $z_2=28\text{ м}$, $z_3=38\text{ м}$. Эпюры вертикального распределения отношения S/N для звукового давления (чёрный цвет), модуля вещественной составляющей вектора интенсивности (зелёный), модуля ротора вектора интенсивности (синий) и модуля вектора градиента давления (красный) для первой дискретной составляющей вально-лопастного звукоряда движущегося судна $f=1,4\text{ Гц}$ приведены на рис.15б. В работе [23] исследовалась резонансная структура спектральной плотности мощности звукового давления, измеренная экспериментально в каналах КП в мелком море в диапазоне частот 2-400 Гц в сравнении с модельным описанием продольных резонансов. Продольные резонансы являются характерной особенностью обобщённого решения и отсутствуют в классическом описании звукового поля. Частотная зависи-

мость спектральной плотности мощности в мелком море глубиной 20 м в канале звукового давления поясняется рис.15в. Хорошо видна первая частота продольного резонанса 21 Гц и её гармоники, третья, девятая. На рис. 15г приведены проходные характеристики в каналах КП. Верхняя строка относится к каналу звукового давления, нижняя строка относится к векторному (х)-каналу. Красный цвет относится к сигнальной составляющей, синий цвет относится к помехе. Уровень горизонтальной (х)- компоненты вектора интенсивности в дБ откладывается в сторону положительных значений по оси ординат, если сама компонента является положительной, и в сторону отрицательных значений, если сама компонента является отрицательной. Эксперимент проводился в береговом клине, глубина моря изменялась в пределах 15–20 м на дистанции в 6 км. Продольный резонанс характеризуется высоким уровнем звукового поля в каналах КП вплоть до расстояния в 3км от источника. В векторном (х)-канале звуковое поле носит характер стоячей волны, характерной для резонансного режима.

Наконец, в работе [17] приведено детальное исследование вихревых полей в мелком море, выполненное с использованием 4-х элементной приёмной системы из КП. Экспериментальные данные уверенно подтверждают наличие в звуковом поле крупномасштабных вихревых структур и мелкомасштабных знакопеременных вихревых структур с периодом $\lambda/2$. Однако мелкомасштабные знакопеременные вихревые структуры, которые генерируются вытекающими КВ комплексного спектра, присутствуют только в обобщённом решении. Все отмеченные экспериментальные результаты, полученные в работах [17], [19]–[23], уверенно подтверждают предпочтительность обобщённого решения.

Выполнена сравнительная оценка классического решения ГЗ Пекариса, полученного в классе аналитических функций в самосопряжённой модельной постановке, и обобщённого решения той же ГЗ, построенного в классе обобщённых функций в несамосопряжённой модельной постановке. Сформулированы условия, при которых обобщённое решение, одновременно разрывное по давлению и нормальной компоненте вектора колебательной скорости на горизонтах трансформации, оказывается физически корректным, обладающим свойством полноты (в математическом плане). Отмечена фундаментальность явления, связанного с возбуждением продольных резонансов в волноводах различного типа, если соответствующая ГЗ решается в несамосопряжённой модельной постановке. Приведены модельные расчёты звуковых полей, поясняющие принципиальные различия сравниваемых модельных решений. Приведены многочисленные экспериментальные данные, полученные в условиях мелкого моря и инфразвуковых частот с использованием комбинирован-

ных приёмников, подтверждающие предпочтительность обобщённого решения.

Литература

1. Pekeris C.L. Theory of propagation of explosive sound in shallow water // Geol. Soc. Am. Mem. 1948. № 27. P. 48-156.
2. Бреховских Л.М. О поле точечного излучателя в слоисто-неоднородной среде // Изв. АН СССР. Серия физич. 1949. Т. 13. № 5. С. 505–545.
3. Завадский В.Ю., Крупин В.Д. Применение численных методов для расчёта звуковых полей в волноводах. // Акуст. журн. 1975. Т.21. №3. С.484-485.
4. Gao Tain-Fu - Shang E.C. Effect of the branch-cut on the transformation between the modes and rays // J. Acoust. Soc. Amer. 1983. V. 73. № 5. P. 1551-1555.
5. Владимиров В.С. Уравнения математической физики. М. Наука. 1981. 512 с.
6. Бреховских Л.М. Волны в слоистых средах. М.: Изд-во АН СССР. 1957. 502 с.
7. Бреховских Л.М. Волны в слоистых средах. М.: Наука. 1973. 343 с.
8. Бреховских Л.М., Лысанов Ю.П. Теоретические основы акустики океана. Л. Гидрометеоиздат. 1982. 280 с.
9. Бреховских Л.М., Годин О.А. Акустика слоистых сред. М.: Наука. 1989. С. 278-290.
10. Акустика океана / Под. ред. Л. М. Бреховских. М.: Наукаю 1974. 692 с.
11. Бреховских Л.М., Годин О.А. Акустика неоднородных сред. Т.1 Основы теории отражения и распространения звука. М.: Наука. 2007. 442 с.
12. Бреховских Л.М., Годин О.А. Акустика неоднородных сред. Т.2. Звуковые поля в слоистых и трёхмерно-неоднородных средах. М.: Наука. 2009. 428 с.
13. Касаткин Б.А., Злобина Н.В. Корректная постановка граничных задач в акустике слоистых сред. Москва. Наука. 2009. 406с.
14. Касаткин Б.А., Злобина Н.В., Касаткин С.Б. Модельные задачи в акустике слоистых сред. Владивосток: Дальнаука. 2012. 256 с.
15. Касаткин Б.А., Злобина Н.В., Касаткин С.Б., Злобин Д.В., Косарев Г.В. Акустика мелкого моря в скалярно – векторном описании. Теория и эксперимент. Владивосток. 2019. 360с.
16. Физическая акустика, под редакцией У. Мэзона, Т. 1. Методы и приборы ультразвуковых исследований, часть А, из-во «Мир». М. 1966. С. 140-203.
17. Щуров В.А. Фазовый механизм устойчивости вихря вектора акустической интенсивности в мелком море // Подводные исследования и робототехника. 2022. № 3(41). С.79-90.
18. Nye J.F. and Berry M.V. Dislocations in wave trains. 1974. Proc. of the Royal Society. A. P. 165–190. DOI: 10.1098/rspa.1974.0012
19. Касаткин Б.А., Касаткин С.Б. К оценке потенциальной помехоустойчивости комбинированного приёмника в инфразвуковом диапазоне частот // Гидроакустика. 2019. 39 (3). С. 10-20.
20. Касаткин С.Б. Энергетическая структура и кинематические характеристики звукового поля в инфразвуковом диапазоне частот // Гидроакустика. 2021. 46(2) С. 20-31.
21. Касаткин Б.А., Касаткин С.Б. Скалярно – векторная структура и кинематические характеристики звукового поля в инфразвуковом диапазоне частот // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2021. Т. 14. № 3. С.71-85.
22. Касаткин Б.А., Злобина Н.В., Касаткин С.Б. Обнаружение и идентификация маломощного движущегося источника на фоне шумов ближнего судородства в мелком море // Морские интеллектуальные технологии. № 3. Часть 1. 2022. С. 205-211.
23. Касаткин Б.А., Злобина Н.В., Касаткин С.Б. Резонансные явления в клиновидном волноводе в мелком море в инфразвуковом диапазоне частот // Подводные исследования и робототехника. 2022. № 4(42). С. 71-78.

ОТРАЖЕНИЕ ЗВУКОВЫХ ВОЛН НА ГРАНИЦЕ РАЗДЕЛА ДВУХ ЖИДКИХ СРЕД. НЕСАМОСОПРЯЖЁННАЯ МОДЕЛЬНАЯ ПОСТАНОВКА

Касаткин Б.А., Злобина Н.В., Касаткин С.Б.

*Институт проблем морских технологий им. академика Агеева М.Д., г. Владивосток,
kasatkas@marine.febras.ru*

При решении традиционных граничных задач (ГЗ) акустики в слоистом пространстве подразумевается задание соответствующего дифференциального уравнения, граничных условий и условий на бесконечности, означающих в совокупности задание некоторого оператора, описывающего данную ГЗ. В соответствии с определением, приведённым в работе [1], ГЗ считается корректно поставленной при соблюдении двух условий: ГЗ имеет решение в каком-то классе функций, решение ГЗ в этом классе функций является единственным. Согласно общепринятой терминологии, все операторы, описывающие ГЗ, делятся на самосопряжённые и несамосопряжённые. Формальным признаком самосопряжённого оператора является вещественный спектр собственных значений, тогда как спектр собственных значений несамосопряжённого оператора является комплексным с конечным подмножеством вещественных значений. Неформальным признаком самосопряжённого оператора является тот факт, что он всегда описывает консервативную систему, в которой отсутствуют какие-либо потери, например, потери на поглощение звука, потери на трансформацию одного типа волн в волны другого типа, потери на излучение через границы раздела. Потери на трансформацию одного типа волн в волны другого типа хорошо известны в теории твёрдых волноводов, в которых продольные и поперечные волны связаны механизмом взаимной трансформации при отражении от границ раздела. В идеальных (без учёта потерь) жидких слоистых средах звуковое поле описывается одним типом волн, а такой тип трансформации невозможен. Однако это не исключает появления других механизмов трансформации, которые могут сделать модельную постановку ГЗ несамосопряжённой. Наконец, наличие границ раздела, как правило, означает утечку энергии из одной среды, где расположен источник энергии, в другие среды через границы раздела, что также означает, что соответствующая ГЗ должна описываться несамосопряжённым оператором. В свою очередь, это означает, что в акустике слоистых сред несамосопряжённые операторы

должны играть ключевую роль при решении ГЗ, а несамосопряжённая модельная постановка должна быть корректно сформулирована.

Отражение плоской волны на границе раздела двух жидких сред. Рассмотрим простейшую ГЗ на отражение плоской волны на границе раздела двух жидких сред, впервые сформулированную Ньютоном. Амплитудный коэффициент отражения плоской волны определяется из условия непрерывности суммарного поля по давлению и нормальной компоненте колебательной скорости.

$$V = V_{nn} = \frac{k_{31} - \rho_{12}k_{32}}{k_{31} + \rho_{12}k_{32}}.$$

В принятых обозначениях ρ_1, c_1, ρ_2, c_2 – плотность и скорость звука в верхнем и нижнем полупространствах соответственно, $\rho_{12} = \rho_1 / \rho_2$, $k_{32} = \sqrt{k_2^2 - \xi^2}$, $k_{31} = \sqrt{k_1^2 - \xi^2}$, $k_{1,2} = \omega / c_{1,2}$, ω – круговая частота, ξ – горизонтальное волновое число (постоянная распространения).

В классической схеме поток мощности через границу раздела при докритических углах падения (потери на излучение для источника в верхнем полупространстве) отличен от нуля. По этому формальному признаку схема решения граничной задачи и определение коэффициента отражения плоской волны соответствуют несамосопряженной модельной постановке. При углах падения, больших критического, коэффициент отражения становится комплексным, равным по модулю единице, а преломлённая волна становится неоднородной волной, амплитуда которой экспоненциально убывает в нижнем полупространстве.

$$V = e^{i2\psi}, \quad k_{32} = -i\alpha, \quad \theta_1 \geq \theta_{1,кп}, \quad \operatorname{tg} \psi = \frac{\rho_{12}\alpha_2}{k_{31}}, \quad \alpha_2 = \sqrt{\xi^2 - k_2^2},$$

$$\theta_{1,кп} = \arcsin c_{12}, \quad c_{12} = c_1 / c_2,$$

Классическое решение, полученное в несамосопряжённой модельной постановке, не является физически корректным в силу его характерных особенностей, перечисляемых ниже.

- Решение описывает полное отражение при закритических углах падения, только если под коэффициентом отражения понимать комплексное число, модуль которого равен единице.

- Зависимость фазы коэффициента отражения от горизонтального волнового числа (от угла падения) означает горизонтальный сдвиг волнового процесса в верхнем полупространстве на величину $\Delta = \frac{2\partial\psi}{\partial\xi}$, который оказывается бесконечно большим при критическом угле падения и в предельном случае $\theta_1 = \pi / 2$. Экспериментально наблюдаемый сдвиг, известный как сдвиг Гооса – Генхена, имеет конечную величину

и наблюдается только при возбуждении на границе раздела пограничной волны типа Рэлея – Шолте. Однако на границе раздела двух жидких полупространств пограничная волна отсутствует, а потому физический сдвиг волнового процесса вдоль границы раздела в классическом описании невозможен.

▪ Отражение при закритических углах падения является полным, но не внутренним (по Ньютону). Отличный от нуля горизонтальный поток мощности в нижнем полупространстве не имеет источника энергии в нижнем полупространстве и не имеет энергетической связи с источником энергии, находящимся в верхнем полупространстве (поток мощности через границу раздела равен нулю).

Следует отметить, что решение ГЗ на отражение плоской волны на границе раздела двух жидких сред было получено Ньютоном почти триста лет назад. Он же назвал полное отражение при углах падения, больших критического значения, полным внутренним отражением. Однако физическая некорректность классического описания полного внутреннего отражения, насколько нам известно, впервые была отмечена только в работе [2], но иная модельная постановка не была сформулирована и не получила должного математического обоснования.

Корректное (обобщённое) описание полного внутреннего отражения в несамосопряжённой модельной постановке может быть построено с учётом того, что классическое решение, полученное в НМП, не является единственным при углах падения, больших критического значения. Второе решение, соответствующее комплексно-сопряжённому значению вертикального волнового числа, экспоненциально растёт по амплитуде в нижнем полупространстве. В классическом модельном решении ГЗ это частное решение исключается из общего решения как не удовлетворяющее условию погашаемости в нижнем полупространстве. Однако с физической точки зрения подобный выбор единственного решения не является корректным. Обобщённая составляющая, амплитуда которой экспоненциально растёт в нижнем полупространстве, не исключается из общего решения, а подвергается процедуре трансформации в сходящуюся волну отдачи, амплитуда которой экспоненциально убывает в нижнем полупространстве. Разрывность обобщённого решения на горизонте трансформации порождает взаимосвязанные скачки давления и нормальной компоненты вектора колебательной скорости, которые, в свою очередь, порождают генерацию на горизонте трансформации нормальной компоненты вектора интенсивности

Процедура регуляризации поясняется рис. 1а и сводится к построению собственной функции поперечного сечения, которая является разрывной по волновой функции на горизонте трансформации, который играет роль горизонта полного внутреннего отражения $z = -z_1$. Как вид-

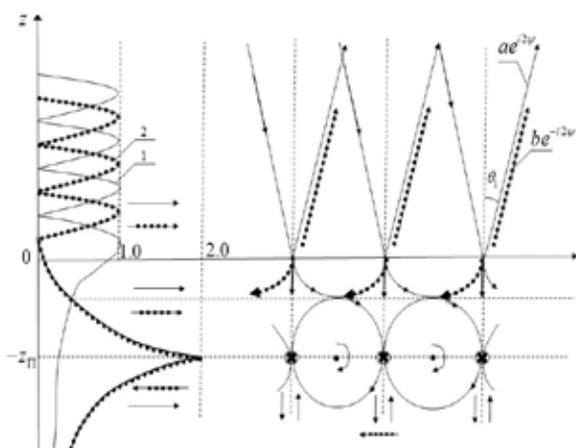


Рис. 1. Структура функций поперечного сечения для регулярной составляющей (1) и обобщённой составляющей (2) (а), лучевая трактовка полного внутреннего отражения с встречным сдвигом (б)

но из рисунка, на этом горизонте расходящаяся волна, амплитуда которой экспоненциально растёт по вертикальной координате, трансформируется в сходящуюся волну отдачи с убывающей амплитудой. Разрывность решения по волновой функции означает появление скачка давления и скачка нормальной компоненты вектора колебательной скорости на горизонте трансформации. Однако возникающая на горизонте трансформации вертикальная компонента вектора интенсивности оказывается знакопеременной с периодом $\lambda / 2$ (λ – длина волны), а поток мощности через горизонт трансформации равен нулю. Иначе говоря, горизонт трансформации обладает свойствами горизонта полного внутреннего отражения по Ньютону. На рис. 1б показано расщепление падающей волны на две составляющие, регулярную и обобщённую. Регулярная составляющая зеркально отражается со сдвигом в направлении распространения волны, тогда как обобщённая составляющая зеркально отражается со сдвигом в обратном направлении. Встречный сдвиг порождает генерацию вихревой составляющей вектора интенсивности в нижнем полупространстве, формирование узловых точек на горизонте трансформации и седловых точек в придонном слое, названных в работах [3]–[4] дислокациями фазового фронта. Как следует из (1), именно такая разрывность звукового поля по давлению и нормальной компоненте вектора колебательной скорости на горизонте трансформации порождает вертикальную компоненту вектора интенсивности, знакопеременную с периодом $\lambda/2$, для которой поток мощности тождественно равен нулю. Можно отметить, что интерференция двух составляющих обобщённого решения «открывает» границу раздела по вертикальному потоку мощности, который соответствует отличной от нуля вертикальной компоненте вектора интенсивности

$$I_{z,\Pi} = \begin{cases} I_0 \cos \theta_1 4ab(\text{Im}V)^2, z > -z_{\Pi} \\ 0, z < -z_{\Pi} \end{cases} \quad (1)$$

В свою очередь, на самом горизонте трансформации генерируется вихревая составляющая вектора интенсивности

$$z = -z_{\Pi}$$

$$\Delta p(x) = 2\omega\rho_1 b(1 + V^*) \sin \xi x, \quad \Delta v_z(x) = 2\alpha_2 \rho_{12} b(1 + V^*) \cos \xi x,$$

$$\alpha_2 = k_1 \sqrt{\sin^2 \theta_2 - c_{12}^2}$$

$$\Delta I_z(x) = \frac{1}{2} \text{Re} \Delta p \Delta v_z^* = I_0 D(\theta_1) \sin 2\xi x \quad (2)$$

$$D(\theta_1) = 4b^2 \cos \theta_1 \text{Im} V; I_0 = \frac{1}{2} \omega \rho_1 k_1,$$

$p(x)$ -звуковое давление, $v_z(x)$ -вертикальная компонента вектора колебательной скорости, $z=-z_{\Pi}$ -горизонт трансформации, играющий роль горизонта полного внутреннего отражения.

$$\Delta I_{z,B}(x, z) = I_0 D(\theta_1) e^{-2\xi|z+z_{\Pi}|} \sin 2\xi x \quad (3)$$

$$\Delta I_{x,\Pi} = \begin{cases} I_0 D(\theta_1) e^{-2\xi|z+z_{\Pi}|} [2 + \cos(2\xi x)], z > -z_{\Pi} \\ -I_0 D(\theta_1) e^{-2\xi|z+z_{\Pi}|} [2 + \cos(2\xi x)], z < -z_{\Pi} \end{cases}$$

Сам переход в энергетике звукового поля, который описывается формулами (2)-(3), можно рассматривать как трансформацию потенциальной составляющей вертикальной компоненты вектора интенсивности в вихревую составляющую. Структура вихревой составляющей вектора интенсивности поясняется рис. 2 для углов падения $\theta_1=74^\circ$. Координаты на рисунках нормированы на длину волны. Таким образом, на примере простейшей задачи на отражение плоской волны на границе двух жидких полупространств в полной мере проявились новые механизмы взаимной

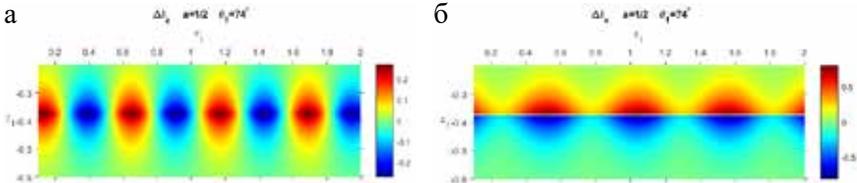


Рис. 2. Пространственная структура вертикальной а) и горизонтальной б) компонент вихревой составляющей вектора интенсивности, $b=1/2$, угол падения $\theta_1=74^\circ$

трансформации волновых процессов, не отмеченные ранее при решении ГЗ акустики. Сам горизонт полного внутреннего отражения определяется уравнением

$$\left| (1 + \operatorname{Re} V) [e^{\alpha_2 z_n} - 2a \operatorname{sh}(\alpha_2 z_n)] - i \operatorname{Im} V [e^{\alpha_2 z_n} - 2a \operatorname{ch}(\alpha_2 z_n)] \right| = 2. \quad (4)$$

Зависимость горизонта полного внутреннего отражения от угла падения поясняется рис. 3, параметром кривых является амплитуда регулярной составляющей суммарного решения. Можно отметить, что при увеличении угла падения уровень звукового давления на границе раздела уменьшается вследствие эффекта мягкого экрана, уменьшается и поток мощности через границу раздела. С другой стороны, поток мощности через границу раздела уменьшается и при приближении угла падения к критическому значению. С учётом этих двух факторов горизонт полного внутреннего отражения также должен увеличиваться по мере приближения угла падения к критическому значению.

Решение, скорректированное процедурой регуляризации и построенное с участием разрывных функций, будем ниже называть обобщённым решением в отличие от регулярного решения, построенного в классе функций, удовлетворяющих условиям локальной (p, v_z) -непрерывности. Основное свойство обобщённого решения заключается в том, что на горизонте трансформации оно является непрерывным только по импедансу, определённому через отношение интегральных величин, таких как сила, действующая на элемент поверхности, и объёмная колебательная скорость, определённая для этого элемента поверхности, при условии, что размер элемента поверхности достаточно велик по сравнению с длиной волны. Использование пары сопряжённых решений позволяет построить суммарное решение, в котором появляется отличный от нуля поток мощности

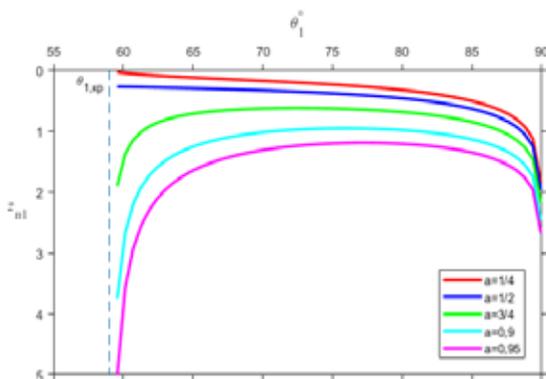


Рис. 3. Угловая зависимость горизонта полного внутреннего отражения $z_{r1} = z_r / \lambda_1$

через границу раздела. Этот поток реализует гипотезу Ньютона о том, что полное отражение должно быть внутренним, связанным с затеканием потока мощности на горизонт полного внутреннего отражения с последующим её возвратом (или невозвратом) в верхнее полупространство с источником.

Численный анализ граничной задачи. Структура поля звукового давления при полном внутреннем отражении представлена на рис. 4 при различных углах падения (в области закритических углов падения). В расчётах приняты характерные для шельфовой зоны параметры сопряжённых сред $\rho_{12} = 1,0/1,6$; $c_{12} = 1,5/1,75$..

Общие особенности структуры поля звукового давления, заключаются в следующем. В верхнем полупространстве поле носит характер стоячей волны по вертикальной координате и расходящейся волны по горизонтальной координате. В придонном слое уровень звукового давления экспоненциально растёт вплоть до горизонта полного внутреннего отражения и убывает ниже горизонта полного внутреннего отражения. Разрывность звукового давления на горизонте полного внутреннего отражения порождает поле стоячей волны, модулированной по фазе встречным сдвигом

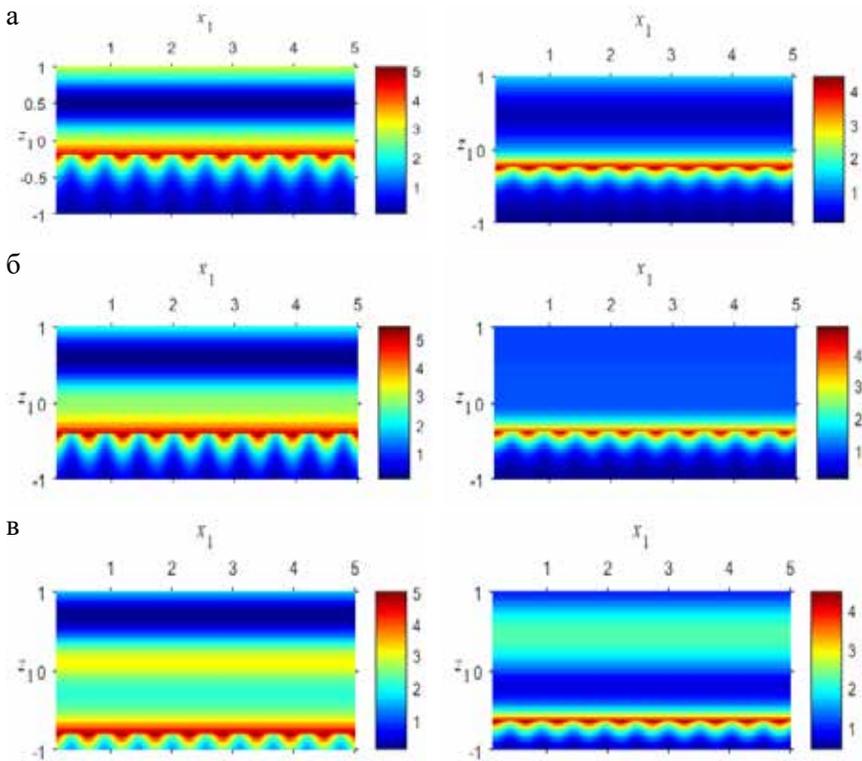


Рис. 4. Структура поля звукового давления при полном внутреннем отражении для угла падения $\theta_1 = 65^\circ$ (левый столбец), $\theta_1 = 74^\circ$ (правый столбец) : а – $a = 1/4$; б – $a = 1/2$; в – $a = 3/4$; $x_1 = x/\lambda$, $z_1 = z/\lambda$

Отражение сферической волны на границе раздела двух жидких полупространств.

При построении обобщённого решения этой более сложной ГЗ в не-самосопряженной модельной постановке необходимо учесть появление в поле отражённых и преломлённых волн обобщённых составляющих, которые поясняются на рис. 5. Появление обобщённых составляющих, связанных с отражением обратных волн отдачи от оси симметрии, играющей роль жёсткой границы, приводит к нарушению однозначности определения коэффициента отражения $V = V_{пл}$ на границе раздела двух сред и необходимости его обобщения. Схема обобщения подразумевает разбиение падающей сферической волны на две составляющие, регулярную и обобщённую, которые при отражении приобретают разность фаз, как это показано на рис. 5а. В соответствии с рисунком, можно получить следующие оценки фазовых задержек и формулу обобщения коэффициента отражения во всей области углов падения.

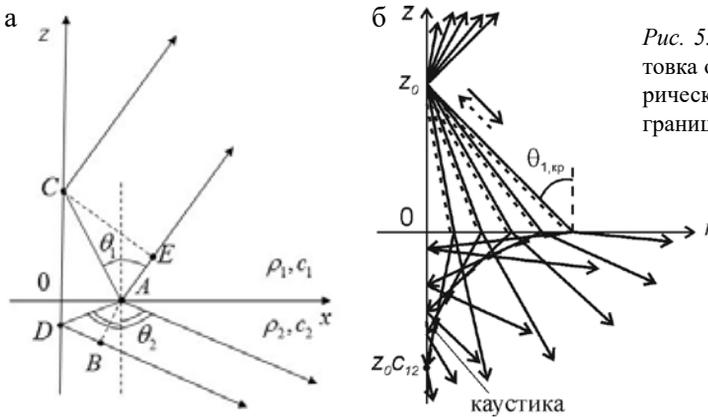


Рис. 5. Лучевая трактовка отражения сферической волны на границе раздела двух сред

$$\Delta\psi_1 = k_1\Delta r_1 = k_1(AC - AE), \quad \Delta\psi_2 = k_2\Delta r_2 = k_2(AD + DB),$$

$$\Delta\psi_1 = \Delta\psi_2 = \Delta\psi = 2k_1z_0 \sin \theta_1 \operatorname{tg} \theta_1,$$

$$V_{cf} = aV + bVe^{-i\Delta\psi}, \quad \theta_1 \leq \theta_{1,кр} \quad (5)$$

$$V_{cf} = (a + be^{-i\Delta\psi})(aV + bV^*), \quad \theta_1 \geq \theta_{1,кр} \quad a + b = 1. \quad (6)$$

Численный анализ коэффициента отражения сферической волны, определённого формулами (5), (6), поясняется ниже рис. 6.

Зависимость модуля коэффициента отражения V_{cf} от угла падения представлена на рис. 7 при различных значениях амплитуды регулярной составляющей в случае придонного источника $z_{01} = z_0 / \lambda_1 = 10$. Интерфе-

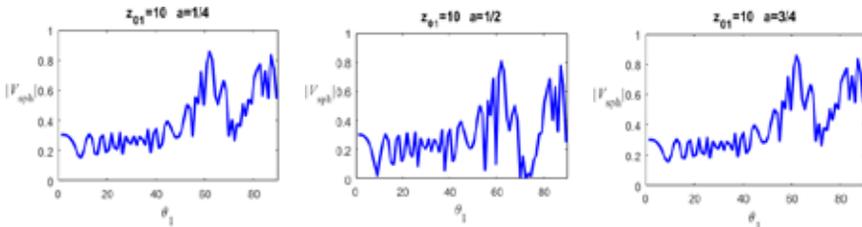
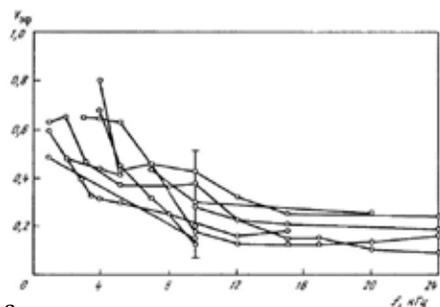


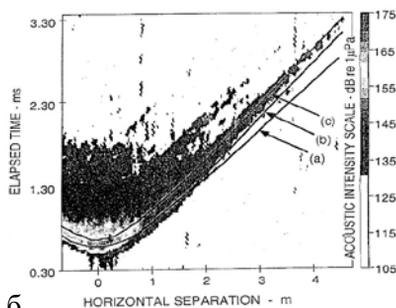
Рис. 6. Угловая зависимость модуля коэффициента отражения V_{cf}

ренция двух составляющих в поле отражённых и преломлённых волн, регулярной и обобщённой, приводит к интерференционной изменчивости модуля коэффициента отражения, однако максимальный уровень коэффициента отражения строго ограничен условием $|V_{cf}| \leq 1$. Выполнение этого условия косвенно подтверждает корректность определения коэффициента отражения сферической волны во всём диапазоне углов падения, чего не удалось добиться в более ранних работах [2], [5]–[6]. Кроме того, экспериментальные данные, приведённые в работе [2], хорошо подтверждают существенную вариабельность модуля коэффициента отражения сферической волны. Полное обобщённое решение ГЗ на отражение сферической волны на границе раздела двух жидких сред в несамосопряжённой модельной постановке приведено в работах [5]–[6].

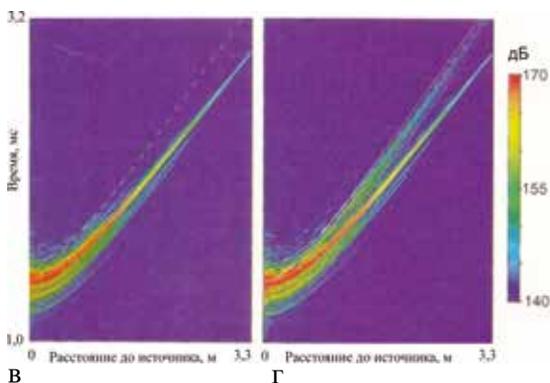
Экспериментальные оценки коэффициента отражения. Достаточно полный анализ работ, связанных с экспериментальной оценкой коэффициента отражения, выполнен в монографии [2]. Приведём наиболее характерные примеры этого анализа. На рис. 7а, который взят из работы [7], приведены результаты измерения коэффициента отражения при нормальном падении, полученные в наиболее простых условиях выровненного морского дна. Существенный рост коэффициента отражения с понижением частоты можно объяснить влиянием сходящихся волн отдачи и, соответственно, эффектом самофокусировки поля ненаправленного источника. Этот эффект проявляется в формировании каустики в донном полупространстве и фокального пятна на оси симметрии, как это поясняется рис. 5б. Само фокальное пятно может служить вторичным источником, излучение которого в обратном направлении увеличивает уровень отражённой волны и коэффициент отражения, соответственно. Однако такой же эффект самофокусировки должен проявляться и в водной среде на самом источнике, усиливая эффект отражения сферической волны от границы раздела при нормальном падении и коэффициент отражения, соответственно. С понижением частоты расширяется характеристика направленности любого источника, увеличивая его сходство с модельным точечным источником, увеличивается влияние сходящихся волн отдачи и самого явления самофокусировки слабо направленного излучения. Дру-



а



б



в

г

Рис. 7. Частотная зависимость эффективного коэффициента отражения при нормальном падении в районах с выровненным дном а), импульсные характеристики на частоте 80 кГц, б), импульсные характеристики на частоте 50 кГц при выровненной поверхности дна в), при взрыхленной поверхности дна г).

гой эффект незеркального отражения при углах падения, меньших критического значения, поясняется рис. 7, б-г, которые взяты из работ [8]–[9]. В соответствии с лучевой трактовкой незеркального отражения в этом диапазоне углов, поясняемой рис. 5б, незеркально преломлённые лучи образуют в донном полупространстве каустику и фокальное пятно на оси симметрии. На рис. 7б приведены импульсные характеристики, снятые в бассейне на частоте 80 кГц, на дне которого находился слой песка толщиной 2 м, имитирующий донное полупространство. На импульсных характеристиках хорошо видно значительное уширение зондирующего импульса при соосном расположении излучателя, находившегося в воде, и приёмника, находившегося в песчаном грунте. Это уширение прекрасно объясняется обратным (незеркальным) преломлением лучей в песчаном дне. Рис. 7, в-г поясняет импульсные характеристики на частоте 50 кГц и влияние обратного рассеяния на взрыхлённой поверхности дна, которое вносит лишь малую поправку к эффекту обратного преломления. Однако на рис. 7г, который соответствует взрыхлённой поверхности дна, появилась медленная составляющая, скорость которой на (3–5) % меньше скорости звука в воде. Такой составляющей может быть только волна Брюстера, соответствующая корню характеристического уравнения для

границы двух жидких полупространств. Следует также отметить, что достаточно благоприятные условия измерения коэффициента отражения реализуются и при малых углах скольжения в глубоководных акваториях с выровненным дном, когда применим с минимальными погрешностями метод многократных донно-поверхностных отражений, изложенный в работе [10]. Характерные частотно-угловые зависимости коэффициента отражения для этого случая представлены на рис. 8а, взятом из этой работы. Хорошо видно, что в диапазоне углов полного внутреннего отражения формируется характерный минимум коэффициента отражения (0,57–0,65) для рабочих частот эксперимента 64–128 Гц. Аналогичные, по существу, данные содержатся и в работе [11], в которой коэффициент отражения измерен в глубоководном каньоне с помощью многоканальной буксируемой приемной антенны в широком диапазоне углов скольжения 10–80°, из которой и взят рис. 8б. Методика измерений, основанная на использовании техники “spiking filters”, также отличается высокой точностью и стабильностью условий эксперимента в рабочей полосе частот 120 Гц с центральной частотой 50 Гц. На рисунке хорошо видна интерференционная составляющая во всём диапазоне углов падения и характерный минимум коэффициента отражения для углов скольжения 12–15° ($V \approx 0,4–0,5$).

В изложенной выше теории отражения звуковых волн на границе раздела двух жидких полупространств остаётся произвольным соотношение между парциальными коэффициентами $a+b=1$. В работе [2] приведено экспериментально подтверждённое предпочтительное значение этих коэффициентов ($a=3/4, b=1/4$). Эти оценки получены с применением комбинированного приёмника и алгоритмов обработки скалярно-векторной информации. Кроме того, эти оценки, приведённые на рис. 6 ($a=3/4, b=1/4$), неплохо соответствуют экспериментальным данным, приведён-

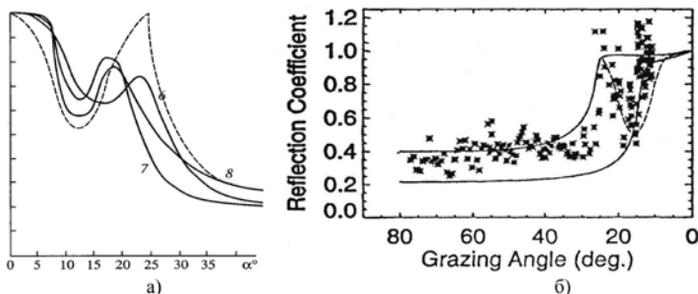


Рис. 8. Экспериментальные зависимости коэффициента отражения от угла скольжения: а) 6 – $f = 64$ Гц, 7 – $f = 100$ Гц, 8 – $f = 128$ Гц; б) крестики – экспериментальные значения, сплошная линия – теоретические значения, пунктирная линия – обобщённая теория

ным на рис. 8, которые получены путём прямых измерений коэффициента отражения.

Результаты разработки несамосопряжённой модельной постановки для рассмотренных ГЗ акустики можно сформулировать в виде ряда положений.

- Полнота решения ГЗ в несамосопряжённой модельной постановке обеспечивается включением в суммарное решение собственных функций двух сопряжённых операторов с возможной их взаимной трансформацией.

- Корректность обобщённого решения ГЗ, построенного в несамосопряжённой модельной постановке, разрывного по давлению и нормальной компоненте вектора колебательной скорости на горизонтах трансформации, обеспечивается равенством нулю потока мощности через горизонт трансформации и, как следствие, отсутствием новых источников энергии, не указанных при формулировке ГЗ.

- Полное внутреннее отражение в терминологии, введённой Ньютоном, не является таковым во всём диапазоне углов падения, включая углы падения, большие критического значения.

- Многочисленные экспериментальные данные хорошо соответствуют модельным оценкам коэффициента отражения, полученным в несамосопряжённой модельной постановке соответствующей граничной задачи.

Литература

1. Владимиров В.С. Уравнения математической физики. М.: Наука. 1981. 512 с.
2. Касаткин Б.А., Злобина Н.В. Корректная постановка граничных задач в акустике слоистых сред. М.: Наука. 2009. 496 с.
3. Nye J. F. and Berry M. V. Dislocations in wave trains. 1974. Proc. of the Royal Society. A. P. 165–190. DOI: 10.1098/rspa.1974.0012.
4. Журавлёв В.А., Кобозев И.К., Кравцов Ю.А. Потоки энергии в окрестности дислокаций фазового фронта // ЖЭТФ. 1993. Т. 104. Вып. 5(11). С. 3769-3783.
5. Касаткин Б.А., Злобина Н.В., Касаткин С.Б. Модельные задачи в акустике слоистых сред. Владивосток: Дальнаука. 2012. 254 с.
6. Касаткин Б.А., Злобина Н.В., Касаткин С.Б., Злобин Д.В., Косарев Г.В. Акустика мелкого моря в скалярно-векторном описании: теория и эксперимент. Владивосток: ИПМТ ДВО РАН. 2019. 360 с.
7. Воловов В.И. Отражение звука от дна океана. М.: Наука. 1993. 270 с.
8. Chotiros N.P. High frequency acoustic bottom penetration: Theory and experiment // Proceeding of Ocean's-89. V. 3. P. 1158-1162.
9. Simpson H.J., Houston B.H. Synthetic array measurements of acoustical waves propagating into a water-saturated sandy bottom for a smoothed and roughened interface // J. Acoust. Soc. Amer. 2000. V. 107. № 5. Pt. 1. P. 2329-2337.
10. Студеничник Н.В. Исследование коэффициента отражения звука от дна в диапазоне углов полного внутреннего отражения // Акуст. журн. 2002. Т. 48. № 4. С. 539-546.
11. Heard G.J. Bottom reflection coefficient measurement and geoacoustic inversion at the continental margin near Vancouver Island with the aid of spiking filters // J. Acoust. Soc. Am. 1997. V. 101. № 4. P. 1953-1960.

ВОЗМОЖНОСТИ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОЙ АКУСТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ В ОБСТАНОВКЕ ПЛАВУЧИХ ЛЬДОВ

Короченцев В.И.¹, Бенгард А.В.¹, Рыжих В.В.¹, Овчаренко В.В.²

¹Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток

²Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва, г. Владивосток
korochentsev.vi@dvfu.ru

Предлагается теоретическая модель для анализа и синтеза акустических и электромагнитных антенных решеток, размещенных вблизи льда. Лед представляется в виде перемещающихся в море плавучих платформ, имеющих конечную толщину от 1 до 10 метров. Теоретически доказано, что упругие характеристики льда позволяют при конечных волновых размерах ледовой платформы преобразовать реактивную энергию акустического элемента в активную излучающую энергию.

Новизна предлагаемой модели заключается в использовании упругих параметров плавучего льда конечных размеров.



Рис. 1. Общий вид района с плавучим льдом

Для расчета таких конструкций используется следующая математическая модель:

$$\Delta\Phi(r) + k^2\Phi(r) = -4\pi q(r_0), \quad (1)$$

где $\Phi(r)$ – потенциал колебательной скорости, k – волновое число, q – плотность распределения источника упругих волн.

Рассматриваемая функция Грина обладает секторной диаграммой направленности в заданном интервале углов $\Delta\varphi$:

$$G_{H1} = \begin{cases} 1 & \text{при } \varphi_{min} < \varphi < \varphi_{max}, \\ 0 & \text{в остальном интервале углов.} \end{cases} \quad (2)$$



Рис. 2. Геометрия расчета функции Грина

Задается некоторое количество секторных диаграмм направленности, которые суммируются. Ненаправленная функция Грина точечного излучателя имеет вид:

$$G(r, r_0) = G(M, M_0) = \sum_{i=1}^L G_{H1}(M, M_0) = \frac{e^{ikR}}{R}. \quad (3)$$

На рисунке 3 изображена модель плавучего участка льда.

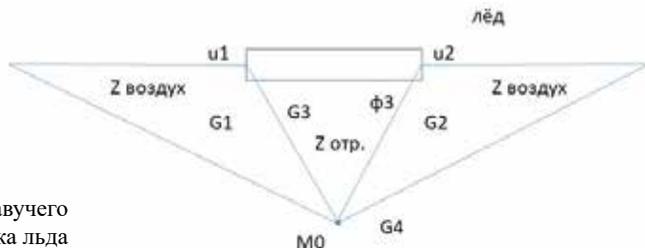


Рис. 3. Модель плавучего участка льда

Таким образом, суммарное поле будет иметь вид

$$\Phi(M) = G_1 + G_2 + G_3 + G_4. \quad (4)$$

Для учета упругих характеристик льда следует использовать векторную функцию Грина:

$$\vec{\Pi}(\vec{r}_0, \vec{r}) = G(\vec{r}_0, \vec{r}) = \sum_{n=1}^N G_n(\vec{r}_0, \vec{r}), \quad (5)$$

где $G_n(\vec{r}_0, \vec{r})$ – направленная векторная функция Грина для твердого тела (льда и дна).

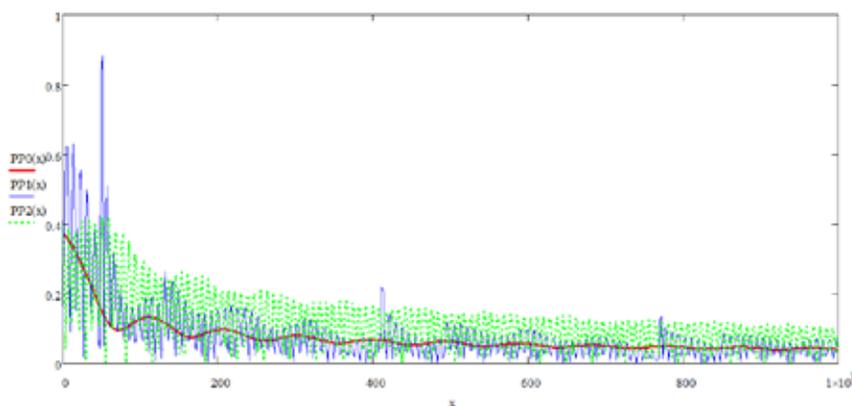


Рис. 4. Расчетное распределение давления точечного излучателя.

Литература

1. Чупин В.А., Будрин С.С., Долгих Г.И., Долгих С.Г. и др. Разработка методики томографии морского дна для акваторий, покрытых льдом. Первый эксперимент // Подводные исследования и робототехника. 2017. № 1(23). С. 62–67.
2. Короченцев В. И. Волновые задачи теории направленных и фокусирующих антенн // РАН. Дальневост. отд.-ние. Ин-т автоматики и процессов упр., М-во высш. проф. образования РФ. Дальневост. гос. техн. ун-т. - Владивосток: Дальнаука. 1998. 192 с.
3. Авербах В.С., Артельный В.В., Боголюбов Б.Н. и др. Перспективные методы и технические средства сейсмоакустического зондирования шельфа и береговой зоны океана // Фундаментальные исследования океанов и морей. М.: Наука. 2006. Кн. 2. С. 491–511.

ОСОБЕННОСТИ ПЛОТНОСТНОЙ СТРАТИФИКАЦИИ ВОД ЯПОНСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО АТЛАСА WOA18 В КОНТЕКСТЕ ХАРАКТЕРИСТИК ДЛИННЫХ ВНУТРЕННИХ ВОЛН

Кокоулина М.В.^{1,2}, Куркина О.Е.¹, Куркин А.А.^{1,2}

¹Нижегородский государственный технический университет им. Р.Е. Алексеева,
г. Нижний Новгород,

²Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток,
aakurkin@gmail.com

Среднеклиматические сезонные особенности плотностной стратификации вод Японского моря для летнего и зимнего сезонов на основании данных открытого международного гидрологического атласа WOA18 проанализированы на основании карт интегрального индекса стратификации [1–3], представляющего собой потенциальную энергию необходимую для полного перемешивания столба морской воды единичного объема:

$$I = -\frac{1}{H} \int_{-H}^0 (\rho - \langle \rho \rangle) g z dz, \quad \langle \rho \rangle = \frac{1}{H} \int_{-H}^0 \rho dz, \quad (1)$$

где z – вертикальная координата, $\rho(z)$ – плотность морской воды, $\langle \rho \rangle$ – среднее значение плотности по глубине, g – ускорение силы тяжести, H – толщина столба воды (полная глубина моря в анализируемой точке). I обращается в ноль, когда столб воды полностью перемешан по вертикали, и увеличивается по мере увеличения расслоенности столба воды. Зоны с более ярко выраженными вертикальными перепадами плотности морской воды характеризуются большими значениями индекса стратификации и представляют собой благоприятную среду для более интенсивных бароклинных процессов с высокой плотностью потоков бароклинной энергии, что может быть использовано при планировании гидротехнических работ и хозяйственной деятельности.

На рис. 1 приведены карты индекса стратификации в Японском море для летнего и зимнего сезона по гидрологическим данным атласа WOA18, а на рис. 2 – гистограммы распределения значений I . Видно, что всюду в Японском море значения индекса стратификации весьма чувствительны к сезону, зимой значения существенно уменьшаются. Зависимость от батиметрии выражена умеренно.

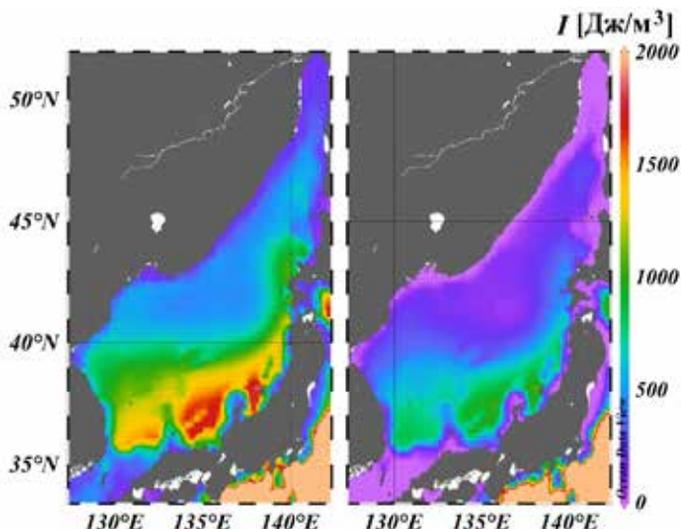
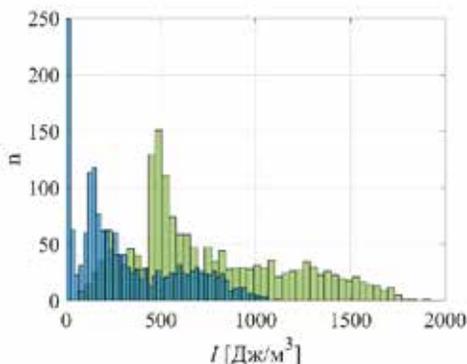


Рис. 1. Карты индекса стратификации I для Японского моря по данным WOA18, Слева для лета, справа для зимы.

Рис. 2. Гистограммы распределений значений индекса стратификации I в Японском море по данным WOA18, зеленый цвет – лето, синий – зима.



Как оказалось, индекс стратификации I в выбранной форме находится в тесной функциональной связи с кинематическими параметрами длинных линейных внутренних волн и может быть использован для их экспресс-оценок. Чтобы продемонстрировать это, были взяты массивы фазовой скорости длинных линейных внутренних волн для Японского моря, рассчитанные на основе данных WOA18 [4]. Зависимость фазовой скорости от индекса стратификации в Охотском море с аппроксимацией функцией

$$c = a(I/I_0)^{1/2}, \quad (2)$$

где $I_0 = 100 \text{ Дж/м}^3$, $a = 0.3561 \pm 0.0007 \text{ м/с}$ для лета и $a = 0.3742 \pm 0.0017 \text{ м/с}$ с 99%-м доверительным интервалом показана на рис. 3. Полученная аппроксимирующая функция очень точно описывает исходные точки (коэффициент достоверности $R^2 > 0.99$ как для летнего сезона, так и для зимнего) и может быть использована для упрощенных, быстрых оценок значений фазовой скорости длинных внутренних волн без численного решения дифференциальных уравнений [5].

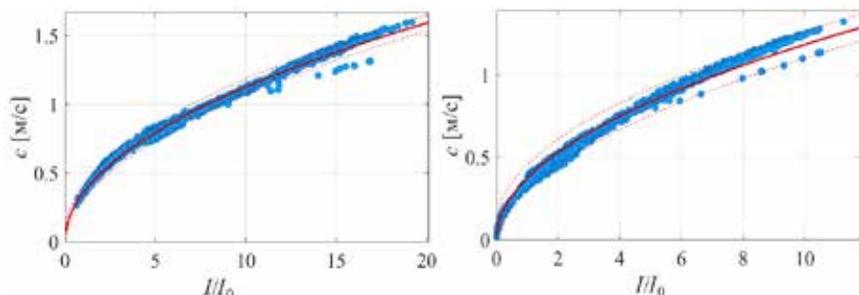


Рис. 3. Зависимость фазовой скорости c длинных линейных внутренних волн от нормированного индекса стратификации I/I_0 (слева для лета, справа для зимы). Красная сплошная линия – аппроксимация функцией (2), красным пунктиром показаны границы 99% доверительного интервала.

Интересно отметить, что построенная параметризация скорости для длинных линейных внутренних волн по форме аналогична известной зависимости $c = \sqrt{gH}$ для длинных поверхностных волн, где H – изменяющаяся по пространству глубина бассейна, только в качестве характеристики среды распространения для внутренних волн выступает индекс стратификации плотности морской воды I (1), который несет в себе информацию, как о глубине моря, так и о вертикальном распределении плотности в точке. В дальнейшем интересно будет исследовать, как меняется коэффициент a в формуле (2) в различных акваториях Мирового океана и насколько он зависит от используемого источника гидрологических данных. Пока аналогичные расчеты были проведены для Охотского моря [6] по данным того же атласа, там наблюдалась такая же ситуация высокой нелинейной корреляции значений c и I с тем же законом (2), причем значения a для Охотского моря ($a = 0.3371 \text{ м/с}$ для лета и $a = 0.35 \text{ м/с}$ для зимы) близки к значениям для Японского моря, указанным выше.

Работа выполнена при поддержке Лаборатории нелинейной гидрофизики и природных катастроф ТОИ им. В.И. Ильичева ДВО РАН,

грант Министерства науки и высшего образования РФ, соглашение № 075-15-2022-1127 от 01.07.2022 г.

Литература

1. Ladd C., Stabeno P.J. Stratification on the Eastern Bering Sea shelf revisited. *Deep Sea Research Part II // Topical Studies in Oceanography*. 2012. V. 65. P. 72-83.
2. Ueno H., Komatsu M., Ji Z., Dobashi R., Muramatsu M., Abe H., Hirawake T. Stratification in the northern Bering Sea in early summer of 2017 and 2018. *Deep Sea Research Part II // Topical Studies in Oceanography*. 2020. V. 181. Art. No. 104820.
3. Hamada T., Kim S. Stratification potential-energy anomaly index standardized by external tide level. *Estuarine // Coastal and Shelf Science*. 2021. V. 250. Art. No. 107138.
4. Кокоулина М.В., Куркина О.Е., Талипова Т.Г., Куркин А.А., Пелиновский Е.Н. Особенности средnekлиматических характеристик внутренних волн в Японском море на основе атласа WOA18 // *Морской гидрофизический журнал*. 2023. № 5.
5. Булатов В.В., Владимиров Ю.В. О расчете собственных функций и дисперсионных кривых основной вертикальной спектральной задачи уравнения внутренних гравитационных волн // *Математическое моделирование*. 2007. Т. 19. №. 2. С. 59-67.
6. Кокоулина М.В., Куркина О.Е., Куркин А.А., Епифанова А.С., Епифанов С.А. Особенности гидрологических условий в Охотском море, влияющих на характеристики внутренних волн // *Экологические системы и приборы*. 2023. № 7. С. 3-17.

МОДУЛЯЦИОННАЯ НЕУСТОЙЧИВОСТЬ НЕЛИНЕЙНЫХ ВОЛНОВЫХ ПАКЕТОВ В РАМКАХ РАСШИРЕННОГО МОДИФИЦИРОВАННОГО УРАВНЕНИЯ КОРТЕВЕГА-ДЕ ВРИЗА

Куркина О.Е.¹, Пелиновский Е.Н.², Куркин А.А.¹

¹*Нижегородский государственный технический университет им. Р.Е. Алексеева, г. Нижний Новгород, oksana.kurkina@mail.ru*

²*Институт прикладной физики им. А.В. Гапонова-Грехова, г. Нижний Новгород, pelinovsky@appl.sci-nnov.ru*

Неустановившиеся длинные волны малой, но конечной амплитуды, описываемые нелинейными эволюционными уравнениями (типа Кортевега-де Вриза (КдВ)), качественно и количественно хорошо воспроизводят физические процессы в различных контекстах (прежде всего, таких как распространение и трансформация поверхностных и внутренних гравитационных волн). Важный шаг в аналитической теории волн связан с обобщениями таких моделей, в частности, включением дополнительных слагаемых, в том числе, высших нелинейностей. Однако, в этом направлении исследований остается множество нерешенных вопросов. Одним из них является вопрос о возможности возникновения и исчезновения интенсивных короткоживущих импульсов, которые, наряду с солитонами, являются важным элементом нелинейной динамики волновых полей. Основным механизмом для таких процессов является модуляционная неустойчивость [1, 2], приводящая также к возникновению и распространению особых квазистационарных неизлучающих локализованных возмущений – бризеров [3]. В модулированной волне нелинейные искажения огибающей становятся существенными на больших пространственно-временных масштабах. В квазиоптическом приближении они описываются нелинейным уравнением Шредингера для комплексной амплитуды или его аналогами для действительных амплитуды и частоты [4–6] и их соответствующими обобщениями высших порядков [7].

В представленной работе нелинейное уравнение Шредингера высокого порядка с комбинированными нелинейностями выведено нами с помощью классической асимптотической процедуры из модельного модифицированного уравнения Кортевега – де Вриза с комбинацией нелинейностей третьей и пятой степени (называемого также (2+4)-КдВ [8]) для слабонелинейных волновых пакетов в контексте внутренних волн в

трехслойной среде [8–10]. Коэффициенты нелинейности и дисперсии исходного и полученного уравнений определяются конкретной физической ситуацией и зависят от параметров среды, в которой происходит распространение волн. С точки зрения волновой динамики важными являются знаки коэффициентов различных слагаемых, а также их сочетания, которые были проанализированы для нашего случая. Рассмотрены стационарные локализованные решения полученного уравнения, включающие широкие солитоны огибающей [11].

Обсуждаются фокусирующие свойства и эффекты модуляционной неустойчивости в рамках $(2+4)$ -КдВ. С помощью численных расчётов для этой модели продемонстрированы и проанализированы особенности поведения модулированных периодических волн с различными параметрами (длина несущей и огибающей, амплитуда волны и модуляции). Проведено сравнение с динамикой в рамках классического модифицированного уравнения КдВ (мКдВ). Результаты показывают, что неустойчивость возникает при малых амплитудах и подавляется при больших – волновое поле в рамках уточненного уравнения $(2+4)$ -КдВ характеризуется большей шириной волновых пакетов при их более умеренной амплитуде, тогда как динамика в рамках классического уравнения мКдВ приводит к формированию более узких и более короткоживущих пакетов, но с существенно большей амплитудой.

Представленные результаты получены в рамках государственного задания в сфере научной деятельности (тема № FSWE-2023-0004 «Нелинейная волновая динамика прибрежной зоны в условиях меняющегося климата и антропогенного воздействия»).

Литература

1. Пелиновский Е.Н., Слюняев А.В., Талипова Т.Г., Хари́ф К. Нелинейное параболическое уравнение и экстремальные волны на морской поверхности // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. 2003. Т. 46. № 7. С. 499–512.
2. Талипова Т.Г., Пелиновский Е.Н., Хари́ф К. Модуляционная неустойчивость длинных внутренних волн умеренной амплитуды в стратифицированном горизонтально неоднородном океане // Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики. 2011. Т. 94. № 3. С. 199–203.
3. Pelinovsky D., Grimshaw R. Structural transformation of eigenvalues for a perturbed algebraic soliton potential // Physics Letters A. 1997. V. 229. P. 165–172.
4. Островский Л.А., Потапов А.И. Введение в теорию модулированных волн. М.: Физматлит. 2003. 400 с.
5. Grimshaw R., Pelinovsky D., Pelinovsky E., Talipova T. Wave group dynamics in weakly nonlinear long-wave models // Physica D: Nonlinear Phenomena. 2001. V. 159. No. 1–2. P. 35–57.

6. Grimshaw R., Pelinovsky E., Talipova T., Ruderman M., Erdelyi R. Short-Lived Large-Amplitude Pulses in the Nonlinear Long-Wave Model Described by the Modified Korteweg–De Vries Equation // *Studies in Applied Mathematics*. 2005. V. 114(2). P. 189–210.
7. Слюняев А.В. Нелинейное уравнение высокого порядка для огибающей гравитационных волн на воде конечной глубины // *Журнал экспериментальной и теоретической физики*. 2005. Т. 128. № 5. С. 1061–1077.
8. Kurkina O.E., Kurkin A.A., Soomere T., Pelinovsky E.N., Rouvinskaya E.A. Higher-order (2+4) Korteweg–de Vries–like equation for interfacial waves in a symmetric three-layer fluid // *Physics of Fluids*. 2011. V. 23(11). Art. No. 116602.
9. Куркина О.Е., Куркин А.А., Рувинская Е.А., Пелиновский Е.Н., Соомере Т. Динамика солитонов неинтегрируемой версии модифицированного уравнения Кортевега–де Вриза // *Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики*. 2012. Т. 95. № 2. С. 98–103.
10. Kurkina O., Pelinovsky E. Nonlinear Transformation of Sine Wave within the Framework of Symmetric (2+ 4) KdV Equation // *Symmetry*. 2022. V. 14(4). Art. No. 668.
11. Birnbaum Z.E., Malomed B.A. Families of spatial solitons in a two-channel waveguide with the cubic-quintic nonlinearity // *Physica D: Nonlinear Phenomena*. 2008. V. 237(24). P. 3252–3262.

ПАРАМЕТРИЧЕСКОЕ ВОЗБУЖДЕНИЕ ВНУТРЕННИХ ВОЛН В ЗАЛИВЕ ПОСЬЕТА СЕЙШЕВЫМИ КОЛЕБАНИЯМИ ЕГО УРОВНЯ

Новотрясов В.В.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
vadimnov@poi.dvo.ru*

Результаты натурных исследований сейшевых колебаний уровня z в бухтах, прилегающих к заливу Посьета, опубликованы в работах [1, 2]. Численное моделирование сейшевых колебаний уровня в этих бухтах выполнено в работе [3]. Исследования внутренних/бароклинных сейшевых колебаний в зал. Посьета ранее не проводились. В работе частично восполнен пробел в натурных исследованиях подобных колебаний на примере пульсаций температуры в зал. Посьета. Исследования сейшевых колебаний уровня выполнялись по данным мареографа, установленного на побережье у входа бухты Витязь. Сейшевые пульсации температуры изучались с использованием двух приповерхностных буйковых станций, установленных на изобатах 50 м и 70 м.

Определение частотного состава колебаний z и пульсаций температуры T морских вод в заливе выполнялось по спектрам колебаний этих характеристик методом стандартного спектрального анализа [4]. В результате анализа было установлено интенсивное проявление колебаний уровня и пульсаций температуры на частоте $n_0 \approx 1/48 \text{ мин}^{-1}$ и менее интенсивное проявление на частотах $n_1 \approx 1/33 \text{ мин}^{-1}$, $n_2 \approx 1/27 \text{ мин}^{-1}$ и $n_3 \approx 1/25 \text{ мин}^{-1}$.

Воспользовавшись аналитической оценкой частоты фундаментальной моды и её нечётных мод полузакрытого бассейна простейшей формы с параметрами близкими к параметрам зал. Посьета, показано, что колебания на указанных частотах близки к частотам n_0 , n_1 , n_2 и n_3 – самых интенсивных максимумов спектров сейшевых колебаний уровня и пульсаций температуры исследуемого бассейна.

По нашему мнению, близость между частотами пульсаций температуры и сейшевых колебаний уровня, а также наличие пульсаций этих характеристик с разностной частотой между частотой фундаментальной моды и её нечётных мод сейшевых пульсаций температуры указывает на возможность существования в заливе явления параметрической неустойчивости внутренних волн, вызванной сейшевыми колебаниями его уровня.

Явление, заключающееся в нарастании колебаний температуры, скорости течений, вертикального смещения частиц жидкости от их положения

равновесия в морском бассейне под воздействием колебаний его уровня, получило название параметрической неустойчивости, или параметрического резонанса [5]. Проанализируем это явление на примере вертикальной составляющей скорости внутренней волны в морском полуограниченном бассейне.

Рассмотрим бассейн с покоящейся морской водой, плотность которой зависит только от глубины. Предположим, что бассейн охвачен внутренними волнами. Выпишем уравнение для вертикальной компоненты скорости w этого волнения. Оно имеет вид [6]

$$\Delta_h \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} + N_0^2(z) \Delta_h w + \frac{\partial^4 w}{\partial t^2 \partial z^2} = 0 \quad (1)$$

Здесь $\Delta_h \equiv \partial_{xx}^2 + \partial_{yy}^2$; $N_0^2(z) = -(g/\rho_0) d\rho_0/dz$ квадрат частоты плавучести.

Для плавного изменения $N_0^2(z)$ решение уравнения (1) представим в виде разложения:

$$w(x, z; t) = \sum_m \psi_m(t) \frac{1}{\sqrt{N_0(z)}} \sin \left[\frac{m\pi}{H} \int_0^z N_0(\varphi) d\varphi / \bar{N}_0 \right] \exp(ikx) \quad (2)$$

Подставив в уравнение (1) выражение (2) преобразуем уравнение (1) к виду:

$$\frac{d^2}{dt^2} \psi_m + \left[\frac{(k\bar{N}_0)^2 H^2}{(m\pi)^2 + (kH)^2} \right] \psi_m = 0 \quad (3)$$

Предположим, что глубина бассейна H изменяется под действием сейсмических колебаний его уровня, т.е. $H \approx H_0 + z \cos(\omega_* t)$. Здесь H_0 – его глубина в отсутствие колебания, z , ω_* амплитуда и частота сейсмических колебаний. Полагая, что $\zeta/H_0 \ll 1$, получим $H^2 \approx H_0^2 + 2H_*^2 \cos(\omega_* t)$, здесь $H_* = H_0 (\zeta/H_0)^{1/2}$.

Вводя новую переменную $\tau = \omega_* t$ и обозначения

$a = \left[(\bar{N}/\omega_*) / (kH_0/m\pi) \right]^2$, $q = -\mu a$, где $\mu = (\zeta/H_0)$, преобразуем уравнение (3) к виду

$$d^2 \psi_m / d\tau + (a - 2q \cos(\tau)) \psi_m = 0 \quad (4)$$

Уравнение (4) является известным уравнением Матье. Его общее решение имеет вид [7]

$$\psi_m(\tau) = C_1 \exp(iv\tau) \Phi(\tau) + C_2 \exp(-iv\tau) \Phi(-\tau), \quad (5)$$

где C_1, C_2 – константы; $\Phi(\tau)$ и $\Phi(-\tau)$ – периодические функции; величина v , имеющая смысл скорости роста, есть функция параметров a и q , может принимать комплексные значения, при которых решение (5) экспоненциально растёт со временем.

Явление, заключающееся в нарастании колебаний параметров системы, называют параметрическим резонансом. Из теории этого резонанса

[7] известно, скорость роста при $q \ll 1$ будет пропорциональна $|q|$. Согласно определению a при $kH_0 \ll 1$, величину $q = -\mu a$ можно оценить по формуле

$$q \approx -(\zeta/H_0)(\bar{N}/\omega_*)^2 (kH_0/m\pi)^2.$$

Отсюда следует, что скорость роста внутренней моды сейшевых колебаний в мелкой воде прямо пропорциональна отношению амплитуды поверхностной сейши к глубине бассейна и квадратично от отношения усреднённой по глубине частоты плавучести к частоте сейшевых колебаний уровня.

Таким образом, в результате исследований сейшевых колебаний уровня и пульсаций температуры в зал. Посьета, установлены частоты: $\nu_0 \approx 1/48$ мин⁻¹, $\nu_1 \approx 1/33$ мин⁻¹, $\nu_2 \approx 1/27$ мин⁻¹, $\nu_3 \approx 1/25$ мин⁻¹, на которые приходится наиболее интенсивные колебания, как уровня, так и температуры в зал. Посьета. На примере бассейна простой формы с параметрами близкими к параметрам зал. Посьета, показана близость частоты фундаментальной моды бассейна к частоте ν_0 , а частот её нечётных мод к частотам: ν_1 , ν_2 , ν_3 , соответственно. Показано, что сейшевые колебания уровня могут вызывать параметрическую неустойчивость внутренних гравитационных волн (ВГВ), которые, в свою очередь, индуцируют пульсации температуры на частотах этих волн в заливе. С использованием теории параметрической неустойчивости сформулирован механизм возбуждения ВГВ на частоте фундаментальной моды залива ν_0 под действием параметрического резонанса этой волны с фундаментальной модой сейшевых колебаний уровня в заливе. В рамках этой же теории дана интерпретация спектральных максимумов на разностной частоте между ВГВ с частотой фундаментальной моды ν_0 и частотами ν_1 , ν_2 , ν_3 её нечётных мод.

Литература

1. Долгих Г.И., Будрин С.С., Долгих С.Г. и др. Собственные колебания уровня воды в бухтах залива Посьета Японского моря // Метеорология и гидрология. 2016. № 8. С. 57–63.
2. Chupin V., Dolgikh G., Dolgikh S. et. al. Study of Free Oscillations of Bays in the Northwestern Part of Posyet Bay. J. Mar. Sci. Eng. 2022. 10. 1005. <https://doi.org/10.3390/jmse10081005>.
3. Смирнов С.В., Ярошук И.О., Леонтьев А.П. и др. Исследование резонансных колебаний в восточной части залива Посьета // Метеорология и гидрология. 2018. № 2. С. 37–44.
4. Thomson R.E. and Emery W.J. Data Analysis Methods in Physical Oceanography. N.Y., Elsevier Sci. 2013. 728 p.
5. Ле Блон П., Майсек Л. / Волны в океане. М.:Мир. 1981. Т. 1. 480 с.
6. Миропольский Ю.З. Динамика внутренних гравитационных волн в океане. Л., Гидрометеоздат. 1981. 241 с.
7. Рабинович М.И., Трубицков Д.И. Введение в теорию колебаний и волн. М.: Наука. 1984. 430 с.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ И ИЗМЕРЕНИЯ МОРСКИХ ВОЛН-УБИЙЦ

Слюняев А.В.

*Институт прикладной физики им. А.В. Гапонова-Грехова РАН, г. Н. Новгород
Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток
slunyaev@ipfran.ru*

Проблема так называемых волн-убийц (rogue waves, freak waves), заключающаяся в неожиданно частом возникновении очень высоких волн на морской поверхности, является предметом активных исследований последние два десятилетия, см. недавний обзор [1]. Конструктивный взгляд на нее можно описать как пересмотр теоретических распределений вероятностей высот волн в области очень редких событий экстремальных волн и развитие моделей прогноза ветрового волнения с учетом «быстрых» (по сравнению с т.н. кинетическим масштабом, характерным для уравнений баланса спектральной энергии) нелинейных эффектов, в том числе возможности формирования связанных нелинейностью долгоживущих волновых структур. Наиболее интересными представляются результаты на стыке разных разделов науки, в частности, использование математического аппарата обратной задачи рассеяния, разработанного для описания ограниченного класса нелинейных уравнений в частных производных, а также применение прямого численного моделирования уравнений гидродинамики для максимально реалистичного воссоздания условий моря, накопления статистики волн и осуществления детерминистского оперативного прогноза.

В настоящей работе обсуждаются результаты численного моделирования нерегулярных волн на поверхности моря постоянной глубины (от большой до умеренной, $kh > 0.4$, где k – характерное волновое число и h – глубина) в рамках кода уравнений гидродинамики, позволяющего проводить относительно быстрое моделирование больших ансамблей волн и описывать сильно нелинейные эффекты [2]. Для лучшего понимания роли нелинейных взаимодействий волн в условиях сильной нелинейности и широкого спектра, когда применение упрощенных моделей сомнительно, используется декомпозиция волн в пространстве волновых векторов и частот оконного Фурье преобразования [3].

С целью оценки вероятностных свойств волн в реальных условиях с фокусом на редкие события экстремальных волн выполняется обработка

данных измерений поверхностных волн у о-ва Сахалин датчиками донного давления [4], продолжающая цикл предшествующих работ других авторов по анализу данных измерений в этой акватории. Для примера, на рис. 1 показаны частоты возникновения разных условий на плоскости параметров безразмерной глубины kh и крутизны волн $2\sigma k$, где σ – среднеквадратичное смещение, для данных измерений в 2012-2015 гг. Линиями уровня показаны разные периоды повторяемости условий от 4 часов до 1 месяца, построенные по данным всего около года непрерывных измерений. Кроме измерений в одной точке, была выполнена регистрация антенной из трех датчиков, равноудаленных на 1.5 м, что позволило оценить ширину углового спектра в месте измерений.

Отметим, что по результатам измерений на одной глубине (ок. 10 м) фактически получены данные о волнах в значительном интервале глубин kh от 0.4 до 2. Эти условия разительно отличаются по физике волн, включая диаграммы модуляционной неустойчивости. В работе [5] были построены распределения вероятностей высот волн для разных интервалов безразмерных параметров, характеризующих глубину и нелинейность волн. Наиболее сильная изменчивость распределений была обнаружена

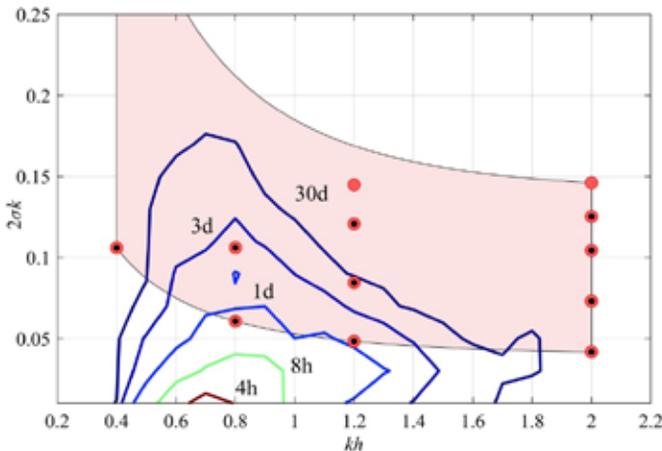


Рис. 1. Плоскость безразмерных параметров локальной глубины и крутизны волн. Линии уровня: распределение частот повторяемости волновых условий на по данным измерений у о-ва Сахалин (4 часа, 8 часов, 1 день, 3 дня, 1 месяц). Заливка: область параметров, использованных для проведения численного моделирования. Значки: условия численного моделирования, когда эффект обрушения был незначительным (мелкие кружки для ширины углового спектра 12° и крупные кружки для 62°).

для параметра «мелководной нелинейности» – отношения высоты волн к глубине. С ростом нелинейности вероятность очень высоких волн уменьшается, а вероятность волн с малой высотой (в сравнении со значительной высотой 4σ) подрастает. Такое поведение, в целом, согласуется с распределением Глуховского, что может объяснять отличное соответствие с ним большинства данных измерений, отмеченное в [4,5].

Области параметров выполненного численного моделирования нерегулярных волн на поверхности воды показаны заливкой на рис. 1. Начальные условия характеризуются частотным спектром JONSWAP с периодом в пике $T_0 = 10$ с и пиковатостью $\gamma = 6$. Расчеты выполнены для разных значений $kh = 0.4 \dots 2$ и разной интенсивности волн $H_s = 2 \dots 7$ м. Угловое распределение волн задавалось согласно модельной функции \cos^2 для характерной ширины Θ . Расчеты для конкретных значений параметров и разной характерной ширины углового спектра волн $\Theta = 12^\circ$ и $\Theta = 62^\circ$ (отражены на рис. 1 кружками разного размера). Наиболее интересные с точки зрения нелинейной динамики условия соответствуют большим крутизнам волн, и таких натуральных данных, согласно рис. 1, немного. Из-за небольшой глубины установки прибора большинство данных соответствует глубине $kh = 0.8 \dots 1$, где роль модуляционной неустойчивости ожидаемо слабая.

Исследования поддержаны грантом РФФ № 22-17-00153.

Литература

1. Слюняев А.В., Пелиновский Д.Е., Пелиновский Е.Н. Морские волны-убийцы: наблюдения, физика и математика // Успехи физических наук. 2023. Т. 193. С. 155–181.
2. Слюняев А.В., Кокорина А.В. Численное моделирование «волн-убийц» на морской поверхности в рамках потенциальных уравнений Эйлера // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56. С. 210–223.
3. Слюняев А.В. Вклады компонент волн на поверхности глубокой воды в распределения вероятностей аномально высоких волн по результатам прямого численного моделирования уравнений Эйлера // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2023 (на рецензии).
4. Кокорина А.В., Слюняев А.В., Зайцев А.И., Диденкулова Е.Г., Москвитин А.А., Диденкулова И.И., Пелиновский Е.Н. Анализ данных долговременных измерений волн у о-ва Сахалин // Экологические системы и приборы. 2022. № 12. С. 45–54.
5. Слюняев А.В., Кокорина А.В., Зайцев А.И., Диденкулова Е.Г., Москвитин А.А., Диденкулов О.И., Пелиновский Е.Н. Зависимость вероятностных распределений высот волн от физических параметров по результатам измерений у о-ва Сахалин // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2023 (на рецензии).

Секция 4

**МОЛОДЫЕ ИССЛЕДОВАТЕЛИ
ПРОЦЕССОВ
ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН**

ИССЛЕДОВАНИЕ КОВУЛКАНИЧЕСКИХ ИОНОСФЕРНЫХ
АНОМАЛИЙ, СГЕНЕРИРОВАННЫХ ИЗВЕРЖЕНИЕМ
ВУЛКАНА ХУНГА-ТОНГА-ХУНГА-ХААПАЙ
15 ЯНВАРЯ 2022 Г., НАД ТЕРРИТОРИЕЙ ПРИМОРСКОГО
КРАЯ И СМЕЖНЫМИ РАЙОНАМИ

Болсуновский М.А.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
bolsunovsky.ma@poi.dvo.ru*

15 января 2022 года в 04:02 UTC произошло взрывное извержение вулкана Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай, вызвавшее различные волновые возмущения в тропосфере и ионосфере Земли, распространявшиеся на большие расстояния. Одними из таких возмущений являлись ковулканические ионосферные аномалии, зафиксированные в различных регионах планеты.



Рис. 1. Расположение ГНСС-станций относительно вулкана Хунга-Тонга. Треугольник – вулкан; красные точки – ГНСС-станции.

Поиск и исследование ионосферных возмущений над территорией Приморского края и смежными районами был выполнен с использованием данных двухчастотных ГНСС-приемников, входящих в сеть IGS, и приемников, расположенных на территории Приморского края (рис. 1). Для обработки использовались данные сигналов спутниковых систем ГЛОНАСС и GPS. Данные по станциям IGS были взяты из информационной системы данных о динамике земной коры CDDIS [1]. Высота слоя максимальной ионизации на момент извержения составила 306 км [2].

Вариации «наклонного» полного электронного содержания (ПЭС) были рассчитаны в программном обеспечении *tec-suite* [3]. Ряды «наклонного» ПЭС были преобразованы в «вертикальные» значения и отфильтрованы методом скользящего среднего (в диапазонах 1-10 мин и 10-60 мин) в программном обеспечении *Viewtecs*. По полученным рядам данных были построены диаграммы дальность-время и графики волновых форм вариаций ПЭС.

На диаграммах дальность-время за 15 января 2022 г., построенных по данным в диапазоне периодов 10-60 мин были обнаружены интенсивные вариации ПЭС, прослеживающиеся от вулкана и до расстояний свыше 10 тыс. км от него (рис. 2). На рис. 3 показаны примеры вариаций ПЭС зафиксированные в день извержения (а также за день до и после него) над территорией Приморского края. Средняя амплитуда обнаруженных ковулканических возмущений ПЭС составила $\sim 1,0$ TECU.

В таблице 1 приведены значения скоростей распространения ковулканических возмущений ПЭС, определенных по диаграмме дальность-время за 15.01.2022 г.

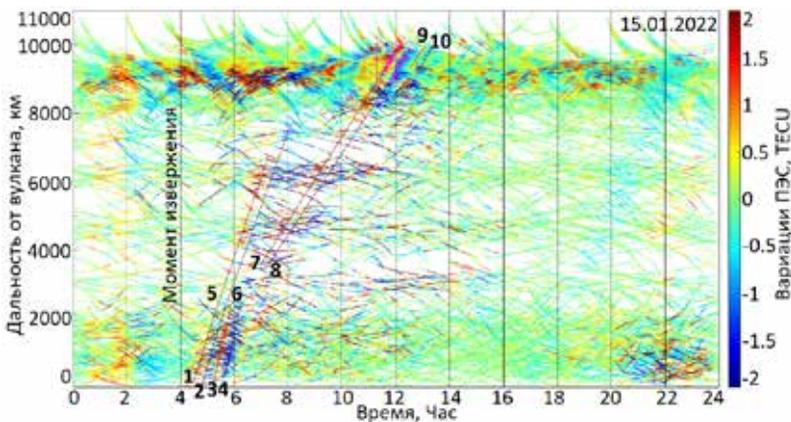


Рис. 2. Диаграмма дальность-время за 15.01.2022 г. Прямыми линиями и цифрами обозначен волновой фронт соответствующих ионосферных возмущений

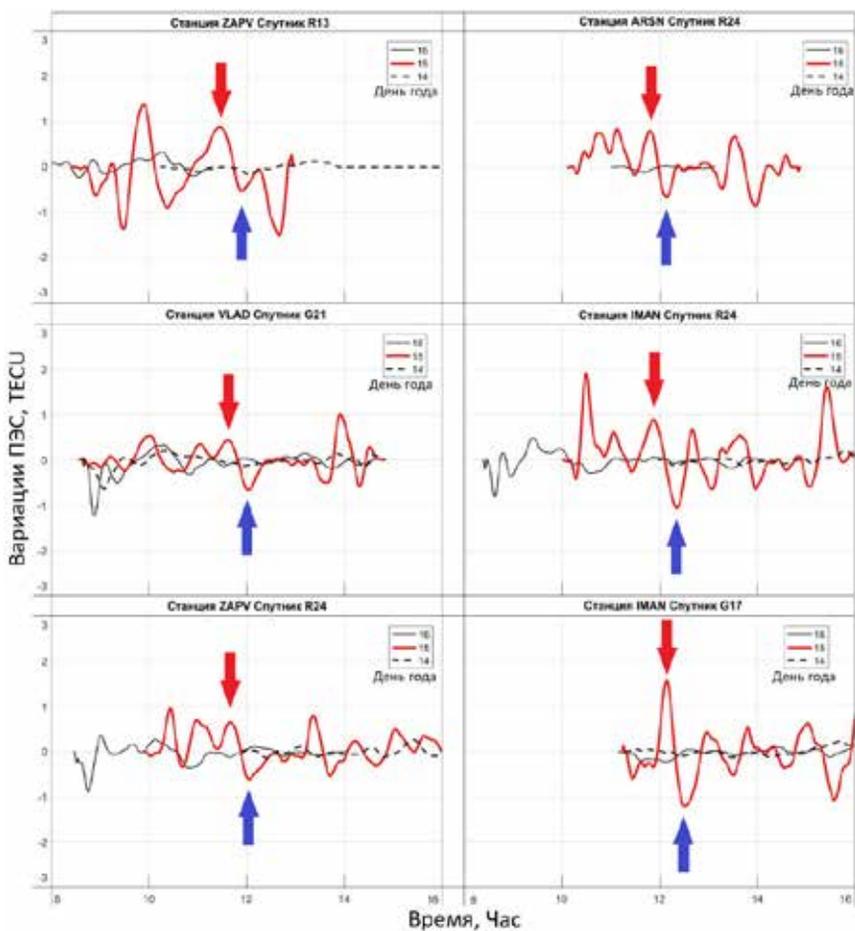


Рис. 3. Волновые формы вариаций ПЭС за период 14-16 января 2022 г.

Таблица 1. Скорости распространения ковулканических возмущений ПЭС.

Номер возмущения	Скорость
1-2	690-750 (~720) м/с
3-4	940-950 (~950) м/с
5-6	610-640 (~630) м/с
7-8	320-360 (~340) м/с
9-10	320-340 (~330) м/с

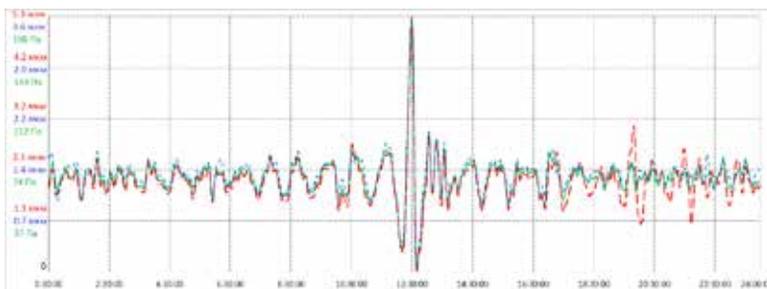


Рис. 4. Отфильтрованные фрагменты записи НБ и ДФ за 15 января 2022 г. Красным цветом показаны данные ДФ ориентированного по компоненте «север-юг»; синим – ДФ ориентированного по компоненте «запад-восток»; зеленым – данные НБ.

Также были проанализированы данные лазерного нанобарографа (НБ) и двух лазерных деформографов (ДФ), расположенных на мысе Шульца. На рис. 4 показаны вариации атмосферного давления (НБ) и смещения участков верхнего слоя земной коры (ДФ). Была обнаружена задержка между моментами фиксации возмущений в тропосфере и ионосфере. Разность моментов фиксации возмущений в тропосфере и ионосфере для максимума составила ~ 50 мин, для минимума ~ 30 мин.

Выражаем нашу благодарность в получении ГНСС-данных по используемым в анализе ГНСС-станциям на территории Приморского края АО «ПРИН», ООО «АЭРОФОТОПРОМ», ИПМ ДВО РАН и ДВФУ. Выражаем нашу благодарность научному сотруднику ИСЗФ СО РАН, кандидату физ.-мат. наук Сергею Викторовичу Воейкову, за предоставление программного обеспечения Viewtecs.

Работа выполнена в рамках госбюджетных тем «Разработка системы климатического мониторинга дальневосточных морей России и северо-западной части Тихого океана на основе мультиплатформенных наблюдений и оперативного гидродинамического моделирования».

Литература

1. The Crustal Dynamics Data Information System (CDDIS). [Электронный ресурс]. URL: <https://cddis.nasa.gov/index.html>.
2. International Reference Ionosphere - IRI (2016). [Электронный ресурс]. URL: <https://kuaui.ccmc.gsfc.nasa.gov/instrun/iri>.
3. GNSS lab. [Электронный ресурс]. URL: <http://www.gnss-lab.org/>.

ВОЛНЫ ЗЫБИ КАК «ПРЕДВЕСТНИКИ» НАДВИГАЮЩЕГОСЯ ТАЙФУНА

Будрин С.С., Долгих Г.И., Долгих С.Г., Чупин В.А.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
ss_budrin@mail.ru*

При прохождении тайфуна Хиннамор с 5 по 6 сентября 2022 года, были зарегистрированы волны зыби, пришедшие за 20 часов до выхода самого тайфуна на акваторию Японского моря. В ходе анализа экспериментальных данных, полученных с лазерного измерителя вариаций давления гидросферы удалось вычислить область формирования основной группы волн зыби, сгенерированных проходящим тайфуном, и локализовать область генерации волн «предвестников», описать механизм их формирования и распространения.

О волнах зыби и их образовании.

С 5 по 6 сентября 2022 года над акваторией японского моря проходил тайфун Хиннамор [1]. Данный тайфун, а точнее волны зыби, созданные им, был зарегистрирован лазерным измерителем вариаций давления гидросферы [2], установленным на м. Шульца в заливе Петра Великого на шельфе со стороны открытой части Японского моря. Ниже, на рис. 1, представлены траектория движения тайфуна и спектрограмма записи волн зыби.

Волны зыби, сгенерированные тайфуном на акватории Японского моря, пришли в точку проведения измерения уже после прохода этой точки самого тайфуна. На спектрограмме (рис. 1б) зафиксированы несколько временных отметок. Вторая отметка, датированная 06 сентября 17:30 (UTC) соответствует моменту прихода основной группы волн зыби и была выбрана по критерию максимальной высоты волны. Волны зыби же, пришедшие в точку измерений 05 сентября в 21:30 (UTC) и отмеченные первым маркером, интересны тем, что видимой причины для их образования не было. На акватории, судя по метеоданным, так же, как и в точке измерений, ветер не превышал 7–8 м/с и никак не мог вызвать волны с периодом 11–15 с. Можно предположить, что волны могли быть вызваны движением тайфуна, однако судя по времени регистрации, тайфун только вышел на акваторию Японского моря (рис. 1а). Это означает, что данные волны появились раньше 21:30(UTC) вне акватории Японского моря и могут являться «предвестниками» распространения опасного

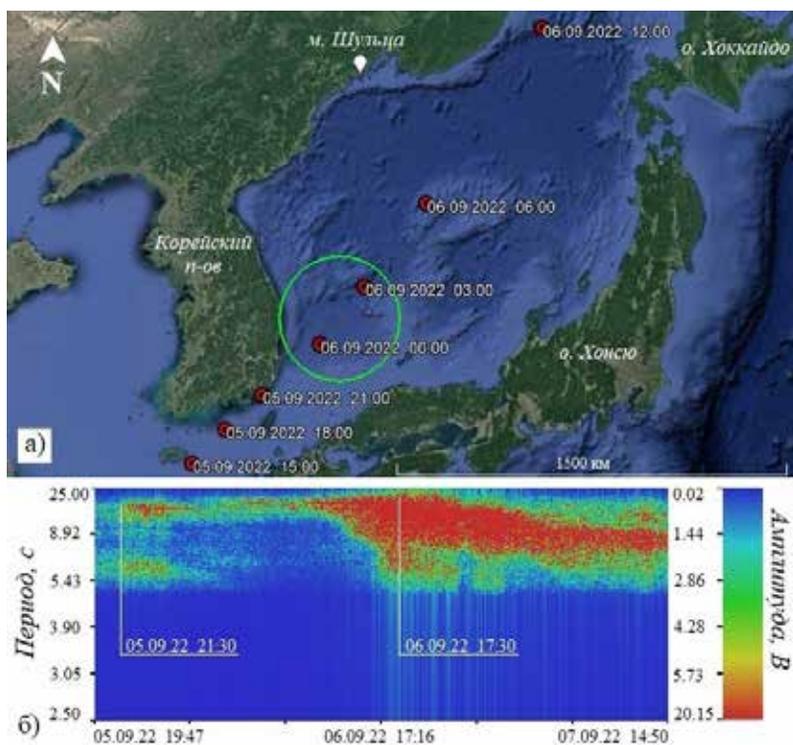


Рис. 1. Траектория движения тайфуна Хиннамнор (а) и спектрограмма записи лазерного измерителя вариаций давления гидросферы за период прохождения тайфуна над акваторией Японского моря (б). Время на рисунке представлено в формате UTC. Окружностью зеленого цвета обозначена область формирования основной группы волн зыби, сгенерированных проходящим тайфуном.

атмосферного явления. В связи с этим можно сформулировать несколько научных задач, а именно: 1) определение места формирования волн «предвестников» и 2) механизма их распространения от источника до точки их регистрации.

Для определения места формирования волн «предвестников» необходимо определить место формирования основной группы волн зыби. Данную область легко можно определить из дисперсионного соотношения для волн, распространяющихся в условиях глубокой воды. При этом будет рассчитываться фазовая и групповая скорости распространения волн с максимальным и минимальным периодами. Искомая область будет находится между расстоянием, которое прошли волны минимального периода с фазовой скоростью и расстоянием, которое прошли волны с

групповой скоростью максимального периода. Таким образом, мы получаем область формирования основной группы волн, отмеченную зеленой окружностью на рис.1 (а).

Из спектрограммы записи волнения, представленной на рис. 1(б), мы можем определить временной интервал между приходом основной группы волн зыби и группой волн «предвестников» тайфуна, он составляет 20 ч. Ранее мы нашли область формирования основной группы волн зыби, и теперь, зная время распространения, можно определить область образования волн «предвестников». Для этого, как и в первом случае, рассчитаем фазовые и групповые скорости распространения волн и путь, который они прошли за 20 часов.

Согласно расчетам, результаты которых представлены в табл. 2, волны «предвестники» образуются в области диаметром 360 км за пределами акватории Японского моря (рис. 3). Данная область совпадает с точками траектории движения тайфуна, которые он проходил в период с 04.09.22 09:00 по 05.09.22 06:00. Как было показано выше, разница во времени прихода интересующего нас волнового процесса и основной группы волн, сформированных тайфуном, составляет 20 ч. Если от

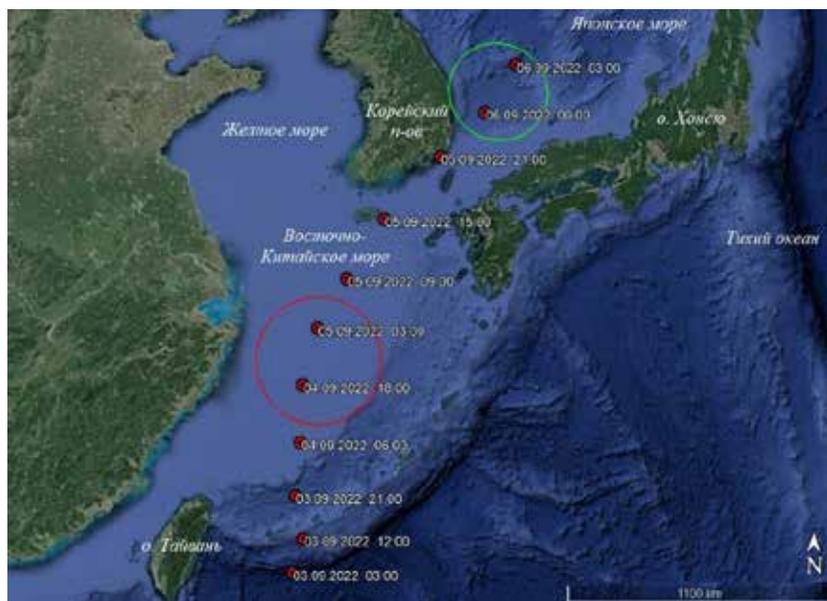


Рис. 2. Траектория движения тайфуна Хинамнор в период с 3 по 6 сентября 2022 г. Красной окружностью показана область образования волн «предвестников», зеленая окружность – область формирования основной группы волн, сгенерированных проходящим тайфуном. Дата и время представлены в формате UTC.

точки, находящейся в первой области на трассе движения тайфуна, например 06.09.22 00:00 и отнять 20 ч, то мы попадаем в точку 05.09.2022 04:00, которая входит в искомую область, что доказывает правильность предыдущих расчетов и предположений.

В работах [4, 5, 6] приведены результаты исследований, касающихся механизмов образования и распространения волн «предвестников» штормовых явлений, однако в нашем случае механизмы имеют некоторые особенности, касающиеся региональных особенностей распространения тайфунов и географического положения. Учитывая вышесказанное, можно заключить, что волны «предвестники» тайфунов, образуются на акватории Восточно-Китайского моря, а механизм образования их непосредственно связан с рельефом дна и глубиной данной акватории. Тайфун, выходя на шельф Восточно-Китайского моря, недалеко от о. Тайвань замедляет свою скорость. Данное поведение характерно практически для всех тайфунов, проходящих данную область. Скорость движения тайфуна при выходе на шельф составляла около 12 км/ч, а скорость ветра в вихре составляла более 30 м/с. Таким образом при небольшой скорости распространения, тайфун продолжительное время воздействовал на акваторию Восточно-Китайского моря и создавал волны периодом 15 с, что подтверждают метеорологические данные. В результате волны имеющие скорость распространения выше скорости движения тайфуна, выходили из-под его влияния и через Корейский пролив распространялись на акватории Японского моря в сторону точки проведения измерений.

Работа выполнена при частичной поддержке соглашения № 075-15-2022-1127 от 1 июля 2022 г.

Литература

1. RSMC Tropical Cyclone Reasoning No. 2 for TS Hinnamnor (2211). Japan Meteorological Agency (28 августа 2022). Дата обращения: 22 августа 2022. Архивировано 22 августа 2022 года.
2. Долгих С.Г., Будрин С.С., Плотников А.А. Лазерный измеритель вариаций давления гидросферы с механической системой компенсации температурного воздействия // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 4. С. 663-666.
3. Боуден К. Физическая океанография прибрежных вод. М.: Мир, 1988. 324 с.
4. Munk W.H., Miller G.R., Snodgrass F.E., Barber N.F. Directional recording of swell from distant storms // *Philos. Trans. Royal Soc. London. A: Math. Phys. Sciences*. 1963. Vol. 255. N 1062.
5. Ковалев П.Д., Ковалев Д.П., Кириллов К.В. Предвестники шторма // *Геосистемы переходных зон*. 2018. Т. 2. № 4. С. 332-338.
6. Ковалев П.Д., Ковалев Д.П., Хузеева М.О. Оценка параметров волн зыби для прогнозирования штормовых ситуаций // *Гидрометеорологические исследования и прогнозы*. 2019. № 2(372). С. 114-128.

ИССЛЕДОВАНИЯ СПЕКТРАЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК МОРСКОЙ ВОДЫ С ПРИМЕНЕНИЕМ АВТОМАТИЗИРОВАННОГО УЛЬТРАЗВУКОВОГО И ЛАЗЕРНОГО КОМПЛЕКСА

Буланов А.В.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток,
a_bulanov@poi.dvo.ru*

В связи с возрастающей антропогенной нагрузкой на экосистемы и вводом международных углеродных налогов актуальным оказывается изучение стоков, эмиссии и «захоронения» углекислого газа в различных средах, которые получили название карбоновых полигонов. Методы оптической спектроскопии позволяют реализовывать непрерывные измерения в реальном времени, как *in-situ*, так и дистанционно. Для решения многих фундаментальных и прикладных задач требуются регулярные измерения, производимые в водной толще [1,2]. Известно применение метода искровой и лазерно-искровой спектроскопии (ЛИС) для элементного анализа жидкостей [1–2], который в отношении оперативности и экономичности потенциально перспективнее по сравнению с традиционными химическими методами, применяемыми в океанологических исследованиях.

Лазерно-искровая спектроскопия твердых объектов является широко используемой технологией, применяется и в промышленности и в научных исследованиях [1-2]. Актуальность изучения механизмов генерации оптического пробоя в жидкости связана с разработкой новых оптико-акустических источников звука и методов оптико-акустической диагностики сред [1], а также с применением метода лазерной искровой спектроскопии для элементного анализа жидкостей [2]. Вместе с тем механизм оптического пробоя при облучении мощным лазерным излучением водных мишеней существенным образом отличается от механизма взаимодействия лазерного излучения с металлами и другими твердыми телами. Со спектроскопическим анализом жидкостей сопряжены трудности, связанные с тем, что, как правило, применяется пробой на поверхности жидкостей, где, в свою очередь, мощный вклад вносят линии атмосферных газов. Выход заключается в использовании пробоя в толще жидкости, так как в этом случае посторонний эффект газа исключается [4]. Однако в этом случае имеется дополнительная трудность, связанная с ослабле-

нием возбуждаемых слабых линий элементов вследствие поглощения в жидкости. Поэтому важным является повышение интенсивности линий при пробое.

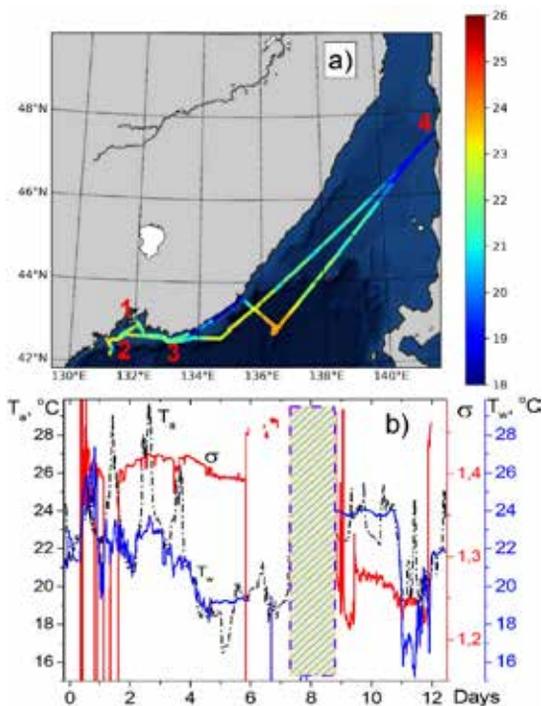
Дополнительное использование воздействия акустического излучения на процесс лазерного пробоя позволило выявить его влияния на повышение интенсивности линий элементов, возбуждаемых при таком комбинированном пробое жидкости. [2] Данная методика была использована для создания автоматизированного комплекса, который позволяет измерять эмиссионные спектры растворенных в воде элементов, мутность, соленость, температуру, концентрацию растворенного кислорода, а также, географические координаты, атмосферное давление, направление движения и характеристики качки судна (включая угловые характеристики – крен и тангаж). Блок-схема комплекса представлена на рис.1. Внутри комплекса установлен микрокомпьютер, позволяющий производить регистрацию и предварительную обработку данных. Микрокомпьютер запускает насос, перекачивающий жидкость через проточную кювету, в которой при помощи датчиков происходит регистрация температуры, солености, мутности и растворенного кислорода.



Рис. 1. Блок-схема автоматизированного комплекса для исследования гидрофизических и спектральных характеристик морской воды

Из проточной кюветы исследуемая жидкость перекачивается во вспомогательную кювету, где при помощи ультразвукового излучателя преобразуется в мелкодисперсный аэрозоль и подается в измерительную кювету, в которой под действием искрового разряда в кювете

Рис. 2. Карта маршрута НИС «Профессор Гагаринский» (а) и распределение температуры воздуха и воды и электропроводности воды (б) в приповерхностном слое на глубине 4 м. Цветом на рис. 2а показана температура воды, заштрихованная область на рис 2б соответствует стоянке судна на якорь в северной точке маршрута.



возникают эмиссионные спектры, характеризующие химический состав исследуемой жидкости. Спектры анализируются при помощи монохроматора М1-44, ПЗС матрицы TCD1304 и платы управления ПЗС матрицей, построенной на базе STM32. Результаты регистрируются и записываются в устройство хранения данных микрокомпьютера. Для анализа полученных спектральных данных создана программа на языке программирования Python. Входными данными для программы являлись наборы файлов изображения спектра пробы данных типа *.csv, сформированные с помощью STM32 и переданные на микрокомпьютер через последовательный порт. Результатом являлся спектр пробы с выделенными спектральными линиями химических элементов. Комплекс был использован в натуральных исследованиях в экспедиции в Японском море и Татарском проливе в рейсе №81 НИС «Профессор Гагаринский» с 1 по 14 августа 2022 г. На рис. 2 показано распределение температуры воздуха и воды и электропроводности воды с высоким пространственным разрешением в зависимости от времени и координат, которые одновременно регистрировались комплексом. На рис.3 представлены линии углерода, полученные в различных координатных точках в верхнем слое Японского моря

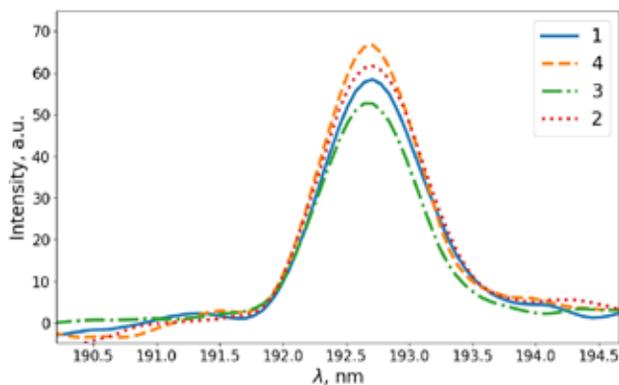


Рис. 3. Интенсивности линий углерода, полученных в различных координатных точках (рис. 2а) в верхнем слое Японского моря.

Итак, в работе представлено описание созданного автоматизированного ультразвукового и лазерного комплекса, который позволяет измерять эмиссионные спектры растворенных в воде элементов в проточном варианте. Комплекс позволяет также наряду с гидрофизическими данными непрерывно регистрировать географические координаты, атмосферное давление, направление движения и характеристики качки судна (включая угловые характеристики – крен и тангаж). В итоге с применением автоматизированного комплекса получены непрерывные данные по характеристикам морской воды на глубине примерно 5 метров вдоль трассы протяженностью около 800 км в Японском море и Татарском проливе в рейсе №81 НИС «Профессор Гагаринский» с 1 по 14 августа 2022 г.

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 22-22-20075).

Литература

1. Noll R. Laser-Induced Breakdown Spectroscopy: Fundamentals and Applications. Springer, Berlin. 2012. 543 p.
2. Bulanov A.V. Using of Ultrasound in Automated Laser Induced Breakdown Spectroscopy Complex for Operational Study of Spectral Characteristics of Seawater of Carbon Polygons // Bulletin of the Russian Academy of Sciences: Physics. Vol. 86. Suppl. 1. P. S32–S36.

ОСОБЕННОСТИ ЭФФЕКТОВ СМЕЩЕНИЯ ЧАСТОТЫ В ГИДРОАКУСТИЧЕСКИХ ВОЛНОВОДАХ МЕЛКОГО МОРЯ

Буренин А.В.¹, Диденко В.В.²

¹*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева*

²*Института Мирового океана Дальневосточный Федеральный Университет*
didenko.vv@students.dvfu.ru

В докладе представлено продолжение исследования возможности автокорреляционной методики расчета доплеровского смещения частоты. Целью данной работы является оценка влияния вариаций гидроакустического волновода (ГВ) на точность вычисления доплеровского смещения частоты. Выявлена зависимость расчета доплеровского смещения частоты от оценки когерентности гидроакустического волновода.

Автокорреляционная методика (АК) базируется на использовании сигнального пакета, включающем в себя не менее двух одинаковых произвольно расположенных в пакете сложных сигналов, автокорреляционная функция (АКФ) каждого из которых имеет один максимум при нулевой сдвигке по времени, а обработка принятого сигнала осуществляют путем «свертки» с самим собой. Временной интервал расчета интеграла АКФ может производиться на временном интервале не меньшем двух с половиной длительностей излучаемого сложного сигнала [1].

Эффект Доплера проявляется при движении источника и приемника относительно друг друга и заключается в изменении несущей частоты и длительности сигнала, регистрируемого приемником. Математические соотношения:

частотная область	временная область
$\Delta = f'/f_0 - 1$	$\Delta = T_0/T' - 1$

здесь f_0 , T_0 – несущая частота и длительность излучаемого сигнала; f' , T' – частота и длительность принятого сигнала, измененные эффектом Доплера; $\Delta = v/C$ – величина, которая выполняет функцию масштабирующего множителя; v – относительная скорость движения источник-приемник и C – скорость распространения звука.

Натурные исследования по предлагаемой методике проводились на акустико-гидрофизическом полигоне ТОИ ДВО РАН м. Шульца 17 авгу-

ста 2013г. В качестве излучателя использовался цилиндрический пьезокерамический излучатель. Характеристики излучателя позволяют работать с широкополосными сигналами на центральной частоте 2 кГц. Излучатель был свешен с яхты, которая перемещалась по заданной траектории в течение всего эксперимента. Для того чтобы точка излучения держалась на одном горизонте, излучатель был снабжен подводным крылом. Географические координаты траектории движения регистрировались системой GPS. Во время экспериментов были измерены вертикальные профили скорости звука. Используя данные системы GPS, координаты приемника и значение скорости звука, была рассчитана относительная скорость движения источник-приемник V_{GPS} .

Для зондирования использовался сигнальный пакет, который состоял из четырех идентичных фазоманипулированных M-последовательно сигналов (несущая 2 кГц, 255 символов, 4 периода на символ).

На рис. 1 представлены результаты измерений доплеровского смещения частоты f' , используя АК подход, и данные GPS. Расчет доплеровского смещения АК методикой f'_{AK} , проводился измеренные длительности T' из АКФ, используя приведенные выше математические соотношения. На рис. 1а приведены среднее (серые точки) и среднеквадратичное (СКО) (вертикальные отрезки) значения для этих девяти измеренных f'_{AK} , соответствующих каждому принятому пакету. На рис. 1а. приведена оценка доплеровского смещения f'_{GPS} , полученная с помощью GPS данных. Она получен по следующей формуле $f'_{GPS} = (1 + \Delta_{GPS}) f_0 = (1 + \bar{V}_{GPS} / \bar{C}) f_0$, где $\bar{C} = 1513$ м/с – среднее значение скорости звука в акватории. На рис. 1б изображены средние и СКО нормированные значения амплитуд АКФ (4 значений для каждого пакета) $A_{AKФ}$. Значения $A_{AKФ}$, расположенные в диапазоне $[0,1]$.

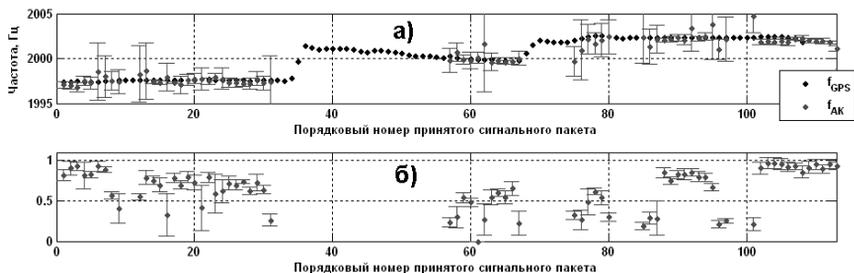


Рис. 1. Результаты обработки сигнального пакета, с помощью методики представленной в этой работе и измерения системы GPS. Сопоставление результатов измерения f' : а) акустическая методика f'_{AK} и данные GPS f'_{GPS} ; б) среднее и среднеквадратичное отклонение значений амплитуд АКФ принятых пакетов.

Анализ полученных данных показал, что минимальное СКО f'_{AK} наблюдается при значениях $A_{AKФ} > 0.7$. Также, значения f'_{AK} , соответствующие $A_{AKФ} > 0.7$, наиболее близки к f'_{GPS} . Максимальному разбросу оценок $f'_{AK} > 1$ Гц соответствует значение $A_{AKФ}$ меньше ~ 0.5 . Также, СКО f'_{AK} и среднее значение $A_{AKФ}$ зависит от отношения сигнала к шуму и характера этого шума, т.е. импульсная помеха, расположенная внутри принятого пакета увеличивает СКО как для значений f'_{AK} , так и $A_{AKФ}$ даже при значении $A_{AKФ}$ близком к 1.

В качестве оценки корректности измеренной АК методом измерения длительности T' отдельного сложного сигнала в пакете выступает соотношения амплитуд АКФ, значения которых близки к определению временной когерентности [2]. Временная когерентность также лежит в интервале от $[0, 1]$ и является мерой схожести сигналов между собой.

Подводя итоги можно заключить, что критерием корректности вычисления доплеровского смещения частоты с помощью АК методики является значение амплитуды нормированной АКФ. Нормированная АКФ принятого сигнала является аналогом функции временной когерентности. На корректность вычисления доплеровского смещения частоты влияет отношение сигнал-шум и характер шума.

Литература

1. Буренин А.В. Способ оценки доплеровского смещения несущей частоты сложного сигнала // Патент на изобретение RU 2565237 C1, 20.10.2015. Заявка № 2014132669/07 от 07.08.2014.
2. Yang T.C. Measurements of temporal coherence of sound transmissions through shallow water // JASA. 2006. V. 120. № 5. P. 2595–2614.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЛОЖНЫХ СИГНАЛОВ В ГИДРОАКУСТИЧЕСКОМ ВОЛНОВОДЕ НА СТАЦИОНАРНОЙ ТРАССЕ В МЕЛКОМ МОРЕ

Буренин А.В.¹, Осипов И.Е.²

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток

²Институт Мирового океана Дальневосточный Федеральный Университет
osipov.ie@students.dvfu.ru

В докладе представлены результаты натурального эксперимента, проведенного на стационарной трассе в мелком море. Целью данной работы является сопоставление вариаций времен приходов отдельных приходов импульсной характеристики с колебанием вертикального распределения скорости звука (ВРСЗ) в течение эксперимента. Для этого выполнен анализ амплитудно-временной структуры импульсной характеристики волновода (ИХВ). Проведено сопоставление отдельных приходов ИХВ с лучевыми траекториями, выделены отдельные группы лучей, чьи колебания во времени связаны с колебаниями ВРСЗ. Идентификация отдельных групп приходов проведена с помощью численного моделирования в лучевом приближении.

Натурные исследования проводились на акустико-гидрофизическом полигоне ТОИ ДВО РАН м. Шульца в 2006–2007 годах. На рисунке 1 изо-

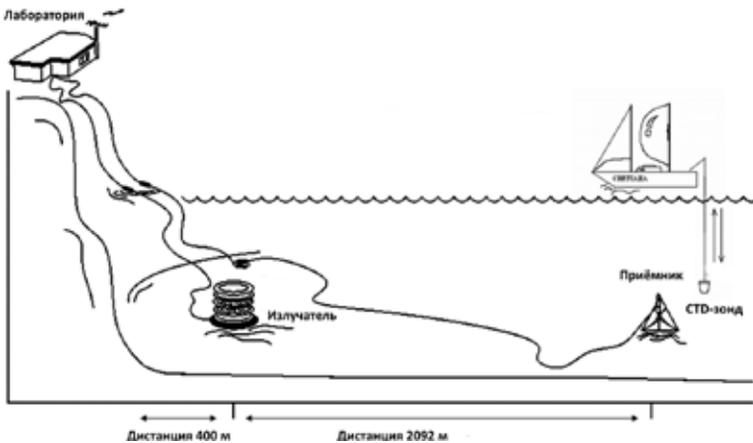


Рис. 1 Схема эксперимента.

бражена схема эксперимента. В качестве излучателя использовался широкополосный пьезокерамический излучатель. Излучатель установлен в одном метре от дна при общей глубине места 40 метров. Приемник, аналогично, установлен в одном метре, глубина места 43 метра. Расстояние между излучающей и приемной системами составляет 2098 м. Во время экспериментов каждый час

измерялись вертикальные распределения скорости звука. Для зондирования среды использовался фазоманипулированный М-последовательностью сигнал (несущая 2.5 кГц, 511 символов, 4 периода на символ). Методика обработки полученной информации основывалась на вычислении взаимно-корреляционной функции (ВКФ) между излученным и принятым сигналом. Далее, рассчитывается огибающая ВКФ, которая является оценкой импульсной характеристики волновода (ИХВ) с разрешением по времени соответствующим параметрам зондирующего сигнала.

На рисунке 2 приведены результаты съемки ВРСЗ. Можно выделить три слоя. Первый слой приповерхностный, хорошо прогретый, близкий к изоскоростному слой волновода до 10 с значением скорости звука 1508 м/с. Второй слой - это слой термоклина от 10 до 20 метров. В нём отмечается отрицательный градиент, и значение скорости звука изменяется от 1508 до 1460 м/с. Этот слой является самым динамичным. И, третий, придонный слой, значение скорости звука в нем практически постоянное 1460 м/с.

На рисунке 3 приведены вариации ИХВ в течении суток. Выделяются два вида приходов: первая группа, приходов сконцентрирована в интервале от 1.425 до 1.44 с и ассоциирована с рефрагированными лучами, идущими в придонном слое;

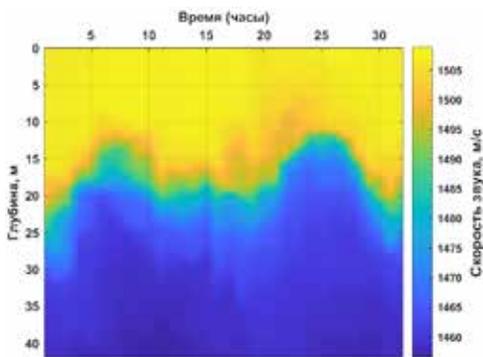


Рис. 2. Вариации вертикального распределения скорости звука во время эксперимента.

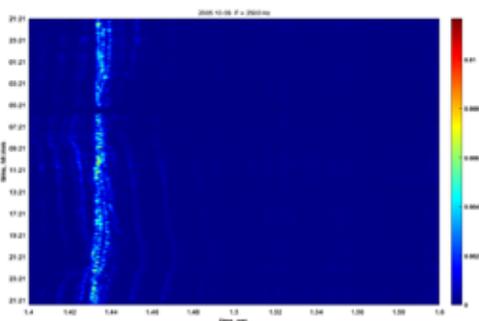


Рис. 3. Вариации импульсной характеристики гидроакустического волновода.

вторая группа, приходов, лежит в более широком временном интервале от 1.4 до 1.48 с. Вторая группа лучей, распространяется по всей толщине волновода, отражаясь от морской поверхности. Вариации во времени этой группы лучей связаны с колебанием в вертикальной плоскости термомоклина.

Данная работа является продолжением исследования изменчивости гидрофизических полей акустическими методами [1]. В работе проведен анализ амплитудно-временной структуры ИХВ. С помощью численного моделирования выделены отдельные группы приходов акустической энергии в точке приёма.

Литература

1. Акуличев В.А., Моргунов Ю.Н., Стробыкин Д.С. Экспериментальные исследования сезонной изменчивости температурных полей на шельфе Японского моря акустическими методами // Акустический журнал. 2010. Т. 56. № 2. С. 218–220.

РАЗВИТИЕ БЛОКА РАСЧЕТОВ ТУРБУЛЕНТНЫХ ПОТОКОВ ИВМ-РАН ДЛЯ ВОДНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

**Бычкова В.И.^{1,3,4}, Гладских Д.С.^{1,4,5}, Дебольский А.В.^{1,3,4},
Мортиков Е.В.^{1,2,4}**

¹Научно-исследовательский вычислительный центр Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова

²Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН

³Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН

⁴Московский центр фундаментальной и прикладной математики

⁵Институт прикладной физики РАН

er-riad@mail.ru

Климатические модели представляют собой численное описание основных компонентов земной системы (атмосферы, поверхности суши, океана и морского льда) и их взаимодействия. В данной работе представлено описание развития блока приземного слоя для климатической модели ИВМ РАН [1] для водных поверхностей. Параметризация приземного слоя описывает взаимодействие поверхности (в том числе водной) и нижнего слоя атмосферы путем расчета турбулентных потоков тепла и импульса. Водная поверхность существенно отличается от земной. В частности, волны играют важную роль в переносе импульса между атмосферой и океаном. В климатической модели поток импульса частично определяется уровнем шероховатости поверхности. Уровень шероховатости водной поверхности обычно рассчитывается как функция скорости трения [2]. Сравнение с данными наблюдений потока импульса, рассчитанного блоком приземного слоя (INMCM-SL) показало, что рассчитан-

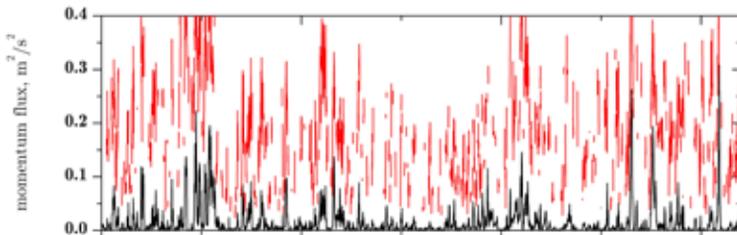


Рис. 1. Измеренный над водной поверхностью (озеро Куаварди) и рассчитанный (INMCM-SL) поток импульса.

ные значения потока существенно занижают наблюдаемые. Возможно, это связано с не корректным способом определения уровня шероховатости для водной поверхности.

В этой связи, реализована возможность использования дополнительных параметризаций параметра шероховатости для водной поверхности, учитывающие волновые параметры [3].

Другой важной особенностью водных поверхностей является наличие брызг. Генерация брызг приводит и появлению второй фазы в приводном слое воздуха. потоков. Наибольшая плотность брызг наблюдается вблизи водной поверхности. Как следствие, возникает устойчивый градиент плотности. Как и в термически стратифицированных потоках, стабильный градиент плотности снижает коэффициенты вертикального турбулентного обмена [4]. В результате вертикальный градиент, например, скорость ветра увеличивается. Уменьшения турбулентности в приводном слое проявляется в изменении масштабов турбулентной длины [5]:

$$L = \frac{(1 + \sigma S)u_*^3}{kg \left(\frac{\rho_a}{\theta} \overline{\theta'w'}(1 - S) + \sigma \overline{Q'w'} \right)}$$

$\theta'w'$ – где поток тепла, $Q'w'$ – поток объемной концентрации капель, S – концентрация капель, ρ_a , ρ_w – плотность воздуха и воды, u_*^* – скорость трения, k – константа Кармана, g – ускорение свободного падения

Для изучения эффекта влияния брызг на характеристики турбулентности приводного слоя воздуха было проведено несколько серий экспериментов с вихреразрешающей моделью [5]. Использование данных вихреразрешающего моделирования будет использовано для валидации

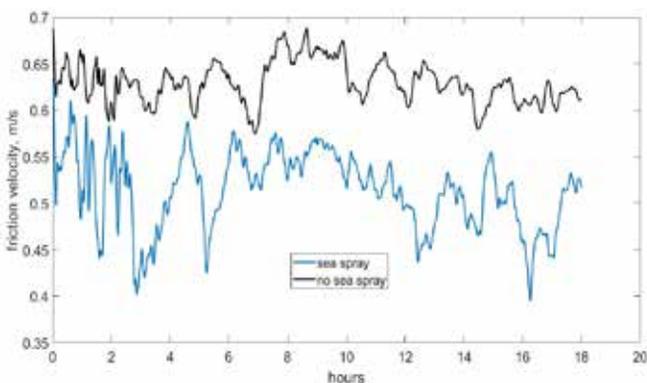


Рис. 2. Динамическая скорость, рассчитанная с учётом наличия брызг и без него.

блока приземного слоя INBCM-SL. В первой серии экспериментов использована степенная зависимость потока брызг от скорости ветра, согласно [6]. Во второй серии экспериментов мы предположили отсутствие брызг, чтобы иметь возможность оценить масштаб их влияния на стратификацию. На рис. 2 показано изменение скорости трения при отсутствии брызг и при их наличии. увеличение степени устойчивости, вызванное градиентом, ведет к уменьшению динамической скорости.

Включение в блок приземного слоя влияния брызг на увеличение степени устойчивости потока должно привести к уточнению характеристик турбулентности и улучшению прогноза для морских регионов.

Работа выполнена при поддержке проекта ФНТП «Исследование процессов в пограничных слоях атмосферы, океана и вод суши и их параметризация в моделях Земной системы» в рамках мероприятия «Усовершенствование глобальной модели Земной системы мирового уровня для исследовательских целей и сценарного прогнозирования климатических изменений».

Литература

1. Володин Е.М. и др. Воспроизведение современного климата в новой версии модели климатической системы ИВМ РАН // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 2. С. 164–178.
2. Charnock H. Wind stress on a water surface // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 1955. Т. 81. №. 350. С. 639–640.
3. Drennan W.M., Taylor P.K., Yelland M.J. Parameterizing the sea surface roughness // Journal of physical oceanography. 2005. Т. 35. № 5. С. 835–848.
4. Bintanja R. Buoyancy effects induced by drifting snow particles // Annals of Glaciology. 2001. Т. 32. С. 147–152.
5. Wamser C., Lykosov V.N. On the friction velocity during blowing snow // Beitrage zur Physik der Atmosphere-Contributions to Atmospheric Physics. 1995. Т. 68. № 1. С. 85–94.
6. Mortikov E.V., Glazunov A.V., Lykosov V.N. Numerical study of plane Couette flow: turbulence statistics and the structure of pressure-strain correlations // Russ. J. Numer. Analysis Math. Model. 2019. V. 34. № 2. P. 119–132.
7. Yang M. et al. Sea spray fluxes from the southwest coast of the United Kingdom—dependence on wind speed and wave height // Atmospheric Chemistry and Physics. 2019. Т. 19. №. 24. С. 15271–15284.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ
ТЕРМОГИДРОДИНАМИКИ И БИОГЕОХИМИИ
СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ВНУТРЕННИХ ВОДОЕМОВ
С ПРИМЕНЕНИЕМ МОДИФИЦИРОВАННОЙ МОДЕЛИ
ТУРБУЛЕНТНОГО ПЕРЕНОСА

Гладских Д.С.^{1,2,3}, Мортиков Е.В.^{2,3,4}

¹*Институт прикладной физики им. А.В. Гапонова-Грехова Российской академии наук, г. Нижний Новгород*

²*Научно-Исследовательский Вычислительный Центр Московского Государственного Университета имени М.В. Ломоносова*

³*Московский центр фундаментальной и прикладной математики, г. Москва*

⁴*Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука Российской академии наук, г. Москва*
daria.gladskikh@gmail.com

В настоящей работе предложена параметризация турбулентного числа Прандтля для описания турбулентного перемешивания в моделях внутренних водоемов (озер и водохранилищ), допускающая возможность поддержания турбулентных пульсаций при сильно устойчивой стратификации и наличии малых сдвигов скорости.

Водоемы суши являются важнейшими элементами многих природных ландшафтов, а характеристики этих водных объектов (термический режим, распределение концентраций биохимических субстанций, потоки тепла и примесей в атмосферу) представляют интерес как в рамках задач гидрологии и экологии, так и с точки зрения их влияния на климат Земли и его изменения. При этом следует отметить, что формирование вышеназванных характеристик во многом определяется процессами турбулентного переноса (импульса, тепла и растворенных газов). Одним из наиболее распространенных классов турбулентных замыканий в рамках RANS подхода, применяемых в океанологии и лимнологии, являются двухпараметрические модели, основанные на гипотезе, связывающей турбулентные потоки с градиентами средних величин.

Ранее при участии авторов настоящей работы было предложено турбулентное замыкание [1–2], полученное на основе модели нестационарных турбулентных течений в стратифицированной жидкости [3]. Показано, что учет двухсторонней трансформации кинетической и потенциальной энергии турбулентных пульсаций позволяет объяснить под-

держание турбулентности небольшими сдвигами скорости при любых значениях градиентного числа Ричардсона, характеризующего соотношение между сдвиговой неустойчивостью и действием плавучести. Замыкание учитывает вклад сдвига скорости и плотностной стратификации в мелкомасштабную турбулентность внутреннего водоема и, в том числе, обеспечивает отсутствие явления «вырождения» турбулентного обмена (ламинаризации течения) при значениях градиентного числа Ричардсона превышающих некоторое эмпирическое пороговое значение. Учет данных эффектов влияет на вертикальные распределения кинетической энергии турбулентности, температуры и пассивных примесей. Полученная параметризация зависит лишь от одного параметра (который может быть определен по данным численного моделирования или лабораторных экспериментов), описывающего анизотропию в вертикальном и горизонтальном масштабах корреляции поля плотности. Однако такая формулировка приводит к дополнительным ограничениям на максимальное потоковое число Ричардсона, которые не согласуются с известными данными прямого и вихреразрешающего моделирования турбулентных течений, данными измерений в устойчиво-стратифицированных пограничных слоях [4].

В настоящей работе представлено обобщение модели, частный случай которой приведен в [1–2]. Модифицированное замыкание, которое зависит от двух параметров – параметра анизотропии, описывающего различия в вертикальном и горизонтальном масштабах корреляции поля плотности, и максимального потокового числа Ричардсона, позволило рассмотреть задачу об оценке чувствительности результатов моделирования биохимических характеристик водоема к параметризации двух режимов перемешивания – режима, связывающего нейтральную и устойчивую стратификацию, и режима перемешивания при сильно устойчивой стратификации.

Показано, что значение максимального потокового числа Ричардсона и, как следствие, асимптотика увеличения турбулентного числа Прандтля при сильной устойчивости связаны с различиями в интегральных масштабах времени, определяемых скоростью диссипации кинетической или потенциальной энергии и интенсивностями флуктуаций соответствующих полей, что согласуется с данными прямого численного моделирования сдвиговой турбулентности. Параметр анизотропии задает переходный режим – от нейтральной стратификации к сильной устойчивости.

Для исследования влияния предложенного замыкания на описание турбулентных процессов во внутренних водоемах и формирование опре-

деляемых ими характеристик использовалась разработанная авторами настоящей работы трехмерная модель термогидродинамики и биогеохимии внутреннего водоема на основе единого гидродинамического кода, объединяющего DNS-, LES- и RANS подходы для расчета геофизических турбулентных течений при высоком пространственном и временном разрешении (см., например, [5-8]). Численная модель включает уравнения гидродинамики в стратифицированном турбулентном вращающемся слое жидкости в приближении мелкой воды, а также уравнения для переноса тепла и солености с учетом горизонтальной и вертикальной диффузии [8].

Описание биогеохимических процессов в модели включает в себя уравнения для расчета концентраций и потоков биохимических веществ. Уравнения описывают перенос, диффузию и реакции для таких веществ как: метан (CH_4), кислород (O_2), углекислый газ (CO_2), живые и отмершие частицы фито- и зоопланктона и т.д. Ввиду объединения блоков динамики и биогеохимии обеспечивается воспроизведение моделью двусторонних связей, таких как вклад биопродуктивности за счет фотосинтеза в коэффициент экстинкции проникающей радиации.

С использованием предложенной параметризации проведены эксперименты по воспроизведению термического и биохимического режима внутреннего водоема небольшого размера (оз. Куйварви). Результаты показывают, что распределение биохимических концентраций, процессы газообмена в большей степени чувствительны к заданию максимального потокового числа Ричардсона. Показано также, что модель корректно описывает протекающие в водном объекте физические и биогеохимические процессы, а полученные численные результаты согласуются с наблюдаемыми натурными характеристиками.

Работа выполнена при поддержке проекта ФНТП «Исследование процессов в пограничных слоях атмосферы, океана и вод суши и их параметризация в моделях Земной системы» в рамках мероприятия «Усовершенствование глобальной модели Земной системы мирового уровня для исследовательских целей и сценарного прогнозирования климатических изменений», а также РФФИ (21-55-52005).

Литература

1. Соустова И.А., Троицкая Ю.И., Гладских Д.С., Мортиков Е.В., Сергеев Д.А. Простое описание турбулентного переноса в стратифицированном сдвиговом потоке применительно к описанию термогидродинамики внутренних водоемов // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56. № 6. С. 689–699.

2. Gladskikh D., Ostrovsky L., Troitskaya Y, Soustova I, Mortikov E. Turbulent Transport in a Stratified Shear Flow // J. Mar. Sci. Eng. 2023. V. 11(1). P. 136.
3. Островский Л.А., Троицкая Ю.И. Модель турбулентного переноса и динамика турбулентности в стратифицированном сдвиговом потоке // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1987. № 3. С. 1031-104.
4. Zilitinkevich S.S., Esau I., Kleeorin N., Rogachevskii I., Kouznetsov R.D. On the velocity gradient in stably stratified sheared flows. Part 1: asymptotic analysis and applications // Bound.-Layer Meteorol. 2010. V. 135. P. 505-511.
5. Mortikov E.V., Glazunov A.V., Lykosov V.N. Numerical study of plane Couette flow: turbulence statistics and the structure of pressure–strain correlations // Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling. 2019. V. 34. N 2. P. 119-132.
6. Mortikov E.V. Numerical simulation of the motion of an ice keel in stratified flow // Izv. Atmos. Ocean. Phys. 2016. V. 52. P. 108-115.
7. Kadantsev E., Mortikov E., Zilitinkevich S. The resistance law for stably stratified atmospheric planetary boundary layers // Q.J.R. Met. Soc. 2021. V. 147. N 737. P. 2233-2243.
8. Гладских Д.С., Степаненко В.М., Мортиков Е.М. О влиянии горизонтальных размеров внутренних водоемов на толщину верхнего перемешанного слоя // Водные ресурсы. 2021. Т. 48. № 2. С. 155-163.

ВЛИЯНИЕ УЧЕТА ПРОНИКАЮЩЕЙ КОРОТКОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ ПРИ ЧИСЛЕННОМ МОДЕЛИРОВАНИИ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА СИБИРСКИХ ШЕЛЬФОВЫХ МОРЕЙ

Градов В.С., Якшина Д.Ф.

*Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,
г. Новосибирск
gradov.v.s@gmail.com*

Регион Арктического Сибирского шельфа является стратегически значимым регионом в силу наличия значительных запасов природных ресурсов (нефть, природный газ и т.д.), но при этом малоизученным из-за сложных климатических условий. Исследование состояния сибирских шельфовых морей, в частности Лаптевых, Карского и Восточно-Сибирского, изучение физических механизмов, отвечающих за формирование их состояния, выявление причинно-следственных связей при их взаимодействии с климатической системой являются на сегодня одними из наиболее актуальных проблем для данного региона.

Помимо анализа данных наблюдений, что является достаточно ограниченным методом исследования, эффективными являются методы трехмерного численного моделирования, позволяющие воспроизводить пространственно-временную изменчивость различных климатических характеристик в прошлом, настоящем и будущем.

В данной работе проводится исследование температурного режима сибирских шельфовых морей в зависимости от способа учета проникающей в толщу воды солнечной радиации. Вода в различных регионах земного шара обладает различными оптическими характеристиками, и от этого зависит количество проникающей на глубину радиации. Это может повлечь за собой изменения в циркуляции вследствие изменения температуры и прочих характеристик на разных глубинах.

Один из способов параметризации проникающей радиации предполагает, что воду можно отнести к одному из пяти типов воды по классификации (далее классификация JRL), предложенной в работе [1]: от более прозрачной (I тип) в глубоководных частях океана до менее прозрачной (III тип) ближе к береговой линии. При этом доля радиации $Q_{down}(z)$, проникающей на глубину $z \geq 0$ описывается суммой двух затухающих экспонент:

$$Q_{down}(z) = Q_{sw}(r \exp(-\mu_1 z) + (1 - r) \exp(-\mu_2 z)),$$

первая из которых описывает затухание доли радиации, соответствующей инфракрасной области спектра солнечного излучения ($\lambda > 700$ нм), в поверхностном пятиметровом слое из-за практически полного поглощения им волн данной длины, а вторая – затухание видимой части спектра на глубинах ниже 10 м вследствие поглощения водой волн меньших длин ($400 \text{ нм} < \lambda < 700 \text{ нм}$). Здесь Q_{sw} – суммарное количество солнечной радиации у поверхности океана, величины r , μ_1 и μ_2 зависят от типа воды. Они описывают долю инфракрасного излучения, коэффициент поглощения инфракрасной части спектра и коэффициент поглощения видимой части спектра соответственно.

Другой способ параметризации проникающей коротковолновой радиации опирается на использование данных концентрации хлорофилла в толще воды: чем больше концентрация, тем менее прозрачной является вода. При этом $Q_{down}(z)$ описывается аналогично предыдущему случаю с разбиением видимого излучения на красный, зеленый и синий диапазоны:

$$Q_{down}(z) = Q_{sw} \left(r \exp(-\mu_1 z) + \frac{(1-r)}{3} \sum_{k=r,g,b} \exp(-\mu_k z) \right),$$

где $r = 0.58$, $\mu_1 = 2.8571$, что соответствует I типу воды по классификации JRL, а μ_r , μ_g , μ_b – коэффициенты поглощения для красной, зеленой и синей частей видимого спектра, которые зависят от концентрации хлорофилла на поверхности [2-4]. Отметим, что по сравнению с предыдущей параметризацией, здесь можно выделить более пяти типов воды. Например, в данной работе используется 61 тип воды. Так же данная параметризация является более корректной с физической точки зрения, поскольку в реальности прозрачность воды не является однородной характеристикой и является величиной переменной.

Для моделирования использовалась региональная трехмерная численная совместная модель океана и морского льда SibCIOM [5, 6]. Данная модель состоит из четырех взаимодействующих между собой компонент атмосферы, океана, льда и суши. При этом океаническая и ледовая компоненты являются интерактивными, в то время как компоненты атмосферы и суши передают данные реанализа NCEP/NCAR [7].

В качестве данных концентрации хлорофилла использовались осредненные ежемесячные данные спектрорадиометра MODIS, установленного на спутниках AQUA и TERRA [8, 9]. Пространственное разрешение данных составляет 9×9 км по широте и долготе.

Было проведено два численных эксперимента для периода с 2010 по 2022 год: базовый с использованием классификации JRL, другой с использованием спутниковых данных хлорофилла на поверхности (далее

СНЛ). Начальные данные за 2010 год соответствуют результатам численного эксперимента, описанного в работах [10, 11]. В эксперименте JRL тип прозрачности воды для конкретного региона оставался фиксированным на протяжении всего эксперимента и выбирался по глубине, исходя из соображений, что на более мелких участках вода более мутная. На глубинах более 2500 метров прозрачность воды соответствовала III типу, на глубинах от 250 до 2500 метров — II типу, на глубинах от 50 до 250 метров — типу Ib. Большая часть Восточно-Сибирского моря, примерно половина территории моря Лаптевых и прибрежные области Карского моря имеют глубину менее 50 метров. Вода на таких глубинах наиболее мутная, и усвоение солнечной радиации здесь осуществлялось только верхним 2,5 метровым слоем воды.

При анализе средней температуры на поверхности морей значимые отклонения наблюдаются, как правило, в летний период. В эксперименте СНЛ поверхность Восточно-Сибирского моря холоднее, чем в эксперименте JRL. Разница в средней температуре составляет 0,5–1° С. Эти различия обусловлены тем, что мутность воды в эксперименте СНЛ определяется через реальные значения концентрации хлорофилла и обладает сезонной изменчивостью в отличие от JRL, где практически для всего этого региона мутность воды была максимальна в течение всего расчетного периода. Поэтому именно здесь были выявлены максимальные различия в температуре поверхности между двумя экспериментами.

Для моря Лаптевых средняя температура поверхности оказалась выше в эксперименте СНЛ (до 0,3° С). В отличие от Восточно-Сибирского моря, где почти вся территория имеет глубину до 50 метров, около половины моря Лаптевых глубже 50 м и соответствовала типам воды Ib, II, III, для которых солнечная радиация не только усваивается поверхностью, но и проникает в более глубокие слои. Для этих территорий мутность воды, рассчитанная по хлорофиллу, оказалась больше, чем установленная по типу JRL. Интересно отметить, что в годы 2012, 2017, 2019, 2020 различия максимальны и превышают 0,2° С. Именно в 2012, а также последние годы произошло существенное сокращение ледового покрова в Арктике и увеличение площади открытой воды в море Лаптевых, что воспроизводится численной моделью, и это позволило увеличить поглощение солнечной радиации верхними слоями воды, насыщенными хлорофиллом.

Температура в Карском море показывает незначительные по отношению к другим морям отклонения, в основном ниже 0,1° С. При этом имеются как положительные, так и отрицательные аномалии. По-видимому, прозрачность воды, установленная по типу JRL, здесь менее всего отличается от прозрачности, рассчитанной по значениям концентрации хлорофилла, и поэтому изменения в температуре поверхности небольшие и не имеют постоянного знака. Возможно, что некоторые колебания

могут объясняться переносом течениями более теплых или холодных вод в отдельные участки морей.

На глубинах наблюдается иная картина. Так, например, на глубине 20 м для Восточно-Сибирского моря эксперимент CHL показывает большую среднюю температуру, чем JRL, но с гораздо меньшей, чем на поверхности, амплитудой (около 1,5° C). В Карском море и море Лаптевых тоже наблюдается преимущественно противоположная к поверхности ситуация. Разные знаки отличий на поверхности и глубинах 20 м объясняются тем, что если поверхность задерживает большую долю радиации, больше нагревается, то меньшая часть радиации достигнет 20 м слоя. И, напротив, если поверхность нагрелась меньше, то большая часть радиации проникла в нижележащие слои.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ 20-11-20112.

Литература

1. Paulson C.A., Simpson J.J. Irradiance Measurements in the Upper Ocean // *Cover Journal of Physical Oceanography Journal of Physical Oceanography*. 1977. V. 7. № 6. P. 952–956. DOI 10.1175/1520-0485(1977)007<0952:IMITUO>2.0.CO;2
2. Lengaigne M., Menkes C., Aumont O., Gorgues T., Bopp L., André J. M., Madec G. Influence of the oceanic biology on the tropical Pacific climate in a coupled general circulation model // *Climate Dynamics*. 2007. V. 28. P. 503-516. DOI 10.1007/s00382-006-0200-2
3. Morel A. Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case I waters). // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1988. V. 93. № C9. P. 10749-10768. DOI 10.1029/JC093iC09p10749
4. Morel A., Maritorena S. Bio-optical properties of oceanic waters: A reappraisal // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2001. V. 106. № C4. P. 7163-7180. DOI 10.1029/2000JC000319
5. Golubeva E.N., Platov G.A. On improving the simulation of Atlantic Water circulation in the Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2007. V. 112. № C4. P. C04S05. DOI 10.1029/2006JC003734
6. Голубева Е.Н. Численное моделирование динамики атлантических вод в Арктическом бассейне с использованием схемы QUICKEST // *Вычислительные технологии*. 2008. Т. 13. № 5. С. 11-24
7. Kalnay E. et al. NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1996. V. 77. № 3. P. 437-472. DOI 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2
8. NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Aqua Level-3 Mapped Chlorophyll Data. 2022. NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA. DOI: 10.5067/AQUA/MODIS/L3M/CHL/2022
9. NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Terra Level-3 Mapped Chlorophyll Data. 2022. NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA. DOI: 10.5067/TERRA/MODIS/L3M/CHL/2022
10. Голубева Е.Н., Платов Г.А., Якшина Д.Ф. Численное моделирование современного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана // *Лёд и Снег*. 2015. Т. 55. № 2. С. 81-92. DOI 10.15356/2076-6734-2015-2-81-92
11. Platov G.A. Golubeva E.N., Kraineva M.V., Malakhova V.V. Modeling of climate tendencies in Arctic seas based on atmospheric forcing EOF decomposition // *Ocean Dynamics*. 2019. V. 69. № 1. P. 747-767. DOI 10.1007/s10236-019-01259-1

МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЗАГРЯЗНЕНИЙ, ПОСТУПАЮЩИХ В СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН С РЕЧНЫМИ ВОДАМИ

Градова М.А.

*Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,
г. Новосибирск
gradova.ma.22@gmail.com*

Загрязнение Мирового океана пластиковым мусором является одной из наиболее актуальных экологических проблем нашего времени. Пластмасса сохраняется в окружающей среде в течение длительного периода времени и распространяется по всему миру [1], распадаясь на микропластик и нанопластик (размер ≤ 5 мм и ≤ 1 мкм [2], соответственно) из-за воздействия солнечного света и волн, механического истирания, взаимодействия с биотой [3]. Пластиковое загрязнение представляет собой потенциальную угрозу для морских организмов и морской среды в целом [4].

Оценка переноса загрязнения в арктических водах является отдельной непростой задачей ввиду труднодоступности региона и отсутствия постоянной сети наблюдений. Хотя загрязнение Северного Ледовитого океана происходит из местных источников (рыбных промыслов, свалок, сточных вод и морской промышленной деятельности), существенным источником пластика являются удаленные регионы более низких широт, из которых загрязнение переносится в Арктику океаническими течениями, атмосферными потоками и реками. Например, большая часть натурных данных и данных моделирования показывают, что значительная часть пластика поступает в Арктику из Северной Атлантики [5, 6] и северной части Тихого океана [7, 8]. В результате анализа проб воды в Евразийском бассейне речные стоки были определены как второй по величине источник загрязнения микропластиком в этом регионе [9]. Сибирские реки имеют огромные площади водосбора, пересекают крупные города, промышленные и сельскохозяйственные районы и принимают сточные воды неизвестной степени очистки. Количество мусора в сибирских шельфовых морях указывает на низкий вклад рек осенью [10], однако массовый сброс речных вод поздней весной или летом делает воздействие потенциально существенным.

В настоящий момент для оценки загрязнения микропластиком и связанных с ним рисков интенсивно развиваются методы моделирования

[11]. В докладе представлено предварительное исследование того, как плавучие пластиковые компоненты распространяются по акватории Северного Ледовитого океана. Исследование проводится на основе трехмерной численной модели океана и морского льда SibCIOM, разработанной в Институте вычислительной математики и математической геофизики СО РАН [12, 13]. Учет атмосферного воздействия обусловлен использованием данных реанализа атмосферы NCEP/NCAR [14] для формирования потоков на границах раздела сред океан-атмосфера и лед-атмосфера. Область моделирования включает в себя Северный Ледовитый океан и Атлантический океан, ограниченный 20° ю. ш. Для проведения численного моделирования используется численная трехполярная сетка, включающая 0.5 -градусное разрешение к югу от 65° с. ш. и обеспечивающая в среднем шаг в 18 км в полярном регионе.

Численная модель дополнена блоком распространения лагранжевых трассеров. Трассеры переносятся системой рассчитанных течений на каждом шаге численной модели и включаются в процессы перемешивания. Каждый трассер в каждый момент записи несет информацию о его координатах, температуре и солёности воды в данной точке, времени и месте выпуска. В качестве трассеров по-отдельности рассматриваются семь наиболее распространенных в производстве типов пластика: полиэтилен высокой плотности (HDPE), полиэтилен низкой плотности (LDPE), поливинилхлорид (PVC), полистирол (PS), полипропилен (PP), полиэтилентерефталат (PET) и полиуретан (PUR) – со скоростью подъема или опускания в зависимости от плотности пластика, определенной в соответствии с [15]. Четыре из этих семи видов пластика (PVC, PS, PET и PUR) имеют отрицательную плавучесть с соответствующей скоростью опускания. Частицы микропластика поступают в шельфовую область в районе устьев наиболее крупных сибирских рек (Обь, Енисей, Лена) пропорционально расходу реки в течение некоторого периода. При реализации лагранжева переноса трассеров скорость подъема или опускания добавляется к вертикальной компоненте скорости течения в точке нахождения пластиковой частицы.

Конечное положение трассеров, выпущенных в течение 2016-2020 гг., показывает, что большая часть тяжелых частиц, имеющих отрицательную плавучесть, оседает на мелководном шельфе в непосредственной близости от речного устья. Микропластик с положительной плавучестью распространяется преимущественно поверхностными течениями океана, в том числе активно выходя за пределы сибирских шельфовых морей (рис. 1). Загрязнения, приносимые Леной, по большей части распространяются в акватории шельфа моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря и при выходе на материковый склон включаются в антициклонический Круговорот Канадского бассейна. Значительно реже они появляются в

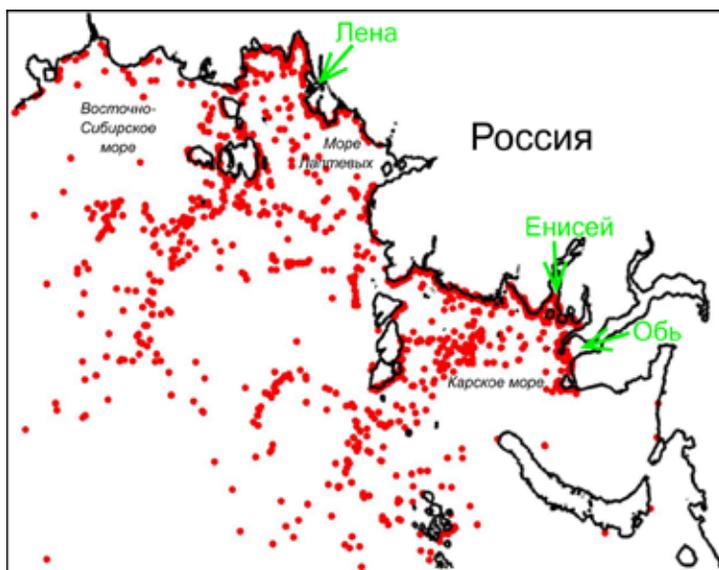


Рис. 1. Конечное положение модельных частиц микропластика, выпущенных с речными водами на шельф Карского моря и моря Лаптевых в период с 2016 по 2020 гг.

западной части глубоководного бассейна Арктики. Трассеры Оби-Енисея заполняют Евразийский бассейн и интенсивно выносятся через пролив Фрама. Для существенной части микропластика, поступающего со стороны всех трех рек, характерно прибывание частиц к берегу материка и островов, расположенных к востоку от устья соответствующей реки.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ № 20-11-20112.

Литература

1. Bergmann M., Tekman M., Gutow L. Sea change for plastic pollution // *Nature*. 2017. V. 544. P. 297. <https://doi.org/10.1038/544297a>.
2. Gigault J. et al. Current opinion: What is a nanoplastic? // *Environ. Pollut.* 2018. V. 235. P. 1030–1034. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2018.01.024>.
3. Andrady A.L. Persistence of Plastic Litter in the Oceans // Springer, Cham. In: Bergmann M., Gutow L., Klages M. (eds) *Marine Anthropogenic Litter*. https://doi.org/10.1007/978-3-319-16510-3_3.
4. Thushari G.G.N., Senevirathna J.D.M. Plastic pollution in the marine environment // *Heliyon*. 2020. V. 27. № 6(8):e04709. <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2020.e04709>.
5. van Sebille E., Wilcox C., Lebreton L., Maximenko N., Hardesty B. D., van Franeker J. A., Eriksen M., Siegel D., Galgani F., Law K. L. A global inventory of small floating

- plastic debris // *Environmental Research Letters*. 2015. V. 10. № 12 [124006]. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/12/124006>.
6. Cózar A. et al. Plastic debris in the open ocean // *Proc. Nat. Acad. Sci.* 2014. V. 111. P. 10239–10244. <https://doi.org/10.1073/pnas.1314705111>.
 7. Mu J. et al. Microplastics abundance and characteristics in surface waters from the Northwest Pacific, the Bering Sea, and the Chukchi Sea // *Mar. Pollut. Bull.* 2019. V. 143. P. 58–65. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2019.04.023>.
 8. Kim S.-K. et al. Importance of seasonal sea ice in the western Arctic ocean to the Arctic and global microplastic budgets // *J. Hazard. Mater.* 2021. V. 418. № 125971. <https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2021.125971>.
 9. Yakushev E. et al. Microplastics distribution in the Eurasian Arctic is affected by Atlantic waters and Siberian rivers // *Commun. Earth Environ.* 2021. V. 2. № 23. <https://doi.org/10.1038/s43247-021-00091-0>.
 10. Pogojeva M. et al. Distribution of floating marine macro-litter in relation to oceanographic characteristics in the Russian Arctic Seas // *Mar. Pollut. Bull.* 2021. V. 166. № 112201. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2021.112201>.
 11. Sheela A.M., Manimekalai B., Dhinakaran G. Review on the distribution of microplastics in the oceans and its impacts: Need for modeling-based approach to investigate the transport and risk of microplastic pollution // *Environmental Engineering Research*. 2022. V. 27 № 4: 210243. <https://doi.org/10.4491/eer.2021.243>.
 12. Golubeva E.N., Platov G.A. On improving the simulation of Atlantic Water circulation in the Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. № C04S05. <https://doi.org/10.1029/2006JC003734>
 13. Голубева Е.Н. Численное моделирование динамики атлантических вод в Арктическом бассейне с использованием схемы QUICKEST // *Вычислительные технологии*. 2008. № 13(5). С. 11-24.
 14. Kalnay E., et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 1996. V. 77. P. 437-470. [Electronic resource]. – Mode of access: <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html> (дата обращения: 18.07.2023).
 15. Mountford A.S., Morales Maqueda M.A. Eulerian Modeling of the Three-Dimensional Distribution of Seven Popular Microplastic Types in the Global Ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2019. V. 124. P. 8558– 8573. <https://doi.org/10.1029/2019JC015050>.

РАЗРАБОТКА АВТОМАТИЗИРОВАННОЙ ИНФОРМАЦИОННОЙ ПОДСИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Громашева О.С., Кислов М.В.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток

Для эффективной обработки геофизических данных, таких, как, например, записи лазерного деформографа, предложено создание подсистемы для анализа поступающих данных. В качестве основы была взята платформа IASPaas, разработанная в 2011 году сотрудниками ИАПУ ДВО РАН [1]. Система предназначена для разработки оболочек интеллектуальных сервисов с помощью различных технологий. Эта система прошла апробацию в различных сферах исследований, и сейчас активно используется в медицинской отрасли. Одним из преимуществ данной платформы является то, что база знаний, решатель задач и интерфейс пользователя разрабатываются отдельно. Набор информационных ресурсов, таких как онтологии, знания и данные, имеет единое представление. Компоненты интеллектуальной системы будут создаваться, и поддерживаться на основе моделей онтологий. Пользовательский интерфейс редакторов для них создается учетом модели онтологии. При таком подходе крупные задачи разбиваются на более мелкие, что облегчает процесс решения задачи.

Данная платформа предоставляется пользователю как облачный сервис. Она поддерживает:

- основную технологию разработки прикладных и специализированных инструментальных сервисов с использованием доступных платформе инструментов, поддерживающих эту технологию;
- множество специализированных технологий разработки прикладных и специализированных инструментальных (интеллектуальных) сервисов, с использованием специализированных инструментальных сервисов платформы, поддерживающих эти технологии.

Инструментарий для разработки приложений на платформе IASPaas можно разделить на два основных типа – универсальный и ориентиро-

ванный на проблему или задачу. Универсальный инструментарий позволяет создавать решатели задач любого типа, однако процесс создания будет более трудоемким в сравнении с использованием специализированного инструментария. Платформа поддерживает создание оболочек по нескольким технологиям: базовой и специализированным. Набор технологий допускает расширение.

Пользователи могут разрабатывать оболочки ИС в соответствии с функциями, поддерживаемыми платформой, а также создавать новые работы. Возможно создание ИС с нуля, без использования оболочек, что в общем случае значительно более трудоемко. Под работой понимается набор инструментальных сервисов, с помощью которых можно создавать или изменять компоненты определенного типа разрабатываемой ИС или оболочки. Работа может быть простой или составной. Составная работа включает несколько этапов (шагов). Примером простой работы является создание базы знаний на основе ее концептуальной модели (пустой базы знаний). Пример составной работы – разработка агента, которая включает разработку шаблонов сообщений (этап пропускается, если все необходимые шаблоны сообщений содержатся в Фонде платформы) и декларативной части агента, генерацию заготовки кода агента на языке Java, его загрузку на платформу и интеграцию в декларативную спецификацию агента.

Специализированные технологии накладывают определенные ограничения на разрабатываемые сервисы. Нужно отметить, что за счет учета специфики конкретной области и класса решаемых задач, обеспечивается высокоуровневая поддержка разработки технологий. Основная технология разработки прикладных и специализированных инструментальных облачных мульти-агентных сервисов и их компонентов в общем случае включает следующие процессы: сборка интеллектуального сервиса из компонентов; создание информационных ресурсов для обработки интеллектуальным сервисом; разработка решателя задач интеллектуального сервиса и его связывание с формальными параметрами и интерфейсом интеллектуального сервиса; разработка агентов решателя задач; разработка шаблонов сообщений; разработка интерфейса интеллектуального сервиса.

Основой платформы IASaaS является универсальный метаязык, входящий в состав платформы. Сформированный с его помощью абстрактный синтаксис модели представления знаний – это пара $\langle GM, \sigma M \rangle$, где GM – граф понятий, в терминах которого формируются базы знаний и данных, возможно, содержащий циклы и петли, а σM – разметка этого графа (рис.1). Граф GM – это тройка $GM = \langle Vertices, Arcs, RootVertex \rangle$,



Рис. 1. Представление графов в платформе IASaaS.

где Vertices – множество вершин графа, Arcs – множество дуг графа, RootVertex – корневая вершина графа (RootVertex - Vertices). Средства разметки σM включают в себя разметку вершин σV и разметку дуг σA . Эта разметка позволяет при описании абстрактного синтаксиса необходимой модели представления знаний задать ограничения на структуру

и содержание знаний или данных конкретной предметной области.

Базы знаний, сформированные по описанной модели представления знаний, также являются парой $KB = \langle GI, \sigma I \rangle$, где GI – граф (сеть) понятий, σI – разметка этого графа. Граф GI – это тройка $GI = \langle IVertices, IArcs, IRootVertex \rangle$, компоненты которой представляют собой множество вершин ($IVertices$), дуг ($IArcs$) и корневую вершину ($IRootVertex - IVertices$). Средства разметки σI , в отличие от σM , включают в себя только разметку вершин, то есть $\sigma I \equiv \sigma V$. Каждая вершина графа информации (рис.2) отображается в пару $\sigma V = \langle SM, RM \rangle$, где SM – служебная метка, RM – метка соответствия между моделью представления знаний (данных) и ее концептуальным представлением [2]. Метка соответствия RM – это имя понятия предметной области, которому соответствует либо имя понятия предметной области, заданное в концептуальной модели, либо некоторое имя, входящее в класс предметных областей, также заданный в этой концептуальной модели.

Формирование универсальной базы знаний заключается в представлении полученных данных от деформографа в необходимом для системы виде, а именно в виде графов, являющихся шаблонами для сравнения.

Основой графа шаблона будет наименование явления, а объектами будут амплитуда и частота спектра. Они будут сравниваться с графом,

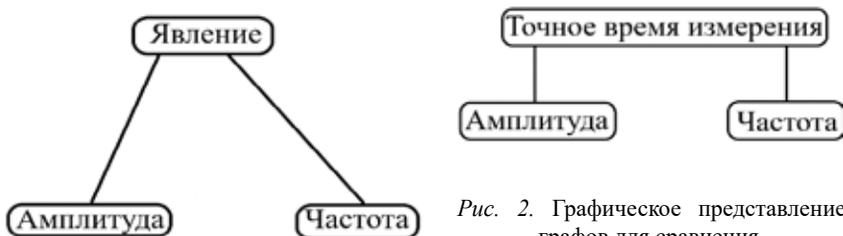


Рис. 2. Графическое представление графов для сравнения.

сформированным из получаемых с деформографа данных. Корневой вершиной этого графа будет время, в которое были зафиксированные амплитуда и частота. Как только вся база будет заполнена, можно будет создать «Решатель задач», главной функцией которого будет сравнение приходящих данных от деформографа с уже существующими шаблонами в базе знаний.

Соответствие между базами знаний и их концептуальными представлениями задается следующим образом. Каждой вершине графа, представляющего базу знаний, соответствует некоторая единственная вершина в ее концептуальной модели, называемая вершиной-прототипом и каждой вершине графа, соответствует некоторое множество вершин в базе знаний. Количество вершин определяется разметкой графа, представляющего его концептуальную модель. Предлагаемая модель основана на следующем принципе: количество орграфов невелико, и они имеют более сложную структуру, которая явно определяет связи между всеми информационными единицами.

Внутреннее представление баз знаний, порождаемых концептуальной моделью представления знаний, также имеет вид корневых иерархических орграфов (с петлями и циклами). Терминальные вершины представляют объекты разных сортов: строки, целочисленные и вещественные константы и др. Его иерархичность же означает, что вершина может быть либо простой (не имеющей внутренней структуры), либо некоторым другим орграфом (или его подграфом).

Для управления (формирования, изменения, наладки) баз знаний и данных платформа содержит специализированный редактор, который автоматически генерирует пользовательский интерфейс по модели представления знаний. Для представления базы знаний в удобной для пользователей форме, платформа имеет дополнительные средства генерации мультимодальных интерфейсов в форме графов, текстов и таблиц.

Обработка данных может быть использована не только для решения первостепенной задачи управления информацией, но и для решения других локальных задач научной деятельности. К примеру, в акустике существуют некие шаблонные и универсальные наборы метаданных, которые используются чаще других. Это потому, что информация интегрируется с другими, близкими по направлению области исследованиями. Несмотря на это, согласно характеру хранимой информации в любой базе знаний образуются уникальные структуры. При выполнении поставленных задач продуманность и точное соответствие является основой создания целостной конструкции, обладающей уникальными свойствами и минимальным количеством шаблонов. При этом физика геосфер является

узкой областью физики, поэтому необходимо выстраивать уникальные модели для каждого проекта.

Созданная база знаний и использование технологий на базе платформы IASaaS дает возможность работы с данными акустических измерений, и кроме того, обеспечивает максимально эффективное сохранение данных экспериментов; структуризацию результатов экспериментов периода 2006–2022 гг.; удобный доступ к массивам обработанных данных; оптимизацию процесса обработки и описания результатов; наглядное представление исходной информации эксперимента и его результатов; автоматизированная обработка поступающих с лазерного деформографа данных.

Литература

1. Платформа IASaaS возможности её применения в сфере акусто-геофизических исследований. Громашева О.С., Кислов М.В. URL: <https://msun.ru/ru/conf/16>
2. Грибова В.В., Клешев А.С., Москаленко Ф.М., Тимченко В.А., Федорищев Л.А., Шалфеева Е.А. Облачная платформа IASaaS для разработки оболочек интеллектуальных сервисов: состояние и перспективы развития. URL: <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=35560829>

КАТАЛОГ ВОЛН-УБИЙЦ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ В ПЕРИОД С 2005 ПО 2021 ГГ.

Диденкулова Е.Г.¹⁻³

¹*Национальный исследовательский университет «Высшая школа экономики»,
г. Н.Новгород*

²*Институт прикладной физики РАН, г. Н.Новгород*

³*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
edidenkulova@hse.ru*

С начала двадцать первого века в связи с активным использованием людьми Мирового океана стало накапливаться большое количество описаний очевидцев встреч с аномально большими внезапно возникающими волнами (так называемыми волнами-убийцами). Нередки встречи с волнами-убийцами как на берегу, когда внезапная большая волна смывает людей в море с пологого или скалистого берега, так и в открытом океане, когда такая волна повреждает суда или морские конструкции (например, нефте-газовые платформы). Данные об этих происшествиях, отраженные в средствах массовой информации, стали систематизироваться в каталоги волн-убийц за конкретные временные промежутки или для определенных локаций [1-5].

В данной работе проведено объединение описаний случаев встреч с волнами-убийцами в Мировом океане с 2005 по 2021 года, которые находятся в открытом доступе в средствах массовой информации и научных статьях. Этот объединенный каталог находится в открытом доступе [1] и содержит описания 429 событий. Карта всех событий представлена на рис. 1.

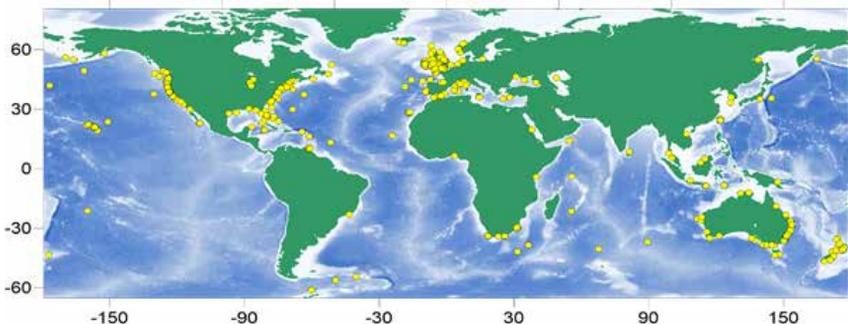


Рис. 1. Карта происшествий с волнами-убийцами в период с 2005 по 2021 гг.

Несмотря на то, что отмеченные волны-убийцы не были инструментально зарегистрированы, описания событий удовлетворяют типичной картине волн-убийц: внезапное возникновение на фоне относительно спокойного волнения, значительное превышение высоты волны фоновых волн, нанесённый ущерб. Происшествия из объединенной базы данных волн-убийц стали результатом травмирования 575 людей и гибели 658 человек, повреждения 102 судов и затопления 55 судов (рис. 2).

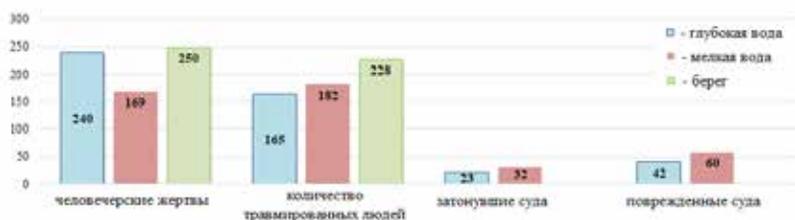


Рис. 2. Ущерб, нанесенный волнами-убийцами из объединенного каталога в период с 2005 по 2021 года

Проведен анализ характеристик морского волнения с использованием данных атмосферного реанализа ERA5. Определены характеристики фоновых волн и волн-убийц, в том числе скорость ветра, порывы, значительная высота волны, максимальная высота индивидуальной волны, пиковый период волн, высшие статистические моменты - асимметрия и эксцесс, индекс неустойчивости Бенджамина – Фейра и направленная ширина спектра волн. Крутизна волн была проанализирована путем построения графика зависимости значительной высоты волны от периодов волн, а также зависимости индивидуальных максимальных высот волн от периодов волн для каждого события волны-убийцы. Известно, что необратимый процесс обрушения волны начинается с максимальной крутизны волны Стокса $kH/2 = 0,44$ (k — волновое число, H — высота волны). Однако отдельные волны могут обрушаться значительно ниже крутизны 0,44. Известны случаи обрушения волн с характерной крутизной 0,12. Было показано, что облако точек, образованное максимальными высотами волн, группировалось ближе к кривой максимальной крутизны. Однако большая часть облака попадает в область значительных высот волн. Таким образом, крутизна волны не может быть единственным фактором возникновения волны-убийцы. Показано, что по рассмотренным данным событий волн-убийц критерий модуляционной неустойчивости хорошо применим для глубин более 20 м, таким образом, на образование 70% волн-убийц из составленной базы данных мог повлиять механизм модуляционной неустойчивости [7].

Оценена важность проблемы волн-убийц для Российской Федерации. В том числе, отмечены случаи происшествий с волнами-убийцами в морях, окружающих Россию. Коллекция случаев включает свидетельства очевидцев 12 событий с 1959 по 2020 гг. Приведены данные об инструментальных записях волн-убийц в Балтийском, Черном и Охотском морях. Отмечены 3 события повреждения российских судов волнами-убийцами в других акваториях [8].

Работа выполнена при поддержке Лаборатории нелинейной гидродинамики и природных катастроф ТОИ им. В.И. Ильичева, грант Министерства науки и высшего образования РФ, соглашение № 075-15-2022-1127 от 01.07.2022 г.

Литература

1. Liu P. C. A chronology of freak wave encounters // *Geofizika*. V. 24. 2007. P. 57–70.
2. Nikolkina I., Didenkulova I. Catalogue of rogue waves reported in media in 2006-2010 // *Natural Hazards*. 2012. V. 61. P. 989-1006.
3. O'Brien L., Renzi E., Dudley J.M., Clancy C., Dias F. Extreme wave events in Ireland: 2012 – 2016 // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2018. V. 18. P. 729–758.
4. Didenkulova E. Catalogue of rogue waves occurred in the World Ocean from 2011 to 2018 reported by mass media sources // *Ocean & Coastal Management*. 2020. V. 188. P. 105076.
5. Garcia-Medina G., Özkan-Haller H.T., Ruggiero P., Holman R.A., Nicolini T. Analysis and catalogue of sneaker waves in the US Pacific Northwest between 2005 and 2017 // *Nat. Hazards*. 2018. V. 94. P. 583–603.
6. <https://ipfran.ru/institute/structure/240605316/catalogue-of-rogue-waves>.
7. Didenkulova E., Didenkulova I., Medvedev I. Freak wave events in 2005–2021: statistics and analysis of favourable wave and wind conditions // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2023. V. 23. P. 1653–1663.
8. Диденкулова Е.Г., Зайцев А.И., Пелиновский Е.Н. Волны-убийцы в морях, окружающих Россию // *Экологические системы и приборы*. 2022. № 12. С. 65-73.

СОЛИТОННАЯ ТУРБУЛЕНТНОСТЬ В РАМКАХ УРАВНЕНИЯ ШАМЕЛЯ

Диденкулова Е.Г.^{1,2}, Пелиновский Е.Н.^{1,2}, Flamarion M.V.³

¹*Национальный исследовательский университет «Высшая школа экономики»,
г. Н.Новгород*

²*Институт прикладной физики РАН, г. Н.Новгород*

³*Unidade Acadêmica do Cabo de Santo Agostinho, Brazil
edidenkulova@hse.ru*

Солитоны являются точным решением многих уравнений и имеют приложения в геофизике. Они представляют собой когерентные импульсы большой амплитуды, форма и скорость которых не изменяются при взаимодействии друг с другом. Такое поведение объясняется балансом между дисперсией и нелинейностью, которые, с одной стороны, способствуют расплыванию импульса, а с другой – приводят к его укручению. Большое значение солитонов заключается в их способности передавать энергию на большие расстояния. Таким образом, физическая система, в динамике которой ключевую роль играют солитоны, может быть подвержена образованию аномально больших волн («волн-убийц»). Первоначально эта проблема возникла в рамках интегрируемых моделей, таких как нелинейное уравнение Шрёдингера и Кортевега-де Вриза (КдВ), где солитоны взаимодействуют упруго. Впервые понятие солитонной турбулентности ввел В. Захаров в работе [1], где была построена кинетическая теория разреженного газа солитонов. Позднее эта концепция была распространена на плотный солитонный газ с часто взаимодействующими солитонами [2]. Кинетические уравнения описывают транспорт спектральных данных ассоциированной задачи рассеяния, но не дают информацию о фазах солитонов, поэтому они непригодны для изучения их статистики. Удобной альтернативой стало прямое численное моделирование волнового ансамбля. Эти результаты для интегрируемых КдВ-моделей можно найти в [3–6].

Проблема солитонной турбулентности также может быть исследована в неинтегрируемых моделях, допускающих существование солитоноподобных импульсов, взаимодействующих почти упруго. В [7] авторы сравнили коллективное поведение ансамблей солитонов в рамках уравнения КдВ и неинтегрируемых моделей типа КдВ–ББМ методами прямого численного моделирования. Установлена близость поведения волновых

полей, в том числе то, что распределения вероятностей остаются квазиинвариантными в процессе эволюции системы как для случая КдВ, так и для случая КдВ–ББМ. В настоящей работе солитонная турбулентность исследуется в рамках другого неинтегрируемого уравнения - уравнения Шамеля, которое широко используется в физике плазмы [8–9].

Сначала было исследовано парное взаимодействие солитонов. Было показано, что в рамках уравнения Шамеля реализуется три режима взаимодействия двух солитонов. В первом режиме в процессе взаимодействия сохраняются два разделенных гребня, в то время как во втором и третьем режиме количество локальных максимумов изменяется по схеме $2 \rightarrow 1 \rightarrow 2 \rightarrow 1 \rightarrow 2$ или $2 \rightarrow 1 \rightarrow 2$. Также было показано, что статистические моменты в случае столкновений двух уединенных волн качественно аналогичны уравнению КдВ, а фазовые сдвиги после солитонных взаимодействий близки к таковым в интегрируемых моделях КдВ и модифицированного КдВ [10].

Далее был проведен анализ динамики солитонного газа в рамках уравнения Шамеля и его статистические свойства с помощью численного моделирования. Рассматривались два вида солитонных ансамблей: однополярных и разнополярных. Примеры солитонного газа в начальный момент времени приведены на рис. 1. С течением времени солитоны взаимодействуют друг с другом. Несмотря на то, что, как было показано, при взаимодействии двух солитонов одной полярности амплитуда результирующего импульса меньше, чем амплитуду наибольшего солитона, максимум мульти-солитонного поля превышает амплитуду наибольшего солитона, так как солитоны взаимодействуют не совсем упруго и при взаимодействии солитонов возникают небольшие флуктуации, движущие в противоположные стороны. При взаимодействии с другими солитонами это приводит к увеличению максимума волнового поля, хотя и незначительному. В случае же разнополярного солитонного газа, наблюдается возникновение аномально больших импульсов («волн-у-

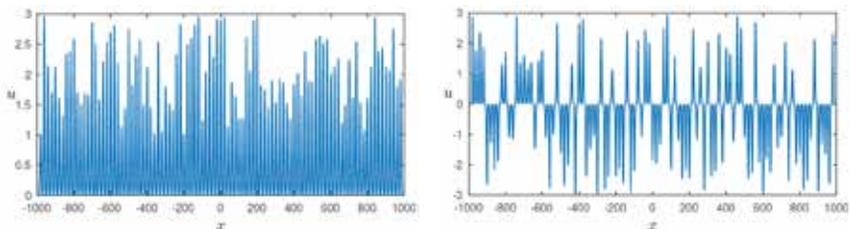


Рис. 1. Солитонные ансамбли в начальный момент времени: однополярный солитонный газ (слева) и разнополярный солитонный газ (справа)

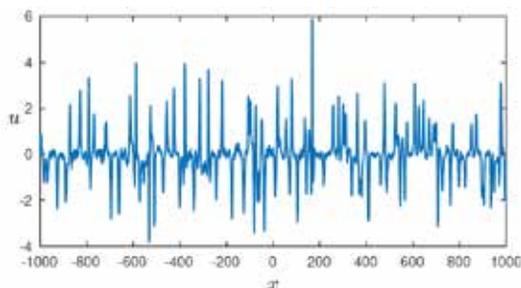


Рис. 2. Волна-убийца в разнополярном солитонном газе

бийц») в результате множественного взаимодействия разнополярных солитонов (рис. 2).

Работа выполнена при поддержке Лаборатории динамических систем и приложений НИУ ВШЭ, грант Министерства науки и высшего образования РФ соглашение № 075-15-2022-1101.

Литература

1. Zakharov V.E. Kinetic Equation for Solitons // ЖЭТФ. 1971. V. 24. P. 455.
2. El G.A., Kamchatnov A.M. Kinetic Equation for a Dense Soliton Gas // Phys. Rev. Lett. 2005. V. 95. P. 204101.
3. Shurgalina E., Pelinovsky E. Nonlinear dynamics of a soliton gas: Modified Korteweg-de Vries equation framework // Phys. Lett. A. 2016. V. 380. P. 2049-2053.
4. Shurgalina E., Pelinovsky E. KDV soliton gas: interactions and turbulence, Book: Challenges in Complexity: Dynamics, Patterns, Cognition (editors: I. Aronson, A. Pikovsky, N. Rulkov, L. Tsimring). Series: Nonlinear Systems and Complexity, Springer. 2017. V. 20. P. 295-306.
5. Pelinovsky E.N., Shurgalina E.G. Formation of freak waves in a soliton gas described by the modified Korteweg–de Vries equation // Doklady Physics. 2016. V. 61. P. 423-426.
6. Slunyaev A.V., Pelinovsky E.N. The role of multiple soliton interactions in generation of rogue waves: the mKdV framework // Phys. Review Letters. 2016. V. 117. P. 214501.
7. Dutykh D., Pelinovsky E. Numerical simulation of a solitonic gas in KdV and KdV-BBM equations // Phys. Letters A. 2014. V. 378. P. 3102–3110.
8. Schamel H. A modified Korteweg-de Vries equation for ion acoustic waves due to resonant electrons // Journal of Plasma Physics. 1973. V. 14. P. 905.
9. Williams G., Verheest F., Hellberg M.A., Anwar M.G.M, Kourakis I.A. Schamel equation for ion acoustic waves in superthermal plasmas // Phys. of Plasma. 2014. V. 21. P. 092103.
10. Flamarion M.V., Pelinovsky E., Didenkulova E. Investigating overtaking collisions of solitary waves in the Schamel equation // Chaos, Solitons & Fractals. 2023 (accepted).

МЕЖГЕОСФЕРНОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ В ГРАВИТАЦИОННОМ И ИНФРАГРАВИТАЦИОННОМ ДИАПАЗОНАХ

**Долгих Г.И., Болсуновский М.А., Будрин С.С., Долгих С.Г.,
Чупин В.А., Швец В.А.**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва г. Владивосток,
dolgikh@poi.dvo.ru*

В настоящее время изучение физики возникновения, развития и трансформации колебаний и волн геосфер инфразвукового диапазона (от нескольких секунд до суток) является актуальным направлением, связанным, прежде всего, с необходимостью определения первоисточников конкретных колебаний и волн, с зарождением и развитием катастрофических и не катастрофических геосферных процессов и явлений.

На рис. 1 приведена схема, иллюстрирующая различные волновые процессы, которые возбуждаются в разных геосферах Земли, распространяются и трансформируются в зонах перехода, генерируя при этом колебательные процессы в соседних геосферах. Это могут быть микросейсмические колебания, вызванные непосредственно тектоническими силами, так и трансформирующиеся процессы разного частотного диапазона, которые генерируются в гидросфере или атмосфере.

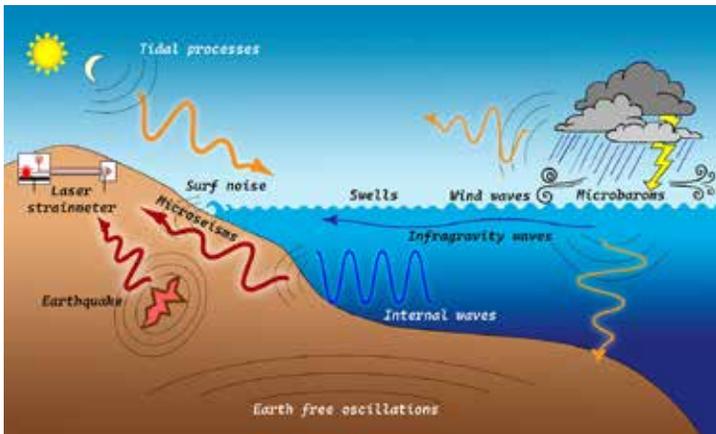


Рис. 1. Схема межгеосферного взаимодействия различных процессов инфразвукового диапазона.

При анализе экспериментальных данных, полученных на двух лазерных деформографах, измерительные плечи которых расположены под углом 92° относительно друг друга, лазерного нанобарографа и лазерного измерителя вариаций гидросферного давления определены общие закономерности трансформации прогрессивных и стоячих ветровых волн (волн зыби) в первичные и вторичные микросейсмы, микросейсмы. При этом по амплитудам морских волн и микросейсм оценены коэффициенты трансформации данного преобразования. Установлено, что атмосферные микробаромы образованы не первичными, а вторичными микросейсмами, которые регистрируются всеми лазерными деформографами, но зона образования вторичных микросейсм находится вне измерительного полигона, что подтверждается данными лазерного измерителя вариаций гидросферного давления, в экспериментальных данных которого выделяются мощные максимумы на периодах прогрессивных волн, но отсутствуют максимумы на периодах стоячих морских волн.

Результаты по гравитационному диапазону получены при обработке данных лазерно-интерференционных приборов по дистанционному мониторингу тропических циклонов, генерирующих ветровые волны, распространяющиеся на большие расстояния. Пример динамических изменений в поле гравитационных морских ветровых волн приведён на рис. 2.

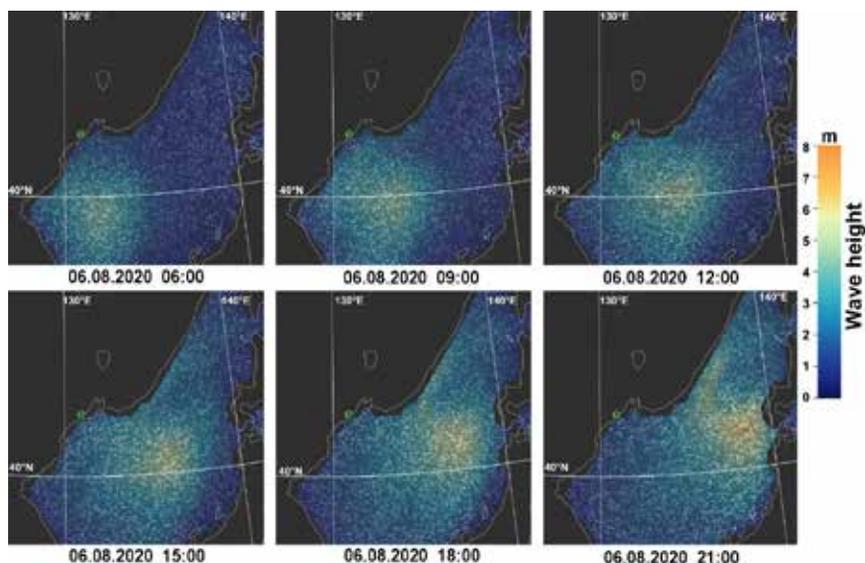


Рис. 2. Перемещение тайфуна со временем, 6 августа 2020 г. Ветровые волны.

В минутном диапазоне периодов из синхронных записей лазерных деформографов и лазерного нанобарографа выделены максимумы на периодах 17 мин 04 с, 8 мин 32 с и 4 мин 16 с, которые ранее выделялись нами из записей указанных лазерно-интерференционных установок, возникших в месте расположения установок при прохождении мощного атмосферного импульса, образовавшегося в результате взрыва вулкана Хунга-Танго-Хунга-Хаапай. В процессе анализа полученных результатов определено, что наиболее вероятное происхождение данных колебаний связано с возбуждением собственных колебаний атмосферного слоя. Показано, что коэффициент трансформации колебаний и волн в минутном диапазоне периодов на границе атмосфера-земная кора в зимний и летний периоды различные, что связано с разными упругими характеристиками верхнего слоя земной коры.

Благодарность: Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00121, <https://rscf.ru/project/22-17-00121>.

РАСЧЕТ КОЭФФИЦИЕНТА ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ДАННЫХ ЛАЗЕРНОГО ИЗМЕРИТЕЛЯ ВАРИАЦИЙ ДАВЛЕНИЯ ГИДРОСФЕРЫ ОТ ГЛУБИНЫ ПОГРУЖЕНИЯ

Иванов М.П., Долгих С.Г.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток
ivanov.mp@poi.dvo.ru*

Для вычисления коэффициента преобразования данных лазерного измерителя вариаций давления гидросферы (ЛИВДГ) [1] был проведен ряд экспериментальных работ. Лазерно-интерференционный прибор совместно с измерителем скорости звука Mini SVP фирмы Valeport [2] были размещены в трех бухтах Приморского края на разных глубинах. В бухте Витязь, залива Посъета, они были установлены на глубине 5 метров. В бухте Улисс, города Владивосток, приборы погружались на глубину 7 метров, а в бухте Алексеева, острова Попова — на глубину 8 метров.

Для всех бухт были выбраны разные периоды морского волнения в интервале от нескольких секунд до десятков минут. После анализа амплитуд вариаций давления, вызванных морским волнением, были рассчитаны средние значения коэффициентов преобразования для каждой из глубин. После проведения вычислений было обнаружено, что с увеличением глубины также возрастает значение коэффициента преобразова-

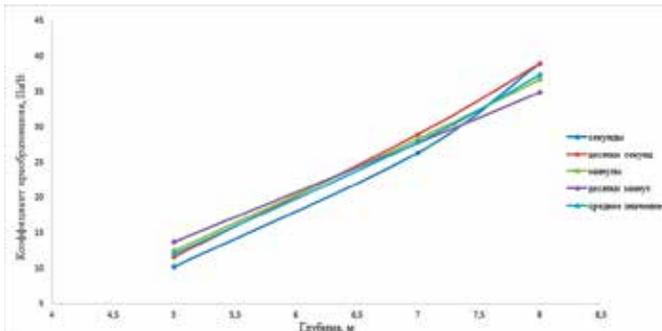


Рис. 1. Графики зависимости коэффициента преобразования данных лазерного измерителя вариаций деления гидросферы от глубины погружения.

ния, но это происходит не в соответствии с линейным законом. Так для глубины 5 м он составляет 11.6 Па/В, при глубине 7 м он равен 28.1 Па/В, а для глубины 8 м 38 Па/В (Рис. 1).

Для более точного построения графика зависимости 19 июня 2023 был проведен ряд экспериментов на глубинах от 6,5 м до 15 м с использованием ЛИВДГ и гидрологического зонда RBR XR-620 [3] на МЭС «м. Шульца», ТОИ ДВО РАН.

Полученные результаты позволили вычислить амплитуды морского волнения при экспериментальных исследованиях с применением лазерного измерителя вариации давления гидросферы, который регистрирует вариации гидросферного давления в частотном диапазоне от 0 (условно) до 1000 Гц с точностью измерения 0.24 мПа на глубинах до 50 м.

Работа выполнена в лаборатории «Нелинейной гидрофизики и природы катастроф» ТОИ ДВО РАН по соглашению № 075-15-2022-1127 от 1 июля 2022 г.

Литература

1. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ковалев С.Н., Швец В.А., Чупин В.А., Яковенко С.В. Лазерный измеритель вариаций давления гидросферы // Приборы и техника эксперимента. 2005. № 6. С. 56-57.
2. MiniSERIES Operating Manual miniCTD, miniSVP & miniTIDE // 0660880d, 2019 Valeport Ltd.
3. Submersible Multichannel Data Logger RBR XR-420/620 Series // <https://www.lwandle.co.za/wp-content/uploads/2018/05/RBR-XR-620.pdf>

ДАЛЬНЕВОСТОЧНАЯ СЕТЬ ЛОКАЛИЗАЦИИ АТМОСФЕРНЫХ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ РАЗРЯДОВ

Капач С.С., Лешневский Ю.Ф., Журавлев П.В., Пермяков М.С.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
kapach_ss@poi.dvo.ru*

В Тихоокеанском океанологическом институте ДВО РАН с целью исследований природных (молнии) и техногенных электрических разрядов над акваториями Дальневосточных морей и прилегающих районов северо-западной части Тихого океана создается сеть приемников радиопульсов для регистрации, определения координат и времени разрядов.

Основой сети является отечественный аппаратно-программный комплекс грозопеленгационной системы (АПК ГПС) «Алвес 3.2.9.22» с десятью разнесенными в пространстве приемниками радиосигналов в области очень низких частот (ОНЧ, 1-100 кГц) «Алвес 7.04». Большую часть приемников предполагается разместить на экспедиционных станциях и стационарах институтов ДВО РАН, некоторые приемники планируется использовать во временных мобильных конфигурациях сети с размещением их на экспедиционных судах или в прибрежных экспедициях. Автономные приемники объединены в сеть (далее сеть Алвес-ДВ) линиями интернет-связи с центральным сервером сети в здании ТОИ ДВО РАН. В настоящее время комплекс с 5 станциями приема (Рис.1,а) функционирует в тестовом режиме с ноября 2022 г.

В работе приводятся предварительные результаты всестороннего сравнения данных о молниевых разрядах комплекса Алвес-ДВ с данными глобальной сети World Wide Lightning Location Network (WWLLN, <http://wwlln.net/>) и сети Научно-исследовательского центра (НИЦ) «Планета» Росгидромета на основе комплексов Viasala Advanced Total Lightning (Финляндия, США).

Приемники сети Алвес-ДВ размещены в 5 пунктах Приморского края: г. Владивосток, здание ТОИ ДВО РАН; МЭС «мыс Шульца» и «бухта Алексева», о. Попова; с. Хороль; пос. Валентин, Лазовский район. Алвес-ДВ работает непрерывно в автоматическом режиме, обеспечивает определение местоположения и характеристики электромагнитных импульсов (ЭМИ) разрядов молний над материковыми территориями и окраинными морями Дальнего Востока, над прилегающими акваториями Тихого океана. Сеть осуществляет мониторинг молниевых разрядов в режиме реального времени и регистрирует молнии двух типов: «облако-облако» и «облако-земля». В расчетах координат и времени разряда

используются данные 4-х станций. Радиус области обнаружения грозных разрядов превышает 1000 км, а точность определения координат молний превышает 2 км (внутри сети) [1]. В состав аппаратно-программного комплекса сети кроме приемников входят два сервера со специальным программным обеспечением по сбору данных, регистрации, расчету и архивированию географических координат молниевых разрядов. Программное обеспечение Алвес-ДВ позволяет визуализировать карты распределений грозных разрядов в заданных интервалах времени.

При тестировании данные сети Алвес-ДВ сравниваются с данными глобальной сети WWLLN, включающей ~80 станций радиоприемников ОНЧ диапазона (3-30 кГц) по всему миру [2], одна из которых «Владивосток» функционирует в ТОИ ДВО РАН с 2014 г. Оценки для средних (медианных) погрешностей определения координат молний в WWLLN составляют 4.3 км (3 км). Авторам доступны архивы данных сети WWLLN. На их основе создан банк данных с 2005 г., позволивший проанализировать характеристики грозовой активности на Дальнем Востоке России [3,4], над Южно-Китайским и Японским морями [5,6] и над Тихим океаном в тайфунах [7,8]. Данные банка использованы в настоящей работе.

Качественное сравнение данных сети Алвес-ДВ проведено с изображениями распределений молниевых разрядов, выставляемых на сайте НИЦ «Планета» (<https://www.dvrspod.ru/LIGHTNING.php>). Эта сеть с шестнадцатью приемниками, размещенными в Хабаровском и Приморском краях, в Амурской и Сахалинской областях, функционирует с 2022 г. Приемники регистрируют низкочастотные (НЧ, 1-350 кГц) и очень высокочастотные (ОВЧ, 110-118 МГц) составляющие ЭМИ разрядов молний «облако-облако» и «облако-земля».

Данные Алвес-ДВ и WWLLN включают в себя время (GPS) и (UTC) отдельного разряда с точностью до микросекунды (мкс). В данных обеих сетей приводятся оценки погрешностей определения времени разряда dt в микросекундах для Алвес-ДВ: в диапазоне 0,004–59,6 мкс, а для WWLLN до 30 мкс. Это позволяет дать для каждого разряда оценку погрешности координат dr , как $dr = dt \cdot c$, где c – скорость радиоволн в волноводе «Земля-ионосфера».

Для сравнения сетей Алвес-ДВ и WWLLN использованы данные за май 2023 г для территории, ограниченной координатами 35–52° с.ш., 127–140° в.д. Всего было зарегистрировано 55177 и 21386 молний соответственно. Производился поиск разрядов, представляющих одну и ту же молнию, зарегистрированную обеими системами. Для этого рассчитывались парные расстояния между точками разрядов в обеих системах и отбирались те пары, которые зарегистрированы с разницей во времени не более 2 мс (характерная длительность ЭМИ молнии) и с расстоянием между точками, не превышающим значение $r = 2(dr_a + dr_w)$, где $dr_a = dt_a \cdot c$, $dr_w = dt_w \cdot c$, dt_a и dt_w погрешность оценки времени в

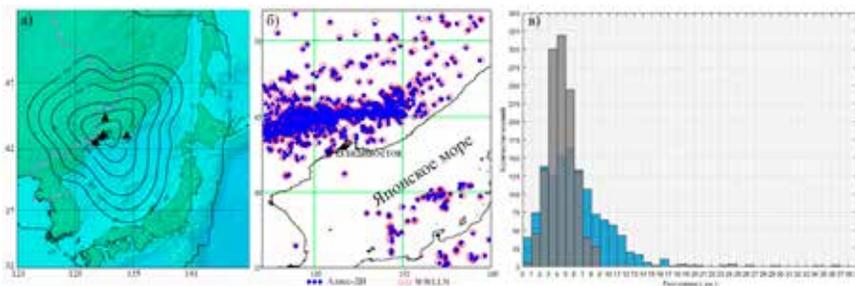


Рис. 1. Конфигурация сети Алвес-ДВ с изолиниями точности координат рассчитанными методом Монте-Карло (а), распределение совпавших точек разрядов Алвес-ДВ (синий) и WWLLN (красный) за май 2023 г. (б) и гистограммы расстояний между этими точками (синий цвет) и погрешностей WWLLN (серый цвет) в км (в).

Алвес-ДВ и в WWLLN соответственно. Таким образом, было найдено 1244 пар точек разрядов, по которым рассчитаны некоторые статистические характеристики погрешности координат молний сети Алвес-ДВ относительно сети WWLLN.

На (Рис. 1б) представлены распределения точек разрядов в парах. Значительное количество молний отмечается на суше и малая часть над акваторией Японского моря. На (Рис. 1в) приведена гистограмма расстояний между точками разрядов в двух сетях. Минимальное расстояние между точками разрядов, зафиксированными двумя системами составляет 156 метров, а максимум 36,643 км. Среднее расстояние составило 6,203 км, а медианное значение 5,573 км. Приведенные оценки характерны для АПК ГПС Алвес и для WWLLN. Также представлена гистограмма погрешностей WWLLN в километрах, ее среднее значение составило 4,512 км, а медиана 4,440 км. Вид гистограмм показывает, что распределения погрешностей близки к логнормальным.

Максимальное суточное число молний в рассматриваемый период было зафиксировано 16 мая, поэтому за указанную дату были проанализировано распределение грозовой активности для трех систем (Рис. 2). Всего за сутки, по данным Алвес-ДВ (WWLLN) было зарегистрировано 7935 (9243) разряда из них выделены 693 пар точек разрядов, а по данным НИЦ «Планета» примерно 25000. На рисунке видно общее сходство распределения грозовой активности в указанный период.

В данной работе в рамках тестирования исследовательской сети локализации атмосферных электрических разрядов ТОИ ДВО РАН проведено сравнение трех систем локализации молний ГПС по данным за май 2023 г. Сетью Алвес-ДВ за месяц зарегистрировано примерно в 2,5 раза больше разрядов чем WWLLN. При этом процент найденных пар точек разрядов, представляющих одну и ту же молнию в обеих системах, от общего количества молний составил 2,3% (Алвес-ДВ) и 5,8% (WWLLN). В

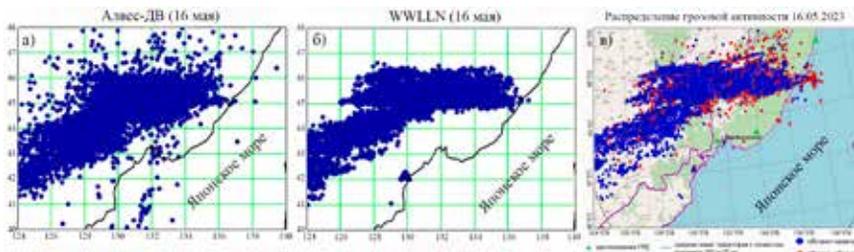


Рис. 2. Распределение молниевых разрядов Алвес-ДВ (а), WWLLN (б) и НИЦ «Планета» («облако-облако» красным цветом, «облако-земля» – синим) (в).

случае интенсивной грозовой активности (16 мая) происходит увеличение процента до 8,7% и 7,5% соответственно. Получены оценки погрешности координат молний сети Алвес-ДВ относительно сети WWLLN, среднее (медианное) значение которых 4,512 км (4,440 км).

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы «Технология дистанционного зондирования Земли и наземных измерительных систем в комплексных исследованиях динамических явлений в океане и атмосфере» (0211-2021-0007) (рег. номер 121021500054–3).

Литература

1. Снегуров А.В. Аппаратно-программный комплекс грозоупреждающей системы «Алвес 3.2.9.22». Руководство по эксплуатации. Санкт-Петербург. 2022. 9 с.
2. Lay E.H., Rodger C.J., Holzworth R.H., and Dowden R.L. Introduction to the World Wide Lightning Location Network (WWLLN) // J. Geophys. Res. 2005. Vol. 7. P. 1-3.
3. Пермяков М.С., Поталова Е.Ю., Клещева Т.И. Грозовая активность на Дальнем Востоке на основе современных данных // Физика геосфер: Двенадцатый Всероссийский симпозиум, 06-10 сентября 2021 г., Владивосток, Россия: мат. докл. / Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН. 2021. С. 86-89.
4. Пермяков М.С., Клещева Т.И., Поталова Е.Ю., Капач С.С., Журавлев П.В. Локальные особенности грозовой активности на юге Дальнего Востока России // Метеорология и гидрология. 2022. № 8. С. 101-111.
5. Пермяков М.С., Журавлев П.В., Капач С.С., Лешневский З.Ю. Грозовая активность // В книге: Российско-Вьетнамские океанологические исследования в Южно-Китайском море. Владивосток. 2020. С. 91-98.
6. Пермяков М.С., Капач С.С., Журавлев П.В. Грозовая активность над Японским морем // Физика геосфер: Двенадцатый Всероссийский симпозиум, 06-10 сентября 2021 г., Владивосток, Россия: мат. докл. / Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН. 2021. С. 83-85.
7. Пермяков М.С., Поталова Е.Ю., Шевцов Б.М., Чернева Н.В., Holzworth R.H. Грозовая активность и структура тропических циклонов // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28. № 7. С. 638-643.
8. Permyakov M., Kleshcheva T., Potalova E., Holzworth R.H. Characteristics of typhoon eye walls according to World Wide Lightning Location Network data // Monthly Weather Review. 2019. V. 147. № 11. P. 4027-4043.

АНАЛИЗ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ ДАННЫХ СИСТЕМЫ PROGNOZ-ADS НА РУДНИКЕ НИКОЛАЕВСКИЙ

Константинов А.В., Лештаев В.С., Грунин А.П.

*Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск
alex-sdt@yandex.ru*

Актуальная задача состоит в повышении эффективности выделения сигналов акустической эмиссии. Для ее решения планируется использовать комплексный подход, основанный на разработке фильтрационных критериев, позволяющих с высокой степенью вероятности выделить часть сигналов по каждой из классификационных групп. Далее по сформированным выборкам планируется создать математическую модель на основе алгоритмов машинного обучения, позволяющую отфильтровать большинство оставшихся «сложных» в интерпретации сигналов.

Задачу классификации можно решать множеством методов машинного обучения, включая не только нейросетевые модели [1-3], но также и классические алгоритмы, например, случайный лес или градиентный бустинг [4, 5]. Эти подходы требуют качественной подготовки исходных данных. При подготовке признакового пространства следует учитывать возможные выбросы в данных, большой разброс значений, корреляцию параметров и наличие нулевых значений.

Для рассмотрения структуры регистрируемых системой Prognoz-ADS данных рассмотрим основные параметры сигналов Николаевского рудника предприятия АО «Дальполиметалл» за 2019 г. [6] (табл. 1).

Таблица 1. Параметры сигналов рудника Николаевский за 2019 г.

Всего – 6725 сигналов	Амплитуда, кв	Длительность, кв	Длит. фронта, кв	Порог, кв	Площадь	MARSE
Среднее значение	14496	1144	457	4966	1162867	431729
Станд. отклонение	44209	517	234	884	2577545	1262839
Мин. значение	280	370	92	3261	38825	12667
Медианное значение	2588	1001	428	4795	419840	103340
Макс. значение	524256	5561	2098	9970	67913528	30491424

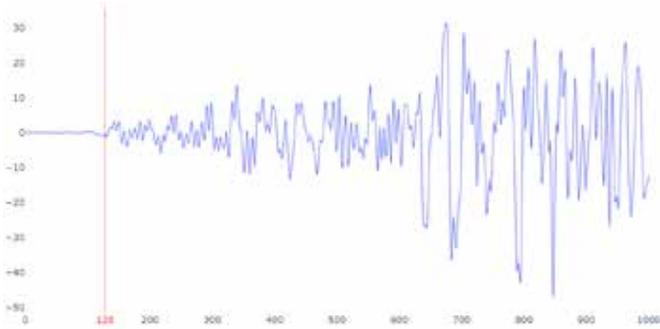


Рис. 1. Пример сигналограммы импульса

Большинство представленных в таблице параметров получено из сигналограмм импульсов, пример которой представлен на рисунке 1.

Как можно заметить из рисунка 2, у некоторых признаков сигналов наблюдаются достаточно длинные «хвосты». Эти сигналы с завышенными значениями могут в дальнейшем ухудшать качество обучаемой модели.

Особый интерес представляет подход к классификации сигналов, связанный с анализом временных рядов при помощи элементов рекомендательных систем, свёрточных и рекуррентных нейронных сетей. Использование таких моделей осложняется разной длиной регистрируемых сигналов, которые требуется разбивать на отдельные части при помощи скользящего окна, что приведет к разному количеству фрагментов. Для

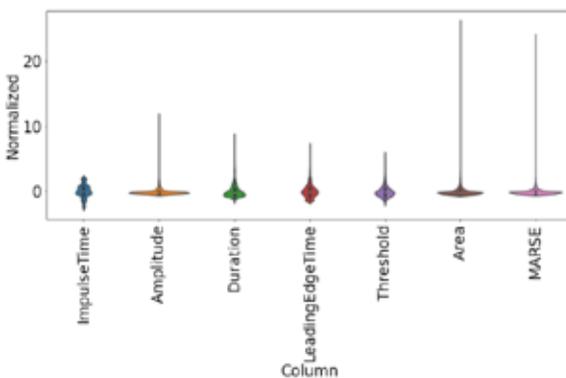


Рис. 2. Распределение параметров сигналов, нормированных по среднему значению

решения этой проблемы предлагается несколько подходов: ограничение количества частей, адаптивный размер окна или получение комплексного параметра, характеризующего всю сигналограмму.

Создание математической модели на основе методов машинного обучения это комплексный исследовательский процесс. Он включает многократное выдвижение гипотез, о том каким образом сформировать обучающую выборку в текущей итерации, чтобы повысить качество разрабатываемой модели. В каждом таком случае будет либо изменяться структура признакового пространства, либо его качественный состав.

Исследования проводились с использованием ресурсов Центра коллективного пользования научным оборудованием «Центр обработки и хранения научных данных Дальневосточного отделения Российской академии наук», финансируемого Российской Федерацией в лице Министерства науки и высшего образования РФ по проекту № 075-15-2021-663.

Литература

1. Сергунин М.П., Еременко В.А. Обучение нейронной сети предсказывать параметры сдвижения горных пород налегающей толщи на основании данных о трещиноватости массива на примере рудника «Заполярный» // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2019. № 10. С. 106–116. DOI: 10.25018/0236-1493-2019-10-0-106-116.
2. Hong K, Han E, Kang K. Determination of geological strength index of jointed rock mass based on image processing. // Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering. 2017. doi: 10.1016/j.jrmge.2017.05.001
3. Thibaut Perola, Michael Gharbib, Marine A. Denollec. Convolutional Neural Network for Earthquake Detection and Location // Geophysics. 2017. doi.org/10.48550/arXiv.1702.02073
4. Yuanyuan Pu, Derek B. Apel, Victor Liu, Hani Mitri. Machine learning methods for rockburst prediction-state-of-the-art review // International Journal of Mining Science and Technology. 2019. N 29. P. 565-570.
5. Liang WZ, Sari YA, Zhao GY, McKinnon S, Wu H. Probability Estimates of Short-Term Rockburst Risk with Ensemble Classifiers // Rock Mechanics and Rock Engineering. 2021. 54. P. 1799–1814. doi.org/10.1007/s00603-021-02369-3.
6. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2021622135 Российская Федерация. База данных Nik-Dalpolimetall системы геомеханического мониторинга Prognoz-ADS: № 2021621807: заявл. 01.09.2021; опубл. 13.10.2021 / П.А. Аникин, А.А. Терешкин, А.В. Сидляр, М.И. Рассказов, А.В. Константинов; заявитель Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Хабаровский Федеральный исследовательский центр Дальневосточного отделения Российской академии наук. EDN OAAOHL.

АНАЛИЗ ВНУТРИГОДОВОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕМПЕРАТУРЫ И ОСАДКОВ ДФО ПО ВОССТАНОВЛЕННЫМ ДАННЫМ ВНИИГМИ-МЦД

Костык В.А.¹, Каплуненко Д.Д.², Бородин В.А.³

¹*Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток,*

²*Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева, г. Владивосток,*

³*Владивостокский государственный университет, г. Владивосток*

kostyk.1956@mail.ru

В настоящее время временные ряды температуры воздуха и осадков являются одним из основных источников информации об изменениях климата и колебаниях в системе океан-атмосфера, приводящих к различным изменениям, отражающимся в изменениях теплового баланса, климатических паттернов, предпосылкам возникновения экстремальных погодных явлений, перемещениям экосистем и прочему. Такие данные для анализа доступны, как правило из мировых центров данных (МЦД), одним из которых является Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных (ВНИИГМИ-МЦД, <https://meteo.ru/data>). В данной работе, в качестве основного материала, используются архивные данные института в период наблюдений 01.01.1966 – 31.12.2021 (56 лет), временное разрешение – 3 часа (163 624 измерения), 183 метеостанции на территории ДФО.

Следует учитывать, что для корректного применения методов анализа колебаний, например, таких как спектральный анализ (преобразование Фурье, вейвлет), необходимо наличие данных с отсутствием пропусков (либо использование робастных методов, которые позволяют выполнять особые предположения относительно не оцениваемой информации). В данной работе был использован метод восстановления пропусков на основе машинного обучения, известный как алгоритм missForest, в его реализации на языке Python (библиотека missingpy, <https://pypi.org/project/missing-py>). Алгоритм был применен на данных, взятых из архива ВНИИГМИ-МЦД, в виде .csv файлов. Информация была восстановлена различными способами (локально – индивидуально для каждой станции, на основе совокупности параметров наблюдений для нее и совместно – исходя из структуры температуры и осадков для всех станций одновременно).

Среднее количество пропусков на станциях составляет 12% для суммы осадков, 1% для температуры воздуха. Средняя абсолютная ошибка

восстановления пропусков 0.1, что лежит в пределах погрешности измерения осадков и температуры. Максимальная абсолютная ошибка восстановления осадков 45 мм, температуры воздуха 18.8° С. Общий процент ложных значений после восстановления пропусков составляет не более 1% для ряда осадков, и не более 5 % для ряда температуры воздуха.

На основе полученных рядов были выполнены оценки спектральных характеристик для временных рядов температуры и осадков для западной, восточной, центральной, северной и южной частей ДФО на основе вейвлет анализа, что позволило проанализировать внутригодовую изменчивость региона, связанную с климатическими особенностями: присутствие умеренного континентального, субарктического, субтропического, горного и морского климата, их отражение в данных о температуре и осадках, а также аномалий, сложившихся за последние 50 лет наблюдений.

ВИХРЕВОЙ ПОТОК СОЛИ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ОБМЕН В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Кузнецова Н.В., Степанов Д.В.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,

г. Владивосток

kuznetsova.nv@poi.dvo.ru

Японское море (ЯМ) – одно из крайних морей в северо-западной части Тихого океана. Структура его крупномасштабной циркуляции очень близка к циркуляции океана, что дает возможность использовать ЯМ в качестве природной лаборатории для проведения экспериментов по изучению, в том числе причин и механизмов климатической изменчивости Мирового океана. Как показано в ряде исследований [1,2], зимой в северо-западной части ЯМ зарегистрирована интенсивная вентиляция вод. Зимнее выхолаживание «запускает» этот процесс, который развивается наиболее активно, при благоприятных гидрологических условиях. Важно установить причины и механизмы, которые ответственны за формирование этих условий. В частности, установить роль мезомасштабной динамики в этом процессе, с которой часто связывают мезомасштабные вихри.

Мезомасштабные вихри являются неотъемлемой чертой мезомасштабной динамики ЯМ и, как показывают результаты исследований, играют ведущую роль в переносе тепла, соли и массы [3,4]. Вихревые образования ответственны не только за горизонтальный, но и вертикальный перенос тепла и соли. В частности, они могут быть ответственны за формирование промежуточных вод ЯМ. Повсеместность и нестационарность мезомасштабных вихрей, сильная зависимость от устойчивости крупномасштабной циркуляции и взаимодействия на границе двух сред, приводят к значительным трудностям при инструментальных измерениях этих вихрей. Поэтому, широкое использование в этих исследованиях получили океанские реанализы и численное моделирование.

На основе данных вихре-разрешающего океанского реанализа GOF3.1 [5] за период с 1994 по 2018 гг. исследуется влияние мезомасштабной динамики на формирование условий благоприятных для развития интенсивного вертикального обмена в северо-западной части Японского моря в первой половине года. Подтверждено, что во второй половине года, кроме крупномасштабного переноса массы из юго-восточной в северо-западную часть ЯМ, формируется интенсивный вихревой

перенос массы, который связан, в том числе с мезомасштабными вихрями. Благодаря водообмену через Корейский пролив, а также балансу соли на границе вода-воздух, возможен вихревой перенос соли из юго-восточной в северо-западную часть ЯМ. Анализ связи между вариациями интенсивности вихревой динамики, в качестве количественной характеристики которой принималась вихревая кинетическая энергия (ВКЭ), и вихревым потоком соли на зональном сечении в северо-западной части ЯМ показал, что коэффициент корреляции между ними составляет -0.53 . Было установлено, что рост интенсивности ВКЭ осенью сопровождался увеличением вихревого потока соли в северо-западную часть ЯМ. Рост последнего был близко связан с повышением солёности в этой части моря.

Проведен анализ влияния вихревого потока соли на формирование благоприятных условий для развития вертикального турбулентного обмена в зимний период. В качестве количественной характеристики этих условий, рассматривалось число Ричардсона (Ri), которое при $Ri < 0.25$ указывает на выполнение необходимых условий для развития такого обмена. Проанализирован вклад вихревого переноса солёности в формирование плотностной стратификации в северо-западной части ЯМ. Интенсификация вихревого потока соли сопровождается расширением области, где выполняются необходимые условия для развития гидродинамической неустойчивости, в частности в 1999, 2001, 2002 гг. Анализ вертикального сдвига скорости и частоты плавучести показал, что основной вклад в развитие гидродинамической неустойчивости вносит вертикальный сдвиг скорости.

Работа выполнена в рамках гос. темы ТОИ ДВО РАН № 121021700341-2 и № 122122300025-8

Литература

1. Danchenkov M., Lobanov V., Riser S., Kim K., Takematsu M., Yoon J.-H. A History of Physical Oceanographic Research in the Japan/East Sea // *Oceanography*. 2006. Vol. 19. № 3. P. 18-31.
2. Talley L.D., Lobanov V., Ponomarev V., Salyuk A., Tishchenko P., Zhabin I., Riser S. Deep convection and brine rejection in the Japan Sea // *Geophysical Research Letters*. 2003. Vol. 30 № 4. P. 1159.
3. Prants S. V., Uleysky M. Y., Budyansky M. V. Lagrangian study of transport of subarctic water across the Subpolar Front in the Japan Sea // *Ocean Dynamics*. 2018. Vol. 68, № 6. P. 701-712.
4. Stepanov, D., Fomin, V., Gusev, A., & Diansky, N. (2022). Mesoscale Dynamics and Eddy Heat Transport in the Japan/East Sea from 1990 to 2010: A Model-Based Analysis // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2022. V. 10. P. 33.
5. Chassignet E.P., Hurlburt H.E., Smedstad O.M., Halliwell G.R., Hogan P.J., Wallcraft A.J., et al. The HYCOM (HYbrid Coordinate Ocean Model) data assimilative system // *Journal of Marine Systems*. 2007. Vol. 65. P. 60–83.

ВЛИЯНИЕ СКОРОСТИ ВЕТРА НА МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВНУТРЕННИХ ВОДОЕМОВ

Кузнецова А.М.^{1,2,3}, Гладских Д.С.^{1,2,3}, Троицкая Ю.И.¹

¹*Институт прикладной физики РАН, г. Нижний Новгород*

²*Научно-Исследовательский Вычислительный Центр МГУ им. М.В. Ломоносова,
г. Москва*

³*Московский центр фундаментальной и прикладной математики, г. Москва
alexandra@ipfran.ru, daria.gladskikh@gmail.com*

Скорость ветра является одной из важнейших характеристик, влияющих на процессы перемешивания в озерах. Именно скоростью ветра определяется температура и толщина эпителиона — верхнего перемешанного слоя озера. Корректные данные о ветре, особенно для высоких скоростей, критически важны для воспроизведения режимов сильного перемешивания, часто наблюдаемых во внутренних водоемах. Значения скорости ветра могут быть использованы из данных глобального метеорологического реанализа (например, NCEP [1]), однако зачастую данные реанализа обладают низким пространственным разрешением, а также недооценивают значения скорости ветра вблизи и на водоемах ввиду их малых размеров. Применение атмосферной модели к региону, содержащему рассматриваемую акваторию [2], позволит получить более высокие значения скорости ветра, соответствующие наблюдениям.

Таким образом, были проведены предварительные расчеты, позволяющие оценить влияние скорости ветра на моделирование термического режима внутренних водоемов. В качестве объекта исследований была выбрана акватория Горьковского водохранилища, поскольку на данном водоеме накоплен большой объем данных измерений как скорости ветра, так и температурных профилей [3]. Для выбранных периодов были проведены расчеты в атмосферной модели WRF-ARW [4]. Полученные в результате расчетов значения скорости ветра были использованы в качестве входных данных для модели термического режима водоемов LAKE [5].

Сопоставление данных о скорости ветра из реанализа и модели WRF, приведенное на рис. 1 демонстрирует, что расчеты с помощью WRF воспроизводят гораздо более высокие значения ветра, чем реанализ, что соответствует наблюдениям.

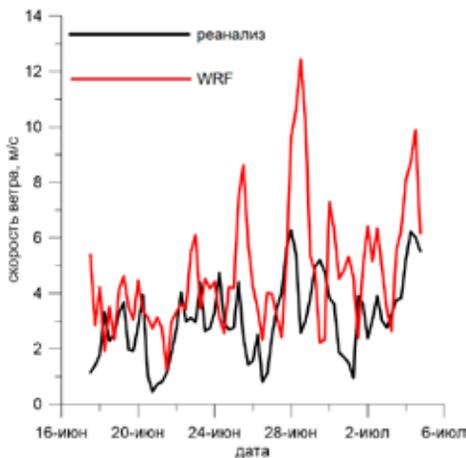


Рис. 1. Сопоставление значений скорости ветра, полученных из данных глобального метеорологического реанализа NCEP и с помощью расчетов моделью WRF.

Далее были проведены расчеты с применением модели LAKE. В одном случае в качестве скорости ветра были использованы данные реанализа без поправочного коэффициента. В другом случае использовались результаты моделирования с применением WRF. Полученные в ходе расчетов температурные профили были сопоставлены с профилем, измеренным с помощью CTD-зонда в Горьковском водохранилище. Рис. 2 демонстрирует, что объединение LAKE и WRF позволяет воспроизводить режимы сильного перемешивания ввиду корректных данных скорости приводного ветра, что позволит широко применять данный комплекс

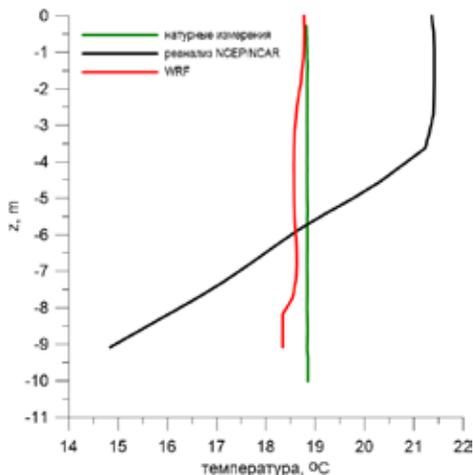


Рис. 2. Сопоставление температурных профилей, полученных с помощью CTD-зонда в Горьковском водохранилище, а также с помощью модели LAKE, где в качестве данных о скорости ветра использовались данные реанализа без поправочного коэффициента и результаты расчетов моделью WRF.

моделей для расчета и прогнозирования термических режимов водных объектов.

Предварительные оценки позволяют сделать вывод о важности корректного задания скорости ветра при моделировании термического режима водоемов.

Работа выполнена при поддержке проекта ФНТП «Исследование процессов в пограничных слоях атмосферы, океана и вод суши и их параметризация в моделях Земной системы» в рамках мероприятия «Усовершенствование глобальной модели Земной системы мирового уровня для исследовательских целей и сценарного прогнозирования климатических изменений».

Литература

1. Saha Suranjana, et al. "NCEP climate forecast system version 2 (CFSv2) selected hourly time-series products." 2011.
2. Kuznetsova A., Baydakov G., Sergeev D. and Troitskaya Yu. High resolution wave and weather forecasts using adapted WAVEWATCH III and WRF models // *J. Phys.: Conf. Ser.* 2019. 1163. 012031.
3. Kuznetsova A.M., et al. Field experiments and numerical modeling of wind speed and surface waves in medium-size inland reservoirs // *Russian Meteorology and Hydrology.* 41(2016). P. 136-145.
4. Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J., Gill D.O., Liu Z., Berner J., Wang W., Powers J.G., Duda M.G., Barker D.M., and Huang X.-Y. A Description of the Advanced Research WRF Version 4. 2019. *NCAR Tech. Note NCAR/TN-556+STR*, 145 pp.
5. Stepanenko V., Mammarella I., Ojala A., Miettinen H., Lykosov V., Vesala T. LAKE 2.0: a model for temperature, methane, carbon dioxide and oxygen dynamics in lakes // *Geosci. Model Dev.* 2016. V. 9. N 5. P. 1977-2006.

МУЛЬТИФРАКТАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МИКРОДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ С ПОМОЩЬЮ ЛАЗЕРНЫХ ДЕФОРМОГРАФОВ КЛАССИЧЕСКОГО ТИПА

Лисовицкий А.С.¹, Московченко Л.Г.^{2,3}

¹*Дальневосточный федеральный университет, Институт Мирового Океана, ДВФУ,
lisovitchkii.as@students.dvfu.ru*

²*Дальневосточный федеральный университет, Институт наукоёмких технологий и
передовых материалов, moskovchenko.lg@dvfu.ru*

³*Дальневосточный государственный технический рыбохозяйственный университет*

В работе проводится мультифрактальный анализ временных рядов микродеформаций земной коры, зарегистрированных лазерными деформографами в сейсмически спокойный и сейсмически активный периоды. Данные лазерного деформографа изучаются для выявления долгосрочных эффектов, связанных с изменениями в земной коре в период подготовки тектонического землетрясения. Для анализа используется метод мультифрактального анализа флуктуаций (MF-DFA).

Земной коре присуще свойство самоорганизованной критичности (СОК), то есть она в своем развитии приходит к такому устойчивому состоянию, для которого характерна фрактальность, когда части объекта подобны целому [1]. Временные ряды микросмещений земной коры отражают это характерное свойство, что и обуславливает важность исследования их фрактальных характеристик.

Обработанные данные были взяты из лаборатории физики геосфер Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева с трех деформографов, расположенных на полигоне «М. Шульца». Деформографы расположены следующим образом: первый ориентирован в направлении С-Ю и находится на песчаном основании; второй – в направлении З-В и находится на песчаном основании; третий аналогичен первому, но расположен на скальном основании [3]. Для анализа выбраны данные, полученные в спокойный в сейсмическом отношении период 01.11.2020–31.01.2021, активный период 15.01.2022–15.03.2022, сразу после которого произошло землетрясение магнитудой 7.3 балла (глубина 41 км, 37.713°N 141.579°E, Япония) и афтершоковый период 16.03.2022–15.03.2022. Полученные данные были дополнительно обработаны процедурой децимации.

Анализ временных рядов проводится с помощью метода MF-DFA, состоящего из несколько этапов [2].

1 этап: Вычислить флуктуационный профиль

$$Y(k) = \sum_{i=1}^k [z(i) - \bar{z}] \quad (1)$$

2 этап: Разделить профиль $Y(k)$ на непересекающиеся сегменты равной длины s . Аналогичная процедура повторяется с противоположного конца.

3 этап: Вычисление локального тренда для каждого из $2N_s$ сегментов с помощью метода наименьших квадратов. Затем определяется дисперсия $F^2(v, s)$

4 этап: Усреднение всех сегментов для получения q -го порядка функций флуктуаций

$$F_q(s) \equiv \left\{ \frac{1}{s} \sum_{v=1}^{2N_s} [F^2(v, s)]^{q/2} \right\}^2 \quad (4)$$

где q – может принимать только действительное значение.

Значение $h(0)$, нельзя определить напрямую, используется логарифмическая усредняющая процедура

$$F_0(s) \equiv \exp \left\{ \frac{1}{4N_s} \sum_{v=1}^{2N_s} \ln [F^2(v, s)] \right\} \quad (5)$$

5 этап: Определение скейлингового поведения функций флуктуаций путем анализа графиков каждого из значений q , отложенных по осям $F_q(s)$ и s в логарифмическом масштабе. Определение мультифрактальных характеристик (скейлинговые экспоненты, экспонента сингулярности, обобщенные фрактальные размерности)

$$F_q(s) \sim s^{h(q)}; \tau(q) = h(q) * q - 1; h(q) = \frac{d\tau(q)}{dq} \quad (6)$$

В результате была получена серия графиков, описывающих поведение мультифрактальных характеристик временных рядов каждого деформографа в спокойный и активный периоды. На графики добавлены даты и энергии произошедших землетрясений:

$$E = 10^2 \frac{3}{2} M^{+4.8} \quad (7)$$

где E – энергия землетрясения, Дж; M – магнитуда землетрясений.

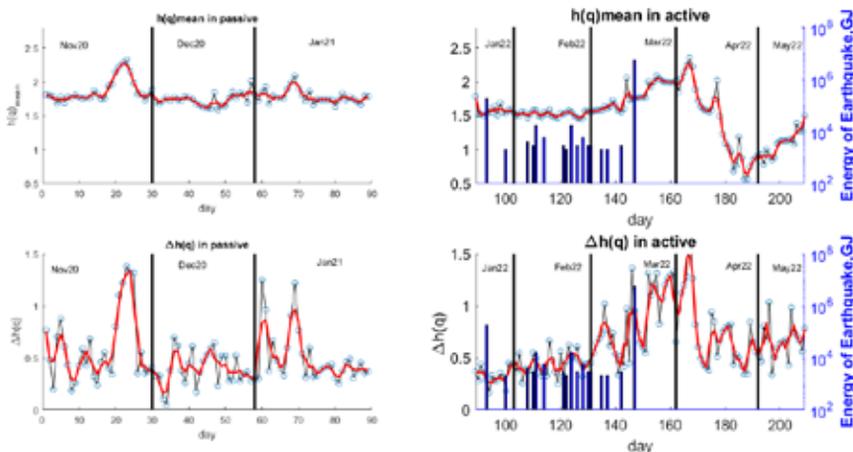


Рис. 1. Фрактальные размерности временного ряда с третьего деформографа

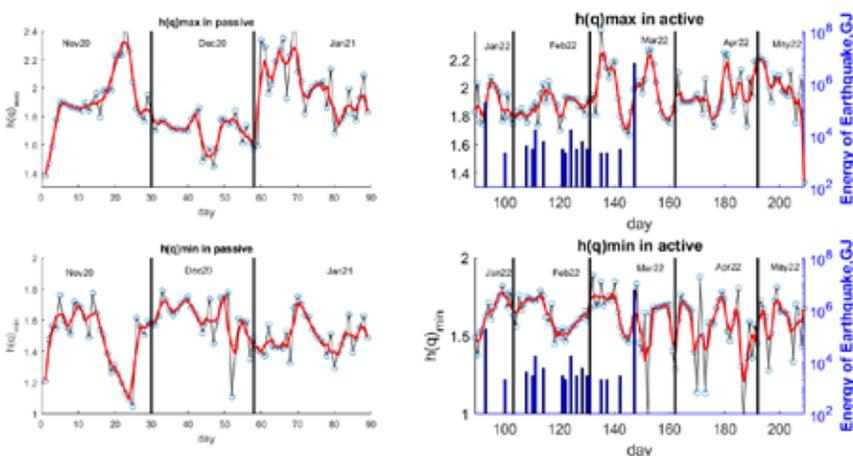


Рис. 2. Фрактальные размерности временного ряда со второго деформографа

По результатам исследования были сделаны следующие выводы:

1. Значения обобщенных фрактальных размерностей уменьшаются перед землетрясением ≥ 7 баллов (рис. 1).
2. Отмечается необычное поведение $h_{q_{\min}}$, $h_{q_{\max}}$ в спокойный период, что, возможно, связано с высокой частотой дискретизации у деформографов в данный период времени.

3. Данные всех трех деформографов демонстрируют снижение hq_{\max} , hq_{mean} и повышение hq_{\min} в активный период относительно спокойного периода.
4. На рисунке 1 можно заметить, что перед сильным землетрясением колебания характеристик становятся минимальными.
5. В период афтершока характеристики hq_{mean} и Δhq интенсивно меняют свою амплитуду, в то время как hq_{\max} и hq_{\min} остаются примерно на том же уровне, что и в активном периоде.
6. Вероятно, большая изменчивость амплитуды характеристик второго деформографа связана с его меньшей длиной базы по сравнению с первым и третьим деформографами.

Выводы, сделанные на основе этих данных, нуждаются в уточнении, для чего необходимо провести расчеты для больших промежутков времени и изучить большее количество землетрясений. Результаты исследования возможно использовать для увеличения прогностической информации о надвигающихся землетрясениях.

Литература

1. Bak P., Tang C., Wiesenfeld K. Self-organized criticality // Phys. Rev. B. 1988. P. 364–374
2. Крылов С.С., Бобров Н.Ю. Фракталы в геофизике. СПб.: Изд-во С.-Петербургского университета. 2004. 132 с.
3. Долгих Г.И., Привалов В.Е. Лазерная физика. Фундаментальные и прикладные исследования. Владивосток: ООО «Рея». 2016. 352 с.

ОБЕСПЕЧЕНИЕ ПРОГНОЗА
ОПАСНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ
МЕТОДОМ КОМПЛЕКСНОГО МОНИТОРИНГА
НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ
МАССИВА

Морозов К.В.¹, Багаутдинов И.И.¹, Стрешнев А.А.²

¹*Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, г. Санкт-Петербург, Bagautdinov_I@pers.spmi.ru*

²*КФ АО «Апатит», Мурманская область, г. Кировск*

Разработка месторождения полезных ископаемых на больших глубинах и, особенно, склонных к динамическим формам проявления горного давления сопровождается развитием сложных геомеханических процессов. При проходке выработок и ведении очистных работ породный массив испытывает деформации, вызванные как непосредственно выемкой породной/рудной массы, так и сейсмическими воздействиями (от взрывных работ, глобальной тектоники), что в свою очередь увеличивает интенсивность геодинамических процессов в массиве.

Основными негативными последствиями проявления геодинамической активности массива являются горные и горно-тектонические удары, которые часто обусловлены сложным гравитационно-тектоническим полем напряжений на месторождении, а также иерархично-блочной структурной массива в совокупности с различными типами геологических включений [1-2].

В этих условиях эффективным является применение комплексной методики, состоящей из численных расчетов в совокупности с одним или несколькими инструментальными методами мониторинга напряженно-деформированного состояния массива. [3].

Обоснование многоуровневой системы мониторинга требует объединения усилий из различных областей знаний – от геофизики и геологического моделирования до горной механики.

В качестве базового сценария организации системы мониторинга и прогноза опасных геодинамических явлений предлагается разделить ее на два этапа:

– на первом этапе выполняется геодинамическое районирование участка ведения горных работ (месторождения) методом численного конечно-элементного моделирования (Рис. 1);

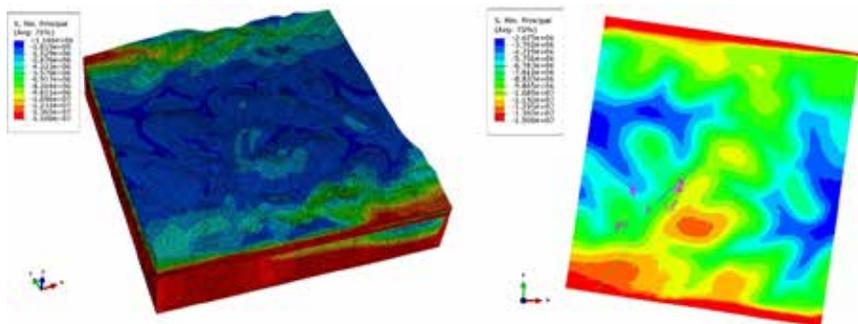


Рис. 1. Пример локализация потенциально опасных геодинамических участков методом численного моделирования

– на втором этапе по результатам численных расчетов выполняется локализация опасного участка (-ов) и организуется комплекс наблюдений потенциально опасных зон с использованием систем деформационного мониторинга (с применением многокомпонентных датчиков и аппаратуры непрерывного контроля), систем сейсмического и акустического мониторингов.

Проведение деформационного мониторинга подразумевает выполнение двух ключевых задач.

Первая заключается в определении величины и направления действия главных напряжений (тензор напряжений). Анализ существующих методов оценки напряженно деформированного состояния массива позволил сформулировать несколько принципиальных положений, лежащих в основе созданного в Горном университете аппаратно-программного комплекса по оценке НДС:

- Целесообразно использовать специализированное оборудование, которое возможно тестировать и поверять до и после проведения полевых исследований, тем самым повысить надежность получаемых замеров деформаций.
- Наиболее удачна, с нашей точки зрения, схема проведения испытаний по методике Хаста [4], с измерением деформаций центральной скважины при ее обурировании.
- Размещение измерительной аппаратуры непосредственно в теле датчика (Рис.2А) и беспроводной технологии передачи данных, позволит проводить измерения на любых глубинах, вне зоны влияния как отдельных выработок, так и всего комплекса выработок обрабатываемого месторождения.



А



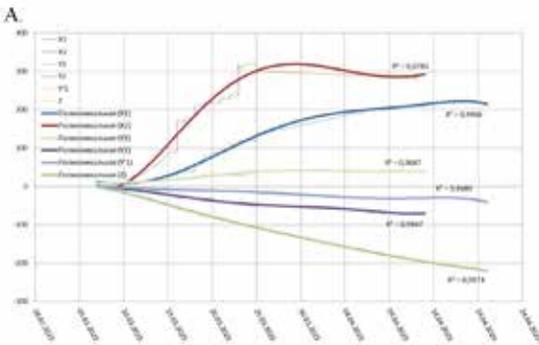
Б

Рис. 2. Датчик деформаций ДД-3.4 (А), оснащенный модулем беспроводной передачи данных и блок управления автоматизированным контрольным комплексом АКК (Б)

Вторая задача заключается в организации длительных, полностью автоматизированных наблюдений за состоянием массива путем измерения деформаций стенок скважины с установленным датчиком по девяти направлениям (Рис. 3Б). Управление датчиком деформаций, запись показаний и их передача осуществляется с помощью автоматизированного контрольного комплекса АКК, приведенного на рис. 2 Б.

Знание начального уровня напряжений, характера деформирования стенок измерительной скважины во времени (Рис. 3А), физико-механических свойств пород, отобранных при бурении, позволяют методами численного анализа получить параметры изменения напряжений исследуемых объектов.

Анализ данных системы непрерывного мониторинга дает возможность оценить характер деформирования массива на участке исследова-



А

Б

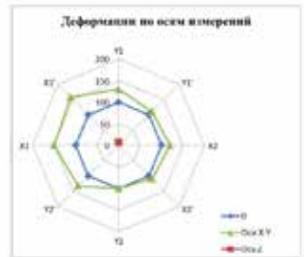


Рис. 3. Пример результатов выполнения натуральных измерений: А. Аппроксимация результатов мониторинга деформаций по осям многокомпонентного датчика; Б. Характер изменения деформаций по осям измерительной скважины.

ний, в том числе с учетом технологических факторов, таких как расстояние от фронта очистных работ или массовых взрывов.

Одна из основных задач мониторинга - прогноз опасных проявлений горного давления. В этой связи помимо средств деформационного мониторинга целесообразно использовать данные других систем мониторинга, таких как сейсмический, акустический и локальные методы контроля напряженно-деформированного состояния массива горных пород [3].

В настоящее время Санкт-Петербургским горным университетом совместно с Институтом горного дела ДВО РАН и КФ АО «Апатит» реализуется программа по разработке системы многоуровневого комплексного геомеханического мониторинга с целью получения принципиально новой информации о напряженно-деформированном состоянии геологической среды.

Объединенные в систему комплексного мониторинга методы и измерительные комплексы могут обеспечивать на различных масштабных уровнях получение оперативной и разносторонней информации о геомеханических процессах в массиве горных пород, что значительно повышает безопасность горных работ и эффективность предупреждения опасных геодинамических явлений [3].

Работы еще далеки от завершения, однако первые результаты совместной обработки данных деформационного и сейсмического мониторинга предварительно свидетельствуют о возможности установления необходимых зависимостей, которые позволят в будущем сформулировать надежные критерии прогноза опасных геодинамических явлений в массиве горных пород.

Литература

1. Адушкин, В.В. Техногенная сейсмичность - индуцированная и триггерная / В.В. Адушкин, С. Б. Турунтаев. М.: ИДГ РАН, 2015. – 364 с.
2. Kuranov A., Shabarov, A., Popov, A., Tsirel, S. Geodynamic risks of mining in highly stressed rock mass (2019) E3S Web of Conferences, 129, № 01011.
3. Научно-методическое сопровождение обработки данных системы PROGNOZ-ADS. Развитие сети наблюдений, совершенствование программно-аппаратной и приборной части. Отчет НИР. ИГД ДВО РАН, 2023. – 60 с.
4. Хаст Н., Нильсон Г. Измерение напряжений в скальных породах и их значение для строительства плотин // Проблемы инженерной геологии. – Вып. 4. – М.: Мир, 1967. – С. 94 – 105.

ПРИМЕНЕНИЕ ДВУХПАРАМЕТРИЧЕСКИХ ЗАМЫКАНИЙ
ДЛЯ ПАРАМЕТРИЗАЦИИ
ПРОЦЕССОВ ВЕРТИКАЛЬНОГО ПЕРЕМЕШИВАНИЯ
В МОДЕЛЯХ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ОКЕАНА

Мортиков Е.В.^{1,2}, Дебольский А.В.^{1,3}, Глазунов А.В.^{1,2}

¹*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва*

²*Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, г. Москва*

³*Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва*

evgeny.mortikov@gmail.com

Процессы турбулентного перемешивания определяют динамику верхнего слоя океана, процессы переноса примесей и взаимодействие с атмосферой как на суточных, так и на сезонных масштабах. Важной задачей является уточнение параметризаций турбулентной динамики в крупномасштабных моделях океана. Наибольшего развития на сегодняшний день получили схемы, в которых рассматриваются прогностические уравнения для вторых моментов гидродинамических полей, а старшие моменты (например, скорость диссипации кинетической энергии турбулентности или моменты, определяющие перенос дисперсии поля флуктуациями скорости), входящие в эти уравнения, параметризуются. Несмотря на то, что такие замыкания были предложены для нейтрально стратифицированной турбулентной динамики более полувека назад [1], они по-прежнему требуют уточнения для стратифицированных течений [2]. При этом из-за вычислительных ограничений в климатических моделях общей циркуляции океана, как правило, используются замыкания лишь первого порядка [3, 4].

В работе обсуждаются преимущества применения двухпараметрических замыканий, включающих прогностические уравнения для кинетической энергии турбулентности и скорости ее диссипации, по сравнению с замыканиями первого порядка, для описания вертикального перемешивания в океане. Известно, что двухпараметрические схемы, в которых турбулентные коэффициенты рассчитываются из соотношений подобия, позволяют воспроизвести основные особенности изменения температуры и солености в верхнем слое океана (см., например, [5, 6]). В работе [7] было показано, что модели данного типа для устойчиво стратифицированной турбулентности приближенно описывают релаксацию к безразмерным градиентам скорости и скаляров, согласованным с ло-

кальным обобщением теории подобия Монина-Обухова. Данный результат позволяет рассмотреть возможность параметризации вертикального перемешивания с помощью простой модели первого порядка, аппроксимирующей стационарные решения двухпараметрической модели. При условии малости времени релаксации такое упрощение представляется достаточным приближением более сложных и вычислительно затратных замыканий. Определение турбулентного масштаба длины в модели первого порядка согласовывалось с данными прямого численного моделирования [8, 9]. Для задания масштаба длины в нейтральной стратификации используется обобщение теории локального подобия [10] для потока, ограниченного двумя параллельными плоскостями.

Рис. 1. Изменение приповерхностной температуры для северо-восточной части Тихого океана (50.1° N, 114.9° W, Ocean Station Papa) за 2019 год по данным численного моделирования с помощью предложенного замыкания первого порядка (зеленая линия), двухпараметрической модели (красная линия) и по данным измерений (черная линия).

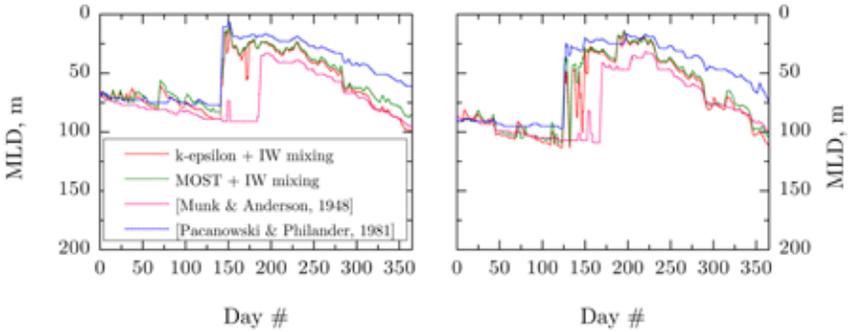
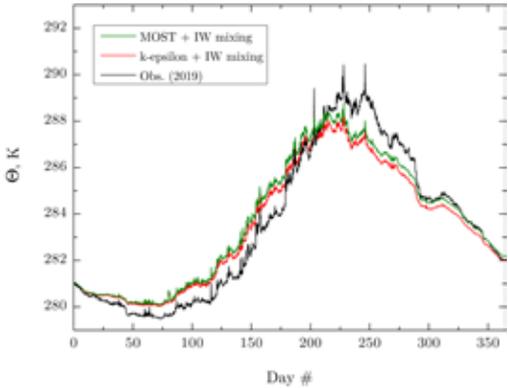


Рис. 2. Толщина перемешанного слоя для северо-восточной части Тихого океана (50.1° N, 114.9° W, Ocean Station Papa) за 2015 год (слева) и 2019 год (справа) по данным численного моделирования с помощью предложенного замыкания первого порядка (зеленая линия) и двухпараметрической модели (красная линия). Дополнительно приведены расчеты с эмпирическими замыканиями первого порядка, которые используются в климатической модели INMCM [3, 4].

Численные эксперименты по воспроизведению заглупления перемешанного слоя под действием ветра демонстрируют, что расчеты с замыканием первого порядка согласуются с известными результатами прямого численного моделирования и лабораторных экспериментов. С использованием данных измерений в северо-восточной части Тихого океана показано, что модель воспроизводит характерную сезонную изменчивость термической структуры верхнего слоя океана (рис. 1 и 2) и является хорошей аппроксимацией решений двухпараметрической схемы. Предложенное замыкание первого порядка может быть использовано в моделях общей циркуляции океана для решения задач оперативного прогноза и климатических исследований.

Работа выполнена при поддержке проекта ФНТП «Исследование процессов в пограничных слоях атмосферы, океана и вод суши и их параметризация в моделях Земной системы» в рамках мероприятия «Усовершенствование глобальной модели Земной системы мирового уровня для исследовательских целей и сценарного прогнозирования климатических изменений».

Литература

1. Колмогоров А.Н. Уравнения турбулентного движения несжимаемой жидкости // Изв. АН СССР. Сер. Физ. 1942. Т. 6. № 1-2. С. 56-58.
2. Cuxart J., Holtstg A., Bearle R., Bazile E., Beljaars A., et al. Single-column model intercomparison for a stably stratified atmospheric boundary layer // Bound.-Layer Meteorol. 2013. V. 118. N 2. P. 273-303.
3. Володин Е.М., Галин В.Я., Грицун А.С., Гусев А.В., Дианский Н.А. и др. Математическое моделирование Земной системы. М.: МАКС Пресс. 2016. 328 с.
4. Volodin E.M., Mortikov E.V., Kostykin S.V., Galin V.Ya., Lykossov V.N., Gritsun A.S., Diansky N.A., Gusev A.V., Iakovlev N.G., Simulation of the present-day climate with the climate model INMCM5 // Climate Dynamics. 2017. V. 49. P. 3715-3734.
5. Kantha L.H., Clayson C.A. An improved mixed layer model for geophysical applications // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 25235-25266.
6. Reffray G., Bourdalle-Badie R., Calone C. Modelling turbulent vertical mixing sensitivity using a 1-D version of NEMO // Geosci. Model Dev. 2015. V. 8. P. 69-86.
7. Мортиков Е.В., Глазунов А.В., Дебольский А.В., Лыкосов В.Н., Зилитинкевич С.С. О моделировании скорости диссипации кинетической энергии турбулентности // Доклады академии наук. 2019. Т. 489. № 4. С. 82-86.
8. Mortikov E.V., Glazunov A.V., Lykosov V.N. Numerical study of plane Couette flow: turbulence statistics and the structure of pressure-strain correlations // Russ. J. Numer. Analysis. Math. Modelling. 2019. V. 34. N 2. P. 119-132.
9. Zilitinkevich S., Druzhinin O., Glazunov A., Kadantsev E., Mortikov E., Repina I., Troitskaya Yu. Dissipation rate of turbulent kinetic energy in stably stratified sheared flows // Atm. Chem. Phys. 2019. V. 19. P. 2489-2496.
10. Обухов А.М. О распределении масштаба турбулентности в потоках произвольного сечения // Прикладная математика и механика. 1942. Т. 6. С. 209-220.

НАТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СОЛЕННОСТИ ПО АКВАТОРИИ ОЗЕРА ТУНАЙЧА

Москвитин А.А.

*Специальное конструкторское бюро средств автоматизации морских исследований
(СКБ САМИ ДВО РАН), г. Южно-Сахалинск,
a.moskvitin@skbsami.ru*

В озере Тунайча лагунного типа (рис. 1), которое является вторым по величине озером на о. Сахалин за период наблюдений, начиная с девяностых годов по настоящее время, четко прослеживается негативная трансформация химического состава воды [1]. Происходит активное зарастание травой, растет концентрация сероводорода в придонных слоях, верхние слои заметно опреснились. Озеро характеризуется своей высокой степенью биологического разнообразия, в его водах обитают 29 видов рыб, из которых 9 видов лососевых: кета, горбуша, сахалинский таймень и т.д. На берегах гнездятся множество видов птиц занесенных в красную книгу, среди которых орлан-белохвост и лебедь-кликун.

Одной из возможных причин сложившейся ситуации, может служить явное нарушение водообмена озера Тунайча с заливом Мордвина (Охотское море), из-за обмеления пролива Красноармейский. Еще в начале семидесятых годов через пролив Красноармейский был постро-



Рис. 1. Озеро Тунайча. Точки измерения профилей солености



Рис. 2. Мост через пролив Красноармейский, красным выделена дамба

ен мост. Однако для уменьшения длины моста, большую часть протоки перегородили дамбой, которая значительно уменьшила водообмен озера с морем, из-за чего запустился процесс постепенного заиливания и обмеления русла пролива. (Рис. 2) [3].

В 2022 году в рамках НИР «Комплексное экологическое обследование памятника природы регионального значения «Озеро Тунайча» в части исследования водообмена озера Тунайча с Охотским морем». Одной из составных частей НИР была оценки распределение солёности по акватории озера Тунайча. Сотрудниками СКБ САМИ ДВО РАН в мае и октябре 2022 года были проведены измерения профилей солёности в различных точках (рис. 1). [4] Точки измерения выбирались исходя из особенностей распределения глубин озера. Работы проводились погружным зондом, построенным на основе индуктивного датчика электропроводимости с интегрированным датчиком температуры AANDERAA 4319 [5] и с цифровыми выходами AiCaP, CANbus, RS-232 (рис. 3). Применение индуктивного датчика проводимости позволяет получить более стабильные измерения без использования электродов, которые могут загрязняться



Рис. 3. Погружной зонд на основе AANDERAA 4319

и изнашиваться в агрессивных условиях морской воды. Этот прибор является авторской разработкой.

Результаты измерений показали четкую стратификацию озера Тунайча, в верхних слоях озера до глубины приблизительно 15 м солёность наблюдается в

пределах 6‰ по всей акватории. С увеличением глубины зарегистрировано значительное увеличение солености с наибольшим значением 21‰ (рис. 4), которое было зафиксировано в наиболее глубокой точке, на глубине более 40 м.

В ходе выполнения данной научно-исследовательской работы был обработан весь доступный объем архивных и литературных материалов, накопленных к настоящему времени. В 2022 году был проведен большой объем гидрографических работ. Проведен объемный комплекс работ по измерению распределения солености по акватории озера.

Эта работы была проведена в два этапа, в весенний и осенний периоды, для оценки сезонной изменчивости. Получено распределение солёности и температуры по всех акватории озера. Результаты измерений вошли в состав отчета НИР «Комплексное экологическое обследование памятника природы регионального значения «Озеро Тунайча» в части исследования водообмена озера Тунайча с Охотским морем». Данные отчета будут использованы для выводов комиссии по экологической проблеме озера Тунайча.

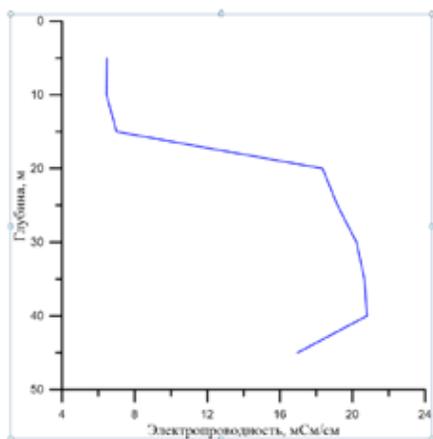


Рис. 4. График электропроводности в наиболее глубокой точке озера

Литература

1. Москвитин А.А., Ким А.И., Шабрамова Л.С., Зайцева М.Ю., Толикина М.Ю., Изменение экологического состояния озера Тунайча (о. Сахалин) вследствие внешнего воздействия // Экологические системы и приборы. 2022. № 12. С. 98–104.
2. Бровка П.Ф., Храмушин В.Н., Дзен Г.Н., Латковская Е.М., Малюгин А.В., Типы и динамика лагунных проливов Сахалина // Вестник Сахалинского музея. 2018. № 1. С. 147–156.
3. Москвитин А.А., Натурные измерения водообмена озера лагунного типа с морем // Экологические системы и приборы. 2023. №6. С. 59-66.
4. Зайцев А.И., Леоненков Р.В., Москвитин А.А., Костенко И.С. Натурные измерения гидрологических параметров в сложных условиях // Датчики и системы. 2013. № 12. С. 44–48.
5. Малашенко А.Е., Зайцев А.И., Костенко И.С., Леоненков Р.В., Москвитин А.А., Натурные измерения гидрологических параметров озера Тунайча в ледовый период // Датчики и системы. 2014. № 12. С. 58–62.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ОСТРОВА АСКОЛЬД ПО ДАННЫМ ГНСС НАБЛЮДЕНИЙ ЗА 2021–2023 гг.

Немов Т.М.¹, Шестаков Н.В.^{1,2}

¹*Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток*

²*Институт прикладной математики ДВО РАН, г. Владивосток*

nemov.tm@dvfu.ru

Геодезические методы в настоящее время широко применяются в геодинамических исследованиях. Глобальные системы спутникового позиционирования GPS и ГЛОНАСС (ГНСС), позволяют определять координаты пунктов с высокой точностью – это позволяет выявлять как вековые движения пунктов, обусловленные непрерывным движением тектонических плит, так и мгновенные подвижки земной поверхности (косейсмические смещения) и последующие медленные перемещения (постсейсмические), происходящие в результате землетрясений.

На острове Аскольд с июля 2021 года сотрудниками департамента мониторинга и освоения георесурсов ДВФУ производятся кратковременные периодические ГНСС-наблюдения продолжительностью от одного до трех дней. Остров Аскольд расположен в заливе Петра Великого Японского моря, в 50 км к юго-востоку от Владивостока и в 50 км к юго-западу от Находки. По геологическим данным на острове выявлено несколько субширотных и субмеридиональных разломных структур, с которыми были связаны промышленно добываемые коренные и россыпные месторождения золота.

Изучение современных движений земной коры острова Аскольд необходимо для исследования современного уровня геодинамической активности разломных структур и уточнения сейсмоопасности вблизи крупнейших городов Дальнего Востока – Находки и Владивостока.

Целью работы является получение первых оценок современных движений земной коры острова Аскольд по данным периодических ГНСС-наблюдений.

В результате обработки и анализа ГНСС-наблюдений были получены первые оценки параметров движений земной коры острова Аскольд. По изменениям координат четырех геодезических пунктов были вычислены их скорости в системе координат IGS20, а также перемещения относительно Евразийской литосферной плиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВФУ № 22-07-01-007.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОЛИГОН ДАЛЬНЕГОРСКОГО
РУДНОГО ПОЛЯ

**Рассказов М.И.¹, Рассказов И.Ю.², Цой Д.И.¹,
Терёшкин А.А.¹, Константинов А.В.¹, Лештаев В.С.¹,
Рассказова А.В.¹, Багаутдинов И.И.³, Розанов И.Ю.⁴**

*¹Институт горного дела – обособленное подразделение ХФИЦ ДВО РАН
(ИГД ДВО РАН), г. Хабаровск rasm.max@mail.ru*

*²Хабаровский Федеральный исследовательский центр Дальневосточного отделения
Российской академии наук (ХФИЦ ДВО РАН), г.Хабаровск*

*³Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II (Горный
институт), г. Санкт-Петербург*

⁴Горный институт – обособленное подразделение КНЦ РАН, г. Апатиты

Крупномасштабная и интенсивная техногенная деятельность, к которой относятся выемка и перемещение больших объёмов горных пород при разработке месторождений твёрдых полезных ископаемых, оказывает значительное влияние на естественное напряжённо-деформированное состояние верхней части земной коры и часто приводит к активизации геодинамических процессов в этих районах.

Проявлением геодинамической активизации являются горно-тектонические удары, техногенная и наведённая сейсмичность, а также другие опасные геодинамические явления, прогнозирование которых представляет собой актуальную и одновременно весьма сложную проблему [1–6]. Это обусловлено многофакторностью условий и причин этих опасных явлений, многообразием горнотехнических и горно-геологических характеристик исследуемых объектов, неоднородностью напряжённо-деформированного состояния и значительными вариациями физико-механических свойств массивов горных пород, изменяющихся при интенсивном техногенном воздействии. Надёжный прогноз таких катастрофических событий затруднён ещё и потому, что поведение предельно напряжённого массива горных пород, рассечённого тектоническими нарушениями, породными контактами, и содержащего горные выработки различных форм и размеров, далеко не всегда может быть описано с помощью известных классических подходов.

Проблема снижения риска техногенных катастроф актуальна для регионов Дальнего Востока, где ведутся крупномасштабные горные работы. К числу предприятий с интенсивной добычей полезных ископаемых относится АО «ГМК «Дальполиметалл», которое ведёт добычу и

переработку полиметаллических руд подземным способом в Дальнегорском районе Приморского края. В настоящее время самым опасным по удароопасности в Дальнегорском рудном поле является месторождение Николаевское, где горные работы достигли глубины более 900 м. Данное месторождение эксплуатируется с 1984 года. Первые признаки динамических проявлений горного давления были отмечены ещё на стадии строительства рудника при проходке вертикальных стволов и проведении разведочно-подготовительных выработок. С началом очистной выемки динамические проявления горного давления стали регистрироваться также в зоне влияния опорного давления. За годы эксплуатации на месторождении зарегистрирован весь спектр динамических проявлений горного давления, вплоть до сильных и разрушительных горных ударов [7].

Николаевское месторождение представлено серией мелко-глыбовых и мощных рудных тел различного падения и простираения с четкими контактами сложной геометрии. Главное рудное тело «Восток-1» мощностью от 3 – 80 м и шириной в центральной части рудного поля до 600 м прослежено с глубины 700 м до 1100 м. Выше и на флангах залежи «Восток-1» расположены глыбовые оруденения и серия маломощных рудных тел, в том числе и рудная залежь «Харьковская» [8].

Геодинамика территории в региональном плане обусловлена приуроченностью к скрытому глубинному разлому субмеридионального направления, сдвиговые движения по которому определили элементы тектонической структуры месторождения. Месторождение имеет характерное блоковое строение, к главным элементам которого относятся крутопадающие Субширотный разлом и Северо-Западная тектоническая зона, разделяющие поле месторождения на три основных структурных блока: северный, центральный и западный. В пределах месторождения выделяются также протяженные крутопадающие разрывные пострудные нарушения субмеридионального простираения [9].

Эффективными инструментами для понимания разномасштабных природных и техногенных процессов и последующего построения адекватных моделей долгосрочного прогнозирования состояния геологической среды являются геодинамические полигоны, представляющие собой специальным образом выбранные территории (участки массивов горных пород), в пределах которых проводится комплекс регулярных спутниковых, сейсмических, геофизических, геодезических, геологических и целый ряд других наблюдений, нацеленных на отслеживание деформационных процессов в верхней части земной коры [10–11].

Сложные горно-геологические и геомеханические условия разработки Николаевского месторождения обусловили необходимость решения проблем предотвращения опасных проявлений горного давления путём создания многоуровневой системы комплексного геодинамического мо-



Рис. 1. Специальные технические средства для оценки удароопасности входящие в состав геодинамического полигона: 1) Автоматизированная сейсмоакустическая система контроля горного давления «Prognoz-ADS»; 2) Локальный прибор «Prognoz L2»; 3) Лазерный деформометр.

ниторинга (геодинамического полигона) (рис. 1.), которая объединяла бы целый ряд методов и измерительных комплексов в единую интегрированную наблюдательную сеть.

В настоящее время в состав геодинамического полигона входят [12–16].

1) Многоканальная система сейсмоакустического контроля горного давления «Prognoz-ADS» (АСКГД), позволяющая регистрировать и определять параметры АЭ-событий энергией от 10 до 10^4 Дж в частотном диапазоне 0,5–12 кГц (на шести горизонтах установлено 43 приёмных преобразователя);

2) Портативный прибор геоакустического контроля удароопасности «Prognoz L2» (локальная оценка состояния краевых частей массива горных пород);

3) Лазерный деформометр, позволяющий измерять уровень деформации земной коры в частотном диапазоне от 0 до 1000 Гц (прибор установлен в подземном павильоне на горизонте 320 м);

4) Станок кернового бурения (метод исследования дискования керна является базовым).

Выполняемые на Николаевском руднике геомеханические исследования с применением средств геодинамического полигона показали свою эффективность. По результатам комплексного геодинамического мониторинга в рудничном поле заблаговременно выделяются удароопасные участки (рис. 2.), в пределах которых после дополнительной оценки методами локального контроля состояния массива горных пород выполняют необходимые мероприятия по разгрузке массива.

Исследования проводились с использованием ресурсов Центра коллективного пользования научным оборудованием «Центр обработки и хранения научных данных Дальневосточного отделения Российской академии наук», финансируемого Российской Федерацией в лице Министерства науки и высшего образования РФ по проекту № 075-15-2021-663.

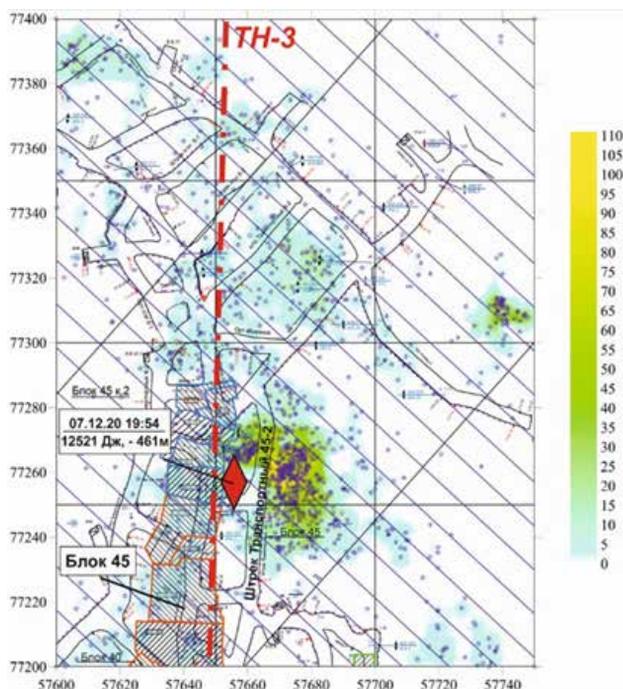


Рис. 2. Карта акустической активности и очаги АЭ-событий, зарегистрированных в 4 квартале 2020 г. в проекции на горизонт -406 м (7 декабря был зарегистрирован толчок на отметке -461 м с энергией 12521 Дж в районе блока 45 на пересечении с разломом ТН-3)

Литература

1. Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенная сейсмичность – индуцированная и триггерная. М.: ИДГ РАН, 2015. 364 с.
2. Li T., Cai M. F., Cai M. A review of mining-induced seismicity in China // *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*. 2007. Vol. 44. Issue 8. P. 1149-1171.
3. Рассказов И.Ю., Саксин Б.Г., Усиков В.И., Потапчук М.И. Геодинамическое состояние массива пород николаевского полиметаллического месторождения и особенности проявления удароопасности при его освоении // *Горный журнал*. 2016. № 12. С. 13-19.
4. Рассказов И.Ю., Курсакин Г.А., Потапчук М.И., Рассказов М.И. Геомеханическая оценка технологических решений при проектировании горных работ в удароопасных условиях. // *Записки Горного института*. 2012. Т. 198. С. 80-85.
5. Marcak M., Mutke G.Z. Seismic activation of tectonic stresses by mining // *Journal of Seismology*. 2013. Vol. 17. No 4. P. 1139-1148.
6. Багаудинов И.И., Беляков Н.А., Севрюков В.В., Рассказов М.И. Применение модели упрочняющегося грунта для прогноза зоны пластических деформаций массива слабоустойчивых пород Яковлевского железорудного месторождения // *Горный журнал*. 2022. № 12. С. 16-21.
7. Барышников В. Д., Курленя М. В., Леонтьев А. В. и др. О напряженно-деформированном состоянии Николаевского месторождения // *Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых*. 1982. № 2. С. 3–11.
8. Рассказов И.Ю., Потапчук М.И., Курсакин Г.А., Болотин Ю.И., Сидляр А.В., Рассказов М.И. Прогнозная оценка удароопасности массива горных пород при отработке глубоких горизонтов Николаевского месторождения // *Горный информационно-аналитический бюллетень*. 2012. № 4. С. 96-102.
9. Повышение эффективности подземной разработки рудных месторождений Сибири и Дальнего Востока / А.М. Фрейдин, В.А. Шалауров, А.А. Еременко и др. Новосибирск: Наука, СИФ. 1992. 177 с.
10. Рассказов И.Ю., Петров В.А., Гладырь А.В., Тюрин Д.В. Геодинамический полигон Стрельцовского рудного поля: практика и перспективы // *Горный журнал*. 2018. № 7. С. 17-21.
11. Пустуев А.Л., Коновалова Ю.П., Мартымянов А.А. Принципы построения геодинамических полигонов при масштабном недропользовании // *Горный журнал*. 2012. № 1. С. 32-36.
12. Рассказов М.И., Гладырь А.В., Терешкин А.А., Цой Д.И. Сейсмоакустическая система контроля горного давления на подземном руднике «МИР» // *Проблемы недропользования*. 2019. № 2(21). С. 56-61.
13. Терешкин А.А., Мигунов Д.С., Аникин П.А., Гладырь А.В., Рассказов М.И. Оценка геомеханического состояния удароопасного массива горных пород по данным локального геоакустического контроля // *Проблемы недропользования*. 2017. № 1(12). С. 72-80.
14. Rasskazov M., Tereshkin A., Tsoi D., Miroshnikov V.I., Bagautdinov I., Kozhogulov K., Konstantinov K. Research of the formation of zones of stress concentration and dynamic manifestations based on seismoacoustic monitoring data in the fields of the Kola Peninsula // 2020. E3S Web of Conferences. С. 01009 URL: 10.1051/e3sconf/202019201009.
15. Цой Д.И., Рассказов М.И., Гладырь А.В., Терешкин А.А., Константинов А.В. Исследование влияния длиннопериодных деформационных волн на геоакустическую активность горного массива // *Проблемы недропользования*. 2019. №4(23). С. 66-73.
16. Гладырь А.В., Корчак П.А., Стрешнев А.А., Рассказов М.И., Терешкин А.А. Установка автоматизированной системы контроля горного давления «Prognoz-ADS» на опытном участке объединённого Кировского рудника АО «Апатит» // *Маркшейдерия и недропользование*. 2019. № 4(102). С. 52-56.

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ
ПРИМОРСКОГО КРАЯ
И АКТИВНОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНСКОГО
РАЗЛОМА ПО ДАННЫМ ГНСС-НАБЛЮДЕНИЙ
ЗА 2015–2022 гг.

Салахутдинова А.А.¹, Шестаков Н.В.^{1,2}

¹*Дальневосточный федеральный университет о. Русский*

²*Институт прикладной математики г. Владивосток*

salakhutdinova.aa@students.dvfu.ru

Современные движения земной коры (СДЗК) юга Дальнего Востока России, включая Приморский край, до сих пор изучены недостаточно, что связано с малонаселенностью и труднодоступностью большей части изучаемой территории. Практически единственным методом выполнения подобных исследований в Приморье является использование глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС).

В настоящей работе в результате обработки ГНСС-данных в программном обеспечении «Bernese 5.4» получены данные о скоростях земной коры Приморского края на ряде постояннодействующих ГНСС-станций, расположенных к западу и к востоку от оси крупнейшей тектонической структуры региона - Центрального Сихотэ-Алинского разлома (ЦСАР).

По данным ГНСС-наблюдений за 2015–2022 гг. получены количественные оценки вековых (плитных) движений земной коры в окрестностях п. Заповедное, г. Находка, г. Владивосток (Приморский край), расположенных в южной части ЦСАР, а также районе г. Дальнереченск, пгт. Терней и с. Рудная Пристань (Приморский край), расположенных в центральной части разлома. Модельное движение плиты (ITRF2014) на каждой определяемой станции в среднем составляет 27,5 мм/год к юго-востоку. Таким образом, в результате обработки ГНСС-данных в южной части Приморского края наблюдаются интенсивные постсейсмические явления, вызванные мощным землетрясением Тохоку 2011 года. При этом, скорости движения станций являются весьма стабильными. Скорости взаимных перемещений станций достигают 2 мм/год, однако смещения, связанные с разломом, не фиксируются.

Имеющиеся геологические оценки движений по ЦСАР достигают нескольких мм/год, однако существующие разрозненные современные геодезические данные позволяют утверждать, что смещений, превышающих первые мм/год в центральной части разлома, не выявлено.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВФУ № 22-07-01-007.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ

Сидоренко А.И., Боброва Д.А.

*Специальное конструкторское бюро средств автоматизации морских исследований, г. Южно-Сахалинск,
sidorenko.artem@inbox.ru*

Сегодня метод георадиолокации успешно применяется в разных отраслях: геологоразведке, строительстве, инженерных изысканиях, археологии. Одним из новых направлений применения георадара является проведение снегомерных и леδοмерных работ [1–3]. Актуальность данного направления состоит в том, что применение метода георадиолокации позволит безопасно проводить исследования снежного покрова в труднодоступных и опасных участках, например, в лавиносборе для оценки объема лавин. Данное направление исследований особенно актуально для Сахалина, где более семидесяти процентов территории острова являются лавиноопасными и относятся к наиболее опасным территориям России с точки зрения лавинной угрозы [4].

Традиционными методами исследования снежного покрова является снегосъёмка (с применением снегомерных реек) и стратиграфический метод (с помощью шурфовых работ и послойного измерения параметров снежной толщи). Но данные виды работ требуют особой подготовки, что предполагает участие специалиста, имеющего определенную квалификацию и опыт работы, специальное снаряжение, а также хорошую физическую подготовку. При освоении новых горных территорий не всегда есть возможность привлечения такого специалиста, что заставляет проводить постоянный поиск дистанционных, бесконтактных, безопасных методов мониторинга снежного покрова. Так, в последние годы начали активно внедряться такие современные технологии, как, например, лазерная съёмка и георадиолокация.

Поскольку снег является диэлектриком метод георадиолокации может стать альтернативным методом исследования снежного покрова в труднодоступных местах. В настоящее время с помощью георадиолокации можно получить данные о высоте и плотности снежного покрова, объеме потенциальной лавины. В перспективе с помощью метода георадиолокации станет возможным определять также структуру и текстуру

снежной толщи, что позволит прогнозировать сход наиболее разрушительных лавин – лавин перекристаллизации снежной толщи [5, 6].

В зимние сезоны 2020-2023 гг. авторами проводились исследования применения метода георадиолокации для мониторинга снежного покрова для оценки объема снега в лавиносборе, и индикации лавиноопасных слоев внутри снежной толщи.

Для оценки объема снега в лавиносборе проводились исследования на юго-западном побережье о. Сахалин (с. Чехов). Применялся георадар ОКО-2 с антенным блоком АБ-1700 [7]. На выбранном лавиносборе по трем трассам в режиме непрерывного зондирования спускался георадар (рисунок 1). Для уточнения высот слоев при обработке применялись металлические маркеры. Параллельно проводилась стратиграфическая работа в опорном шурфе. В результате обработки получены данные объема снега в лавиносборе, а также значение плотности снежной толщи,

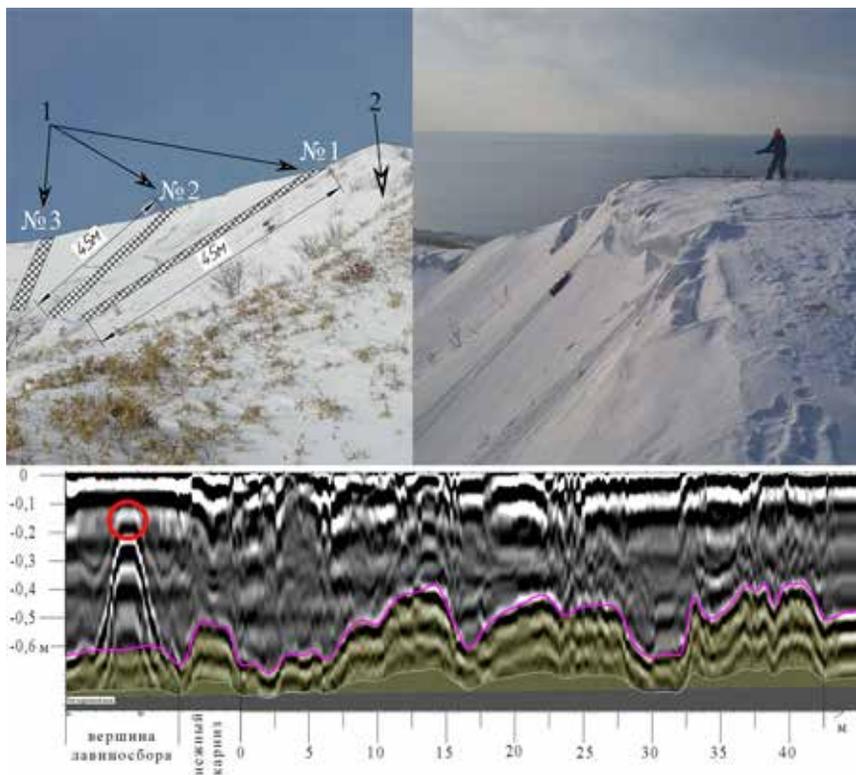


Рис. 1. Место проведения исследования и полученная радарограмма, где 1 – точки начала трасс спуска, 2 – место проведения стратиграфических работ.

Рис. 2. Применение метода георадиолокации для индикации слоев снежной толщи



которые совпали с данными натурных измерений плотности в опорном шурфе.

Для исследования возможности индикации слоев снежной толщи проводились исследования преимущественно на ровных участках. Также использовался георадар ОКО-2 с антенным блоком АБ-1700 [7]. Для этого выкапывалась длинная траншея (рисунок 2), определялось количество слоев, их плотность, текстура и структура, затем вдоль траншеи устанавливались металлические маркеры на границе слоев, что позволило при обработке произвести точную привязку высот слоев снежной толщи на радарограмме (рисунок 3). В результате на радарограмме визуально определяется слоистая структура снега, на протяжении всего участка слои соединяются или расходятся друг с другом, что подтверждается наблюдением специалиста в месте проведения исследования. Количество слоев совпадает с опорным шурфом, полученные значения диэлектриче-

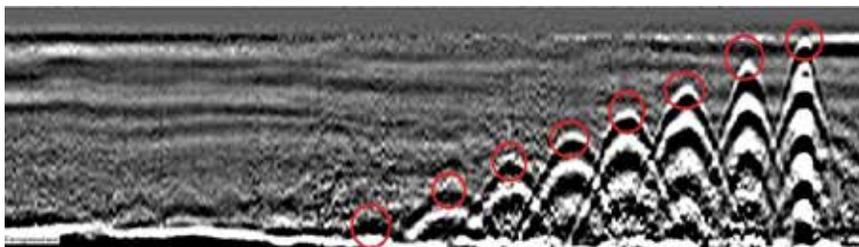


Рис. 3. Радарограмма снежной толщи с установленными на границе слоев металлическими маркерами

ской проницаемости каждого отдельного слоя дает возможность производить дальнейшие расчеты по определению плотности. В силу новизны применения данного метода имеются неточности в определении диэлектрических параметров отдельных слоев и определении слоев без использования маркеров. Но несмотря на это развитие данного направления является перспективным, так как позволяет безопасно и быстро проводить комплексное обследование снежного покрова.

Литература

1. Рагулина Г.А., Мелвольд Х., Русин И.Н., Салоранта Т.М. Георадарное исследование снежного покрова на горном плато Хардангервидда, Норвегия, в 2008-2011 годах // Вестник СПбГУ. 2013. Сер. 7. Вып. 2. С. 108-118.
2. Василевич И.И., Чернов Р.А. К оценке снегозапасов в русловых врезях методом георадиолокации на территории Арктического региона // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. №1. С. 5-15.
3. Попов С.В., Эберляйн Л. Опыт применения георадара для изучения строения снежно-фирновой толщи и грунта Восточной Антарктиды // Лед и снег. 2014. № 4(128). С. 95-106.
4. Казаков, Н.А. Лавинный режим Восточно-Сахалинских гор. / Н. А. Казаков и др. // Материалы гляциологических исследований. 1999. Вып.87. С. 211–215.
5. Сидоренко А.И. Результаты применения метода георадиолокации для индикации слоев снежной толщи / Сидоренко А.И., Боброва Д.А. // Экологические системы и приборы. 2022. № 9. С. 37–50. DOI 10.25791/esip.9.2022.1318. – EDN PUXEKQ.
6. Сидоренко А.И. Результаты применения метода георадиолокации для оценки объема снега в малых лавиносборах о. Сахалин / Сидоренко А.И., Боброва Д.А. // Экологические системы и приборы. 2023. №6. С. 12–22. DOI: 10.25791/esip.6.2023.1374
7. Радиотехнический прибор подповерхностного зондирования (георадар) «ОКО-3» Техническое описание, инструкция по эксплуатации ООО «Логические системы» Россия, Московская область 2018 г.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЕТРОВОГО АПВЕЛЛИНГА В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Солонец И.С., Файман П.А., Дидов А.А., Сапогов И.М.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, ТОИ
solonets.is@poi.dvo.ru*

Целью данной работы является исследование ветрового апвеллинга в прибрежной зоне северо-западной части Японского моря на основе Лагранжевого анализа с помощью модели LTRANS v.2b (Larval TRANSport Lagrangian model) [1][2]. Входными данными для LTRANS v.2b являются результаты модели циркуляции вод северо-западной части Японского моря, которая основана на модели океана ROMS.

Область исследований ограничена 133.1 в.д. с запада и 134.1 в.д. с востока (от мыса Поворотного до бухты Преображения), изобатой 200 метров с юга и береговой чертой с севера. Период исследований – сентябрь 2017 года.

Область исследований была выбрана, потому что в этом районе береговая черта относительно легко может быть аппроксимирована прямой линией, что упрощает вычисление индексов апвеллинга, рассчитанным по переносу и накачке Экмана.

Сентябрь был выбран для исследований апвеллинга по следующим причинам. В зонах апвеллинга происходит резкое изменение температуры из-за подъема придонных и промежуточных вод. В умеренных широтах в летний период времени придонная вода значительно холоднее поверхностной, а в зимний период, наоборот, придонная вода теплее, чем вода на поверхности. По температурным градиентам на поверхности моря апвеллинг относительно легко идентифицировать. Для исследования апвеллинга в указанном во введении регионе лучше всего выбрать сентябрь. Во-первых, именно в сентябре температурные градиенты будут максимальны – поверхность за лето хорошо прогрета и выходящие на поверхность придонные воды будут хорошо контрастировать с ними. Во-вторых, на сентябрь приходится смена летнего муссона на зимний и именно в сентябре чаще всего происходят благоприятные для апвеллинга метеорологические условия.

Индексы апвеллинга, посчитанные на основе пространственных аномалий ТПО по результатам моделирования, показали, что наиболее явно-выраженный апвеллинг случился в конце сентября-начале октября 2017 года. Индексы апвеллинга, рассчитанные по транспорту и накачке Экмана, согласуются с индексом апвеллинга, рассчитанным по градиенту ТПО, что в свою очередь так же свидетельствуют в пользу того, что в указанном районе в указанном временном промежутке происходил интенсивный апвеллинг[3].

Пассивные трассеры засеивались в придонном слое в области исследований. Были проведены запуски программы LTRANS за период интенсивного апвеллинга. Результаты расчетов анализировались. Среди трассеров были отобраны те, которые достигли поверхности, и температура которых изменилась в пределах не более 5 градусов. Таких трассеров оказалось менее одного процента от общего числа. В работе приводятся траектории движения трассеров и их эволюция по времени.

Литература

1. Schlag Z.R. and North E.W. 2012. Lagrangian TRANSport (LTRANS) V. 2 model User's Guide. Technical Report of the University of Maryland Center for Environmental Science Horn Point Laboratory. Cambridge, MD. 183 p.
2. North E.W., Hood R.R., Chao S.-Y., Sanford L.P. Using a random displacement model to simulate turbulent particle motion in a baroclinic frontal zone: a new implementation scheme and model performance tests // Journal of Marine Systems 2006. 60: 365-380 doi:10.1016/j.jmarsys.2005.08.003
3. Zhabin I., Dmitrieva E.V., Kil'matov T.R., Andreev A.G. Wind effects on the upwelling variability in the coastal zone of Primorye (the northwest of the Sea of Japan) // Russian Meteorology and Hydrology. 2017. Vol. 42. No. 3. P. 181-188. DOI 10.3103/S1068373917030050.

ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЙ АКУСТО-ЭМИССИОННЫЙ МЕТОД МОНИТОРИНГА ДИНАМИКИ ГЕОСРЕД

**Терешкин А.А.¹, Рассказов И.Ю.², Аникин П.А.¹, Цой Д.И.¹,
Рассказов М.И.¹**

*¹Институт горного дела – обособленное подразделение ХФИЦ ДВО РАН
(ИГД ДВО РАН)*

*²Хабаровский Федеральный исследовательский центр Дальневосточного отделения
Российской академии наук (ХФИЦ ДВО РАН) г. Хабаровск
andrey.tereshkin@bk.ru*

Акусто-эмиссионный (АЭ) метод мониторинга является перспективным геофизическим методом контроля горных выработок, которому в последние годы уделяется большое внимание.

Методика расчета удароопасности основывается на анализе основных параметров проявления акустической эмиссии, которая сопровождает процесс нагружения и разрушения горных пород [1].

Данный метод обладает рядом преимуществ, среди которых:

- оперативность оценки геодинамической обстановки;
- возможность разработки и дополнения комплексного критерия нестабильного геодинамического состояния на основе анализа значений основных количественных и качественных характеристик импульсов АЭ;
- локализация очагов повышенного горного давления [1];
- возможность достоверной оценки в условиях наличия технологических помех
- возможность детального анализа основных параметров импульсов естественной акустической эмиссии, а так же технологического шума различной природы.

Локальный инструментальный АЭ метод является частью комплексного геодинамического мониторинга и может выступать как дополнением к имеющимся стационарным системам контроля, так и самостоятельным методом.

Разработанный в 2013 году в институте горного дела прибор локального контроля первого поколения «Prognoz-L» [3–7] получил широкое распространение и зарекомендовал себя как надежное и оперативное средство мониторинга краевых частей массива на предприятиях обрабатывающих месторождения подземным способом, в том числе на рудниках Дальнего Востока, Забайкалья, Кольского полуострова, а так же стран СНГ.

Накопленный в Хабаровском институте горного дела более 10 лет опыт разработки и эксплуатации технических и методических инструментальных средств локального контроля позволил реализовать макет новой версии прибора «Prognoz-L2», рисунок 1. За время эксплуатации предыдущей версии прибора возникли новые решения, направленные на расширение технических возможностей для повышения его потенциала.



Рис. 1. Внешний вид и функции управления прибором «Prognoz-L2»

Для надежной оценки состояния выработок, а так же практичности эксплуатации оператором различной степени квалификации, в новой версии прибора реализовано: измерение текущего уровня шумов; динамические пороги обнаружения сигнала при измерении АЭ; визуализация результатов и процесса измерения; просмотр сигналограмм и параметров сигналов в режиме реального времени; статистические параметры принятых сигналов АЭ; настройки фильтров в ручном и автоматическом режиме; оперативное изменение и дополнение критериев оценки удароопасности; учетные записи пользователей; возможность воспроизводить записи и просматривать результаты из истории измерений; передача звука по Bluetooth; выгрузка данных на сторонние устройства через Wi-Fi и т.д. Всего разработано более 80 новых рабочих видовых экранов и всплывающих оконных сообщений.

Модернизированная версия прибора «Prognoz-L2» основана на современной и перспективной компонентной базе. Структурно прибор состоит из платы управления собственной разработки, блока беспроводной (Qi) зарядки и организации питания с встроенным активным барьером искробезопасной цепи, платы микрокомпьютера Raspberry Pi Zero W, IPS экрана и Li-рo аккумуляторной батареи.

Прибор используется совместно с пьезокерамическими вибропреобразователями серии AP2099-1000 которые разработаны специально для приборов серии «Prognoz-L2» и отличаются высокой чувствительностью, низким уровнем собственных шумов, надежностью, равномерностью АЧХ в диапазоне 1-16 кГц. Конструкция датчика, а так же соединительного кабеля исполнена шумо- виброизоляционной оболочкой для подавления внешних шумов негативно влияющих на процесс измерения.

Конструктив первичного преобразователя и корпуса прибора соответствует рудничному взрывозащищенному исполнению.

Корпус прибора разработан и изготовлен из VG280 (полиуретан) с повышенной стойкостью к механическим и температурным воздействиям. Для механической защиты конструктив корпуса содержит элементы в составе эластичного материала VytaFlex60. Корпус имеет степень защиты IP 65.

На программном уровне разработаны алгоритмы надежного выделения импульсов естественной акустической эмиссии в условиях техногенного шума, которые реализованы фильтрами четырех типов конфигурации:

- Фильтр верхних частот (ФВЧ), позволяет отсеивать импульсы, сгенерированные в результате работы тяжелой техники, транспортного, бурового, а так же погружного оборудования.

- Фильтр низких частот (ФНЧ), позволяет отсеивать импульсы как техногенного, так и природного характера генерирующих высокочастотные импульсы.

- Полосовой фильтр (ПФ) позволяет параллельно применять ФНЧ и ФВЧ с заданными значениями.

- Полосно-заграждающий (режекторный), позволяет производить фильтрацию шумовых импульсов с определенным значением параметра частоты, действующих в диапазоне регистрации естественной акустической эмиссии. К ним относятся импульсы механического происхождения при работе циклического оборудования.

Специфика использования прибора предполагает нахождение оператора в удароопасном месте продолжительное время (в участке проявления горного давления). Для безопасности в приборе реализовано дистанционное прослушивание аудиопотока оператором по беспроводному интерфейсу Bluetooth, а так же управление и обмен данными прибора с



Рис. 2. Прибор «Prognoz L2» в режиме проведения измерений

внешними устройствами (гарнитура, ноутбук, планшет, ПК) по интерфейсу Wi-Fi. Это позволяет получать результат и управлять прибором в процессе измерения на расстоянии до 20 м. Информация о результатах измерений, а также история работы прибора сохраняется на встроенной карте памяти формата micro-SD объемом до 128 ГБайт. Память прибора без выгрузки может вместить до 3000 измерений длительностью по 5 мин.

Основным преимуществом прибора «Prognoz-L2» является оперативная и достоверная оценка динамики геосред в условиях влияния внешних факторов на исследуемый локальный участок, рисунок 2.

«Prognoz L2» прошел промышленные испытания в условиях подземного рудника, на него получен патент нового средства измерения, а также сертификат соответствия рудничному исполнению (РН1 – рудничное нормальное).

Модернизация прибора локального контроля позволяет реализовать более совершенные алгоритмы измерения параметров акустических событий, повысить достоверность их интерпретации и анализа, учитывать сложные технологические условия мониторинга, а так же оперативно реализовывать дополнительные критерии оценки удароопасности.

Литература

1. Рассказов И.Ю., Аникин П.А., Цициашвили Г.Ш. Прогноз динамических проявлений горного давления на месторождении «Антей» по данным геоакустического мониторинга // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2013. № 10. С. 162-169.

2. Гладырь А.В., Корчак П.А., Стрешнев А.А. и др. Установка автоматизированной системы контроля горного давления «Prognoz ADS» на опытно-участке объединенного Кировского рудника АО «АПАТИТ» // Маркшейдерия и недропользование. 2019. № 4(102). С. 52-56.
3. Рассказов И.Ю., Мигунов Д.С., Аникин П.А. и др. Геоакустический портативный прибор нового поколения для оценки удароопасности массива горных пород // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2015. № 3. С. 169-179.
4. Сидляр А.В., Потапчук М.И., Терешкин А.А. Геомеханическое обоснование мер безопасности при разработке Николаевского полиметаллического месторождения, опасного по горным ударам // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2017. № 7. С. 184-194.
5. Tereshkin An., Rasskazov I., Anikin Pa. [et al.] Improvement of technology and procedures of local rockburst hazard control // IOP Conference series: Earth and environmental Science: Geodynamics and Stress State of the Earth's Interior, Novosibirsk, 30 сентября – 04 2019 года. Vol. 773. Novosibirsk: IOP Publishing Ltd, 2021. P. 012062. DOI 10.1088/1755-1315/773/1/012062.
6. Tereshkin A.A., Anikin P.A., Migunov D.S. Express assessment of rockburst hazard in “Nikolaevsk” and “International” mines by geoacoustic method // Problems of Complex Development of Georesources : electronic resource, Khabarovsk, 25–27 сентября 2018. Khabarovsk: EDP Sciences, 2018. P. 02021. DOI 10.1051/e3sconf/20185602021.
7. Терешкин А.А., Рассказов И.Ю., Аникин П.А., Мигунов Д.С. Результаты применения геоакустического метода локального контроля удароопасности на рудниках Дальнего Востока // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2017. № S24. С. 338-347. DOI 10.25018/0236-1493-2017-11-24-338-347.

НИКОЛАЕВСКИЙ ЛАЗЕРНЫЙ ДЕФОРМОМЕТР

**Цой Д.И.², Луговой В.А.², Рассказов И.Ю.¹, Терешкин А.А.²,
Рассказов М.И.²**

*¹ Хабаровский Федеральный Исследовательский центр Дальневосточного
отделения РАН, г. Хабаровск*

*² Институт горного дела – обособленное подразделение Хабаровского
Исследовательского Федерального центра Дальневосточного отделения РАН,
г. Хабаровск*

АО «Горно-металлургический комплекс Дальполиметалл» (АО «ГМК «Дальполиметалл») отрабатывает подземным способом ряд месторождений, характеризующихся сложными геомеханическими и удароопасными условиями. К настоящему времени на рудниках предприятия (преимущественно на месторождении «Николаевское») зарегистрирован весь спектр динамических проявлений горного давления, вплоть до сильных и разрушительных горных ударов, и с понижением горных работ, прогнозируется рост количества и интенсивности этих опасных явлений.

В таких условиях необходимы углубленные геомеханические исследования, в том числе с применением различных методов (сейсмического, деформационного, геоакустического, геодезического, тектонофизического и других) и измерительных комплексов с интеграцией данных в единую наблюдательную сеть [1–3]. Организация комплексных наблюдений позволит выделять региональные и локальные предвестники динамических явлений разного энергетического уровня в горных массивах и обосновать комплекс эффективных мер по снижению геодинамического риска и обеспечению допустимого уровня безопасности при ведении горных работ на участках, опасных по горным ударам [4–6].

Разработка и внедрение деформационной системы «Prognoz-D» (далее – система или Лазерный деформометр) с большой базой измерения позволит создать условия для более надежной оценки геомеханических и геодинамических процессов в зоне влияния горных работ [7–9].

В III квартале 2022 г. были проведены работы по вводу в эксплуатацию лазерного деформометра в районе действующего Николаевского рудника АО «ГМК «Дальполиметалл».

При обосновании места размещения павильона и организации режимных наблюдений принимался во внимание комплекс горнотехнических и технологических факторов. В результате изыскательских работ по выбору оптимального места для размещения павильона установки «Ла-

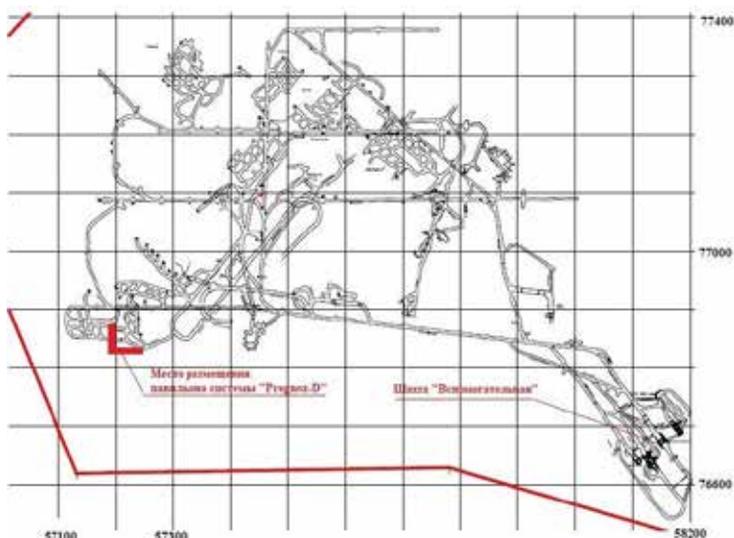


Рис. 1. Ситуационный план размещения системы «Prognoz-D»

зерный деформометр» было проработано несколько вариантов и принято решение, разместить его на горизонте -320 м Николаевского рудника в районе рудной залежи «Жерловая» по горной выработке штрек Разведочный 3 на отметке -323 м (рис. 1).

Выработка пройдена в прочных вмещающих породах, пересечена малоощной дайкой диоритов и находится вне зоны непосредственного влияния горных работ.

Важным является то, что, используя для установки системы штрек Разведочный 3 и примыкающую к нему перпендикулярную выработку, ориентированную под прямым углом к основным геодинамически активным разломам Николаевского месторождения (ближайшему ТН1, а также к ТН2 и ТН3).

Оптические элементы лазерного деформометра смонтированы на отдельных бетонных блоках. На рисунке 2 представлена основная оптическая часть интерферометра Майкельсона: частотно-стабилизированный лазер, система экстремального регулирования и вспомогательная аппаратура. Для устранения влияния вариаций показателя преломления в световоде из-за перепадов атмосферного давления на результаты измерений и обеспечения устойчивой интерференционной картины, в световоде обеспечен вакуум на уровне 90 кПа.

После установки лазерного деформометра на геодинамическом полигоне на участке рудничного поля Николаевского рудника, начиная с

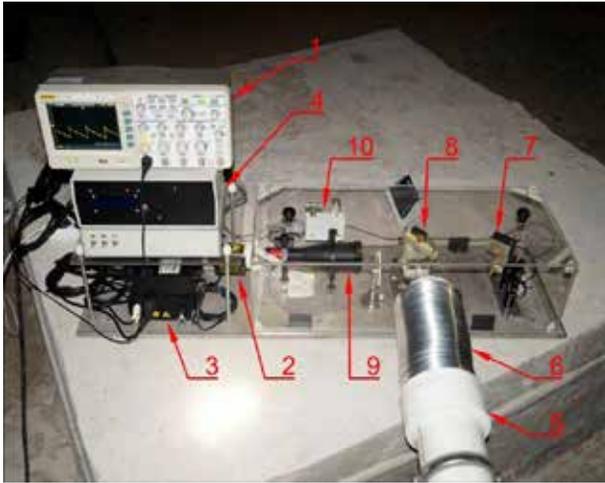


Рис. 2. Оптико-электронная часть деформометра

Интерференционный узел: 1 – осциллограф; 2 – лазер; 3 – блок питания лазера; 4 – система регистрации; 5 – лучевод; 6 – переходная гофра; 7 – пьезокерамические узлы; 8 – светоделительный кубик; 9 – коллиматор; 10 – резонансный усилитель.

сентября 2022 года, выполнялись опытно-промышленные испытания и тестовые измерения вариаций уровня микродеформаций земной коры в зоне расположения деформометра. При проведении измерений все данные записывались в виде часовых файлов с частотой 500 Гц, что позволило исследовать сигналы с частотой до 250 Гц. В дальнейшем проводилась их обработка на основе современных методов спектрального и статистического оценивания. Выполненная обработка позволила выявить некоторые особенности деформаций земной коры в зоне расположения лазерного деформометра.

Важной особенностью обладает спектр лазерного деформометра в высокочастотном диапазоне, в котором выделяется несколько постоянных источников с различной частотой. На рис. 3 показана динамическая спектрограмма, зарегистрированная за несколько суток, анализ которой свидетельствует о наличии источников с частотами 49, 98 и 132 Гц. Дан-

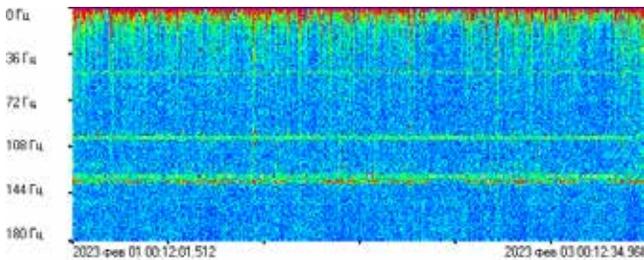


Рис. 3. Динамическая спектрограмма записи лазерного деформометра

ные колебания имеют, скорее всего, искусственное (техногенное) происхождение и связаны с работой горного оборудования в руднике, вентилированием горных выработок и т.д.

Кроме рассмотренных выше искусственных колебаний (техногенного шума) в высокочастотной области спектра выделены «резонансы» на частотах около 150 и 199 Гц, которые, вероятно, связаны с собственными частотами рудничного поля или минигеоблоков горных пород. Для более детального изучения источников техногенного шума собственных частот отдельных участков рудничного поля, а также собственных частот геоблоков необходимо выполнение дополнительных работ, связанных с искусственным возбуждением массива. Кроме того, необходимо выполнение модельных работ по точной идентификации выделенных колебаний и их связи с конкретными геоблоками на основе проведённых экспериментальных работ на лазерном деформометре и выполненных ранее геологических изысканиях.

Также на записях наблюдается уверенная регистрация суточных и полусуточных колебаний. Это говорит о том, что устои, на которых установлена оптическая скамья и уголковый отражатель стабилизировались, что позволяет регистрировать длиннопериодные колебания.

На рисунке 4 приведён спектр записи лазерного деформометра. Как видно из спектра, уровень шума находится на уровне около 31 пм, а деформация на базе прибора равна $0,69 \times 10^{-12}$, что является существенно лучше заявленной чувствительности деформометра.

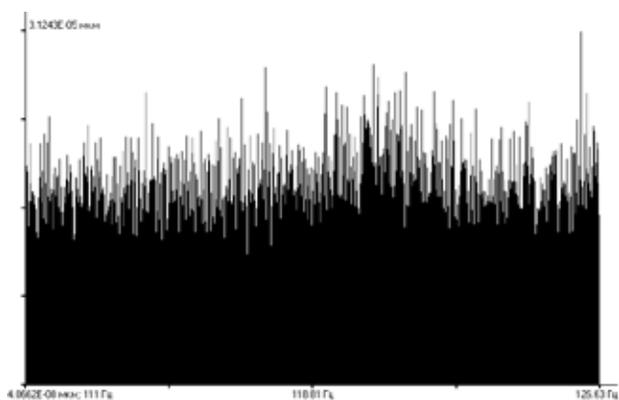


Рис. 4. Спектр записи лазерного деформометра

Дальнейшие работы по интерпретации результатов измерений планируется провести с целью:

- выявления блочного строения зоны контроля;

- определения резонансных характеристик блоков и регистрации изменений этих характеристик;
- определения первоисточников колебаний с разделением их на местные и удаленные - с дальнейшим отслеживанием изменений их параметров;
- выделения планетарных процессов, которые на резонансной основе могут действовать на выделенные блоки;
- определения степени влияния планетарных колебаний на региональные колебательные процессы.

Литература

1. Кочарян Г.Г., Костюченко В.Н., Павлов Д.В. Иницирование деформационных процессов в земной коре слабыми возмущениями // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7. № 1. С. 5–22.
2. Опарин В.Н. и др. Методы и системы сейсмодеформационного мониторинга техногенных землетрясений и горных ударов. Т.1,2. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2009.
3. Орлов В.А., Панов С.В., Парушкин М.Д., Фомин Ю.Н. Особенности деформаций земной коры накануне близкого сильного землетрясения по данным высокочувствительных лазерных измерений // Геодинамика и напряженное состояние недр Земли: сборник трудов Всероссийской конференции с участием иностранных ученых (Новосибирск, 6-10 июля 2009 г.). Новосибирск. 2010. С. 30–37.
4. Луговой В.А., Рассказов И.Ю., Цой Д.И., Рассказов М.И., Сидляр А. В. / Исследование влияния удаленных землетрясений на интенсивность геомеханических процессов в удароопасном массиве горных пород // VII Международная научная конференция «Проблемы комплексного освоения георесурсов» (ПКОГ, 2018), 25–27 сентября, Хабаровск.
5. Vladimir Lugovoy, Grigoriy Dolgikh, Denis Tsoy, Andrey Gladyr and Maksim Rasskazov. A study of the trigger effect in a rock burst-hazard rock massif by laser interferometry // The 5th International Conference, Sadovsky Institute of Geospheres Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow. 2019. P. 357–366.
6. Paige E. Snelling, Laurent Godin, Stephen D. McKinnon. The role of geologic structure and stress in triggering remote seismicity in Creighton Mine, Sudbury, Canada // International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. Vol. 58. February 2013. P. 166–179.
7. Цой Д.И., Рассказов М.И., Терешкин А.А. / Технические возможности лазерного деформографа при размещении в подземной горной выработке // Проблемы и перспективы комплексного освоения и сохранения земных недр. 2018. С. 136–139.
8. Takemoto Shuzo, Momose Hideo, Araya Akito, etc. A 100 m laser strainmeter system in the Kamioka Mine, Japan, for precise observations of tidal strains, Journal of Geodynamics. 2006. Vol. 41. P. 23–29.
9. Долгих Г.И., Привалов В.Е. Лазеры. Лазерные системы. Владивосток: Дальнаука. 2009. 202 с.

ЛОКАЛЬНЫЙ АПВЕЛЛИНГ, ВЫЗВАННЫЙ ВСПЛЫВАЮЩИМИ ПУЗЫРЬКАМИ

**Черных Д.В., Шахова Н.Е., Космач Д.А., Саломатин А.С.,
Дударев О.В., Спивак Э.А., Доманюк А.В., Семилетов И.П.**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
denis.chernykh.vl@gmail.com*

Газовые факелы (ГФ), области непрерывной эмиссии пузырьков из морского дна (рис. 1), зарегистрированы в каждом Земном океане на глубинах от нескольких метров до 3 и более километров. Прямые измерения проб газа, переносимого такими пузырьками, показали, что в их составе преобладает метан. В настоящее время для обнаружения и исследования ГФ используются эхолоты и гидролокаторы, способные записывать акустический сигнал об уровнях обратного рассеяния звука в цифровом виде. Благодаря данным свойствам, в последнюю декаду, был разработан ряд дистанционных методов оценки количества метана, доставляемого ГФ из донных отложений в придонные слои водной толщи [1-5]. Тем не менее ни один из предложенных методов не позволяет получить досто-

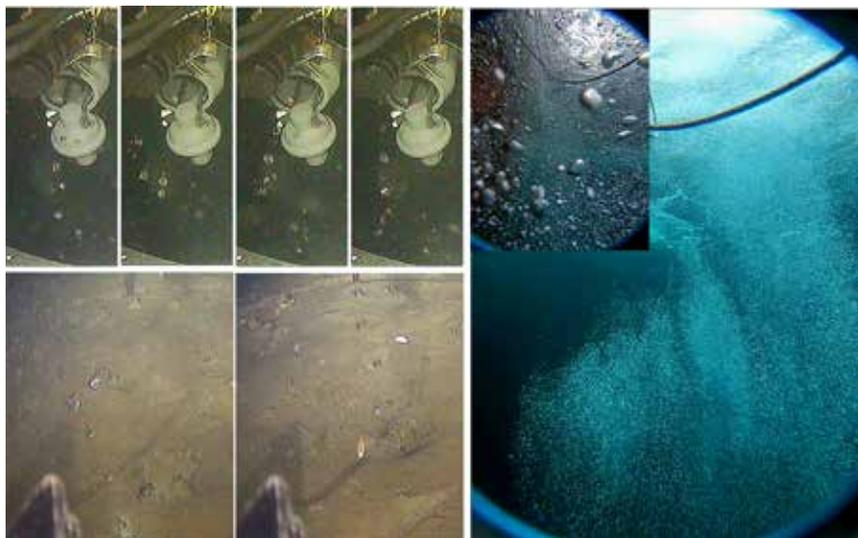


Рис. 1. Фрагменты видеозаписей газовых факела, сформированных из пузырьков, полученные в море Лаптевых [5] и Восточно-Сибирское море в 2011 и 2019 гг.

верные оценки количества метана, переносимого ГФ в приводные слои атмосферы так как в предложенных методах не учитываются процессы газообмена, происходящие между пузырьками и водной средой, через которую пузырьки всплывают.

В комплексных арктических экспедициях Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева, прошедших в период с 2011 по 2020 гг., авторами были обнаружены ГФ с различной интенсивностью (поток) всплывающих пузырьков (рис. 1) [5]. Установлено, что величина пузырьковой эмиссии метана в атмосферу и степень насыщенности метана, растворенного в окрестностях ГФ определяется величиной пузырькового потока. В некоторых случаях поток всплывающих пузырьков может привести к формированию локального апвеллинга - подъему придонной морской воды к поверхности. При этом величина локального апвеллинга пропорциональна величине потока всплывающих из морского дна пузырьков. В свою очередь, локальный апвеллинг увеличивает скорость всплытия пузырьков, что приводит к сокращению времени взаимодействия всплывающих пузырьков со столбом морской воды, через который они всплывают. Это явление приводит к неучтенному увеличению транспортируемого метана оценить которое, крайне важно в условиях мелководных морей, омывающих российский Арктический шельф. Поэтому, для определения вклада локального апвеллинга в количество метана, переносимого ГФ, был разработан и сконструирован экспериментальный стенд, позволяющий, в условиях максимально приближенных к природным, определить величины локального апвеллинга, вызванного непрерывно всплывающими пузырьками, в зависимости от их геометрических размеров и их интенсивности (потока).

Разработанный стенд состоит из прозрачной камеры, системы соединенных с камерой газовых трубок, выдерживающих высокое давление, технических отверстий, предназначенных для установки датчиков электропроводимости и солености, расходомеров, работающих в диапазоне от 0,1 до 720 л · мин⁻¹, воздушного компрессора с буфером объемом 40 л и осветительных приборов. Рабочее давление в водной среде стенда составляет 1 атм., высота водного столба может достигать 850 мм, диаметр генерируемых пузырьков варьируются от 1,0 до 15,0 мм. На рисунке 2 представлен экспериментальный стенд и его принципиальная схема.

Разработанный стенд позволяет определять величины локального апвеллинга, вызванного непрерывно всплывающими пузырьками, в зависимости от их геометрических размеров, и интенсивности их генерации (интенсивности потока газа). От описанной в литературе установки [6], позволяющей изучать газообмен дискретно всплывающих пузырьков со столбом жидкости, данный стенд отличается возможностью исследования зависимости величины газообмена от величин потока (коли-

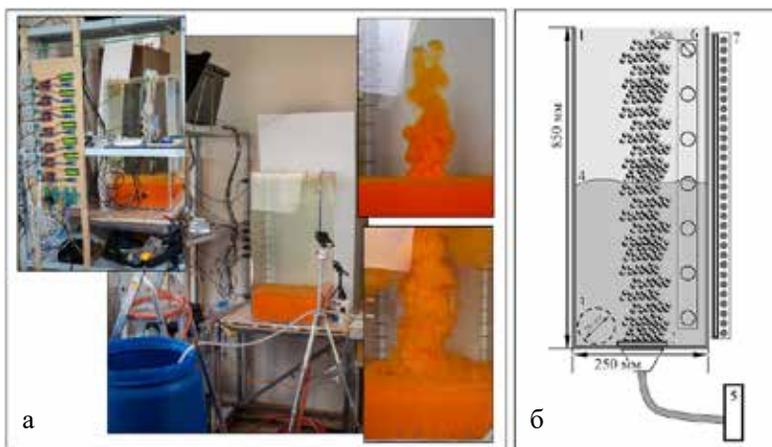


Рис. 2. Фотография стенда, сконструированного для исследования локального апвеллинга (а) и его принципиальная схема (б). 1 – рабочая зона стенда (прозрачная емкость объемом до 50 литров); 2 – система генерации всплывающих пузырьков (распылительные камни, различной плотности, или одиночные сопла); 3 – патрубки для слива или подачи жидкостей в рабочую зону экспериментального стенда; 4 – граница раздела двух жидкостей разной плотности; 5 – система подачи газовой смеси с регулируемым расходом вещества; 6 – технические отверстия для отбора проб жидкости и установки датчиков электропроводности и температуры; 7 – светодиодные осветители с регулируемым спектром светового потока и интенсивностью освещения

чества) непрерывно всплывающих пузырьков и локального апвеллинга, вызванного данными пузырьками. Проводимые эксперименты заключались в следующем: в нижней части рабочей камеры экспериментального стенда, в зависимости от поставленной задачи, устанавливается одиночное сопло или распылительный камень заданной пористости, генерирующее всплывающие пузырьки необходимого размера: 1) в виде одиночно всплывающих пузырьков, 2) в виде одиночной непрерывной цепочки пузырьков или 3) в виде непрерывного массивного пузырькового выброса. Затем через патрубки, предназначенные для наполнения и слива жидкости, в камеру экспериментального стенда поступают водные растворы с различной плотностью, обусловленной степенью солёности жидкости, формируя водную среду с ярко выраженной границей раздела (стратификации). Для эффективного определения параметров апвеллинга более солёная жидкость окрашена красителями, способными окрашивать солёную водой. Далее, через сопло или распылительный камень с помощью воздушного компрессора в камеру с заданным потоком подается газ (воздух или чистый метан). На выходе сопла или распылительного камня образуются пузырьки, которые

отрываются и всплывают, проходя сформированный в камере водный столб разрушая границу раздела воды различной плотности (имитация двуслойной структуры водных масс) и формируя локальный апвеллинг. Цикл проводимых экспериментов составлял от 5 минут до 4 часов в зависимости от интенсивности всплывающих пузырьков.

В результате проведенных экспериментов, с помощью пузырьков характерные размеры которых являются типичными для арктических морей (средний диаметр 10 мм) [5], были смоделированы ГФ поток которых был определен in-situ, с помощью видеозаписей, полученных в натуральных условиях (рис. 1). Локальный апвеллинг наблюдался как при прохождении цепочки пузырьков (потоки $0,06$ и $0,12$ л · м⁻¹), так и в случае массивованного пузырькового выброса ($1,0$ л · м⁻¹). Путем ввода корректирующих коэффициентов, учитывающих величину газообмена между всплывающими пузырьками и столбом жидкости, через которую они всплывают, полученные результаты позволят повысить точность количественной оценки современной эмиссии метана, поступающего из акваторий морей российской Арктики в атмосферу региона.

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания № АААА-А20-120021990003-3 и гранта РФФИ № 22-67-00025.

Литература

1. Krylov A. A., Ananiev R. A., Chernykh D. V., Alekseev D. A., Balikhin E. I., Dmitrevsky N. N., Novikov M. A., Radiuk E. A., Domaniuk A. V., Kovachev S. A., Timashkevich G. K., Ivanov V. N., Ilinsky D. A., Ganzha O. Y., Gunar A. Y., Pushkarev P. Y., Koshurnikov A. V., Lobkovsky L. I., Semiletov I. P. A complex of marine geophysical methods for studying gas emission process on the Arctic Shelf // *Sensors*. 2023. V. 23. № 8. P. 3872.
2. Chernykh D., Yusupov V., Salomatin A., Kosmach D., Shakhova N., Gershelis E., Konstantinov A., Grinko A., Chuvilin E., Dudarev O., Koshurnikov A., Semiletov I. Sonar estimation of methane bubble flux from thawing subsea permafrost: A case study from the Laptev Sea shelf // *Geosciences (Switzerland)*. 2020. V. 10. № 10. P. 1-14.
3. Chernykh D. V., Salomatin A. S., Yusupov V. I., Shakhova N. E., Kosmach D. A., Dudarev O. V., Gershelis E. V., Silionov V. I., Ananiev R. A., Grinko A. A., Semiletov I. P. Acoustic investigations of the deepest methane seeps in the Okhotsk Sea // *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University, Geo Assets Engineering*. 2021. V. 332. № 10. P. 57-68.
4. Römer M., Hsu C.-W., Lohrer M., Macdonald I., Ferreira C., Pape T., Mau S., Bohrmann G., Sahling H. Amount and fate of gas and oil discharged at 3400 m water depth from a natural seep site in the Southern gulf of Mexico // *Frontiers in Marine Science*. 2019. T. 6. P. 1-18.
5. Shakhova N., Semiletov I., Sergienko V., Lobkovsky L., Yusupov V., Salyuk A., Salomatin A., Chernykh D., Kosmach D., Panteleev G., Nicolsky D., Samarkin V., Joye S., Charkin A., Dudarev O., Meluzov A., Gustafsson O. The East Siberian Arctic Shelf: towards further assessment of permafrost-related methane fluxes and role of sea ice // *Philosophical Transactions of the Royal Society a Mathematical Physical and Engineering Sciences*. 2015. V. 373. № 2052. P. 13.
6. Черных Д., Космач Д., Константинов А., Шахова Н., Саломатин А., Юсупов В., Силионов В., Семилетов И. Стенд для исследования газообмена между всплывающими пузырьками метана и водной средой // *Приборы и техника эксперимента*. 2019. № 1. С. 156-157.

Список всех участников
XIII Симпозиума «Физика геосфер»

- | | |
|-----------------------|-----------------------|
| 1. Александрова А.Г. | 42. Диденкулова И.И. |
| 2. Алексанина М.Г. | 43. Дидов А.А. |
| 3. Ардюков Д.Г. | 44. Долгих Г.И. |
| 4. Артемьев А.В. | 45. Долгих С.Г. |
| 5. Багаутдинов И.И. | 46. Доманюк А.В. |
| 6. Баринов Н.Н. | 47. Дубина В.А. |
| 7. Бенгард А.В. | 48. Дударев О.В. |
| 8. Бессонова Е.А. | 49. Егоров Е.И. |
| 9. Боброва Д.А. | 50. Журавлев П.В. |
| 10. Болсуновский М.А. | 51. Зайцев А.И. |
| 11. Бородин В.А. | 52. Зверев С.А. |
| 12. Босин А.А. | 53. Зимин П.С. |
| 13. Буланов А.В. | 54. Злобина Н.В. |
| 14. Буланов В.А. | 55. Иванов М.П. |
| 15. Буренин А.В. | 56. Иволга Е.Г. |
| 16. Бычкова В.И. | 57. Казачек М.В. |
| 17. Вакульская Н.М. | 58. Капач С.С. |
| 18. Валитов М.Г. | 59. Каплуненко Д.Д. |
| 19. Гаврилов А.А. | 60. Касаткин Б.А. |
| 20. Гайко Л.А. | 61. Касаткин С.Б. |
| 21. Герасименко М.Д. | 62. Кислов М.В. |
| 22. Герасимов Г.Н. | 63. Ковзель Д.Г. |
| 23. Гладских Д.С. | 64. Кокоулина М.В. |
| 24. Глазунов А.В. | 65. Коломиец А.Г. |
| 25. Голдобин Д.Н. | 66. Константинов А.В. |
| 26. Голик А.В. | 67. Коротченко Р.А. |
| 27. Гончарова А.А. | 68. Короченцев В.И. |
| 28. Горбаренко С.А. | 69. Корсков И.В. |
| 29. Горбунов А.В. | 70. Космач Д.А. |
| 30. Гордейчук Т.В. | 71. Костив А.Е. |
| 31. Горовой С.В. | 72. Костык В.А. |
| 32. Горшков А.А. | 73. Кошелева А.В. |
| 33. Градов В.С. | 74. Кузнецова А.М. |
| 34. Градова М.А. | 75. Кузнецова Н.В. |
| 35. Гриценко В.А. | 76. Куркин А.А. |
| 36. Громашева О.С. | 77. Куркина О.Е. |
| 37. Грунин А.П. | 78. Кустова Е.В. |
| 38. Гулин О.Э. | 79. Лазарюк А.Ю. |
| 39. Дебольский А.В. | 80. Леоненков Р.В. |
| 40. Диденко В.В. | 81. Лешневский Ю.Ф. |
| 41. Диденкулова Е.Г. | 82. Лештаев В.С. |

83. Ли Н.С.
84. Лисовицкий А.С.
85. Луговой В.А.
86. Лысенко Е.С.
87. Любичский Ю.В.
88. Ляшков А.С.
89. Манилов Ю.Ф.
90. Мельниченко Н.А.
91. Мишаков А.В.
92. Мишуков В.Ф.
93. Мишукова Г.И.
94. Мороз В.В.
95. Морозов К.В.
96. Мортиков Е.В.
97. Москвитин А.А.
98. Московченко Л.Г.
99. Навроцкий В.В.
100. Наумов С.Б.
101. Немов Т.М.
102. Нерода А.С.
103. Новотрясов В.В.
104. Носов Д.А.
105. Овчаренко В.В.
106. Осипов И.Е.
107. Оськин Д.А.
108. Павлова Е.П.
109. Пак А.Х.
110. Пелиновский Е.Н.
111. Пермяков М.С.
112. Пивоваров А.А.
113. Плетнев С.П.
114. Полин В.Ф.
115. Прошкина З.Н.
116. Рассказов И.Ю.
117. Рассказов М.И.
118. Рассказова А.В.
119. Розанов И.Ю.
120. Рыжих В.В.
121. Салахутдинова А.А.
122. Саломатин А.С.
123. Самченко А.Н.
124. Сапогов И.М.
125. Седьшева Т.Е.
126. Семибаламут В.М.
127. Семилетов И.П.
128. Сигеев И.А.
129. Сидоренко А.И.
130. Сизиков И.С.
131. Симоненко С.В.
132. Слюняев А.В.
133. Солонец И.С.
134. Спивак Э.А.
135. Старжинский С.С.
136. Степанов Д.В.
137. Стороженко А.В.
138. Стрешнев А.А.
139. Съедин В.Т.
140. Тагильцев А.А.
141. Талипова Т.Г.
142. Телегин Ю.А.
143. Терехов Е.П.
144. Терешкин А.А.
145. Тимофеев А.В.
146. Тимофеев В.Ю.
147. Ткаченко Е.С.
148. Троицкая Ю.И.
149. Тюевеев А.В.
150. Файман П.А.
151. Фищенко В.К.
152. Хайдаров З.Х.
153. Харламов П.О.
154. Харченко Т.А.
155. Хаякава К.
156. Хмельёва О.В.
157. Храпченков Ф.Ф.
158. Цой Д.И.
159. Черных Д.В.
160. Чупин В.А.
161. Шатилина Т.А.
162. Шахова Н.Е.
163. Швец В.А.
164. Швырев А.Н.
165. Шестаков Н.В.
166. Щеглов С.Г.
167. Щуров В.А.
168. Яковенко С.В.
169. Якшина Д.Ф.
170. Ярощук И.О.
171. Flamarion M.V.

СОДЕРЖАНИЕ

Секция 1

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ И СРЕДСТВА МОНИТОРИНГА И ТОМОГРАФИИ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН

Александрова А.Г. Результаты мониторинга полей углеводородных газов на нефтегазоперспективных акваториях	7
Алексанина М.Г., Оценка влияния ветрового дрейфа на расчёт скоростей течений поверхности океана по спутниковым данным	12
Артемьев А.В., Горшков А.А., Громашева О.С., Оськин Д.А., Хайдаров З.Х. Испытания датчиков в динамике для определения устойчивости плавучей платформы	17
Буланов В.А., Корсков И.В., Стороженко А.В. Об исследовании рассеяния звука в верхнем слое японского моря	25
Вакульская Н.М., Дубина В.А. Внутридекадная изменчивость ледовитости дальневосточных морей	26
Гайко Л.А. Особенности термического режима вдоль побережья Приморского края в 2021–2022 годах	26
Горовой С.В., Тагильцев А.А., Костив А.Е. Экспериментальное оценивание зависимости чувствительности приемника градиента давления инерционного типа от его плавучести	32
Горовой С.В., Наумов С.Б. Корреляция сейсмосигналов, одновременно зарегистрированных сейсмическими станциями мыс Шульца и залив Посыета	35
Долгих Г.И., Долгих С.Г., Чупин В.А., Швец В.А. Дистанционный сейсмоакустический мониторинг тропических циклонов	39
Долгих С.Г. Морские инфрагравитационные волны по данным лазерного измерителя вариаций гидросферного давления	42
Дубина В.А., Лысенко Е.С., Хмельёва О.В. Вихревые и волновые явления в динамике вод Тауйской губы (Охотское море)	45
Егоров Е.И. Что измеряет и что может измерять деформограф академика Г.И. Долгих	47
Ковзель Д.Г., Гриценко В.А. Автономные вертикальные акустико-гидрофизические измерительные системы «Моллюск»	50
Коломиец А.Г., Герасименко М.Д., Герасимов Г.Н., Шестаков Н.В. Геофизические исследования в районе озера Ханка в 2021–2022 гг.	54
Коротченко Р.А., Кошелева А.В. Применение методов искусственного интеллекта и глубокого обучения в обработке гидрологических данных	57

Коротченко Р.А., Кошелева А.В. Поиск гидрофизических явлений на шельфе типа внутреннего солибора с помощью методов Machine Learning	60
Кустова Е.В., Лазарюк А.Ю., Харламов П.О., Тювеев А.В., Мельниченко Н.А. Определение плотности морского льда средствами компьютерной томографии	62
Леоненков Р.В. Актуальность базы данных полевых измерений сейсмической и вулканической активности для информационной поддержки сервисов предметно-специфических признаков и спектральных характеристик на территории Сахалинской области	66
Любицкий Ю.В. О причинах экстраординарных сейшевых колебаний в Преображении и Рудной Пристани	70
Мишуков В.Ф., Нерода А.С., Хаякава К. Результаты многолетних международных исследований ПАУ в составе атмосферного аэрозоля в регионе Восточной Азии	74
Мороз В.В., Шатилина Т.А. Формирование аномальных термических режимов вод Курильского района	79
Навроцкий В.В., Храпченков Ф.Ф., Павлова Е.П. О взаимосвязи градиентов температуры и градиентов скорости течений при наличии внутренних волн	83
Наумов С.Б., Овчаренко В.В. Сейсмичность Приморья за 2021–2023 гг.	86
Овчаренко В.В. Регистрация катастрофических землетрясений, произошедших в Турции 06.02.2023	90
Пак А.Х. Комплексные исследования технических характеристик прочных корпусов	93
Рассказов И.Ю., Луговой В.А., Цой Д.И., Горбунов А.В. Оптический приемник для регистрации акустических сигналов в конденсированных средах	96
Саломатин А.С., Черных Д.В., Доманюк А.В., Семилетов И.П. Попутные гидроакустические исследования районов пузырьковой разгрузки метана в окраинных морях Дальнего Востока.....	100
Самченко А.Н., Ярошук И.О. Акустические параметры донных отложений в заливе Посьета Японского моря.....	104
Самченко А.Н., Пивоваров А.А., Кошелева А.В., Швырев А.Н., Ярошук И.О. Влияние тайфунов на гидрологию залива Петра Великого Японского моря	109
Симоненко С.В. Термогидрогравитационная технология оценки максимальной магнитуды сильнейшего землетрясения Земли в течение марта 2023 года	115
Фищенко В.К., Гончарова А.А., Голик А.В., Зимин П.С. Применение процедуры субпиксельного трекинга для регистрации колебаний	

уровня моря в бухте Золотой Рог на основе анализа видеотрансляций	118
Фищенко В.К., Гончарова А.А., Голик А.В., Зимин П.С. Программа QAVIS: применение для исследования характеристик морского волнения с использованием интернет-видеотрансляций с надводных и подводных камер	127
Чупин В.А., Долгих Г.И., Овчаренко В.В. Вариации микросейсмических колебаний, возбуждаемых тропическими циклонами в Японском море	133
Швец В.А., Яковенко С.В. Анализ данных лазерного деформометра рудника «Николаевский»	136
Швец В.А., Яковенко С.В. Лабораторная система проверки лазерно-интерференционного измерителя вариаций давления гидросферы	139
Щуров В.А., Ткаченко Е.С., Ляшков А.С., Щеглов С.Г. Структура вектора акустической интенсивности тонального сигнала в волноводе мелкого моря	142

Секция 2

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И МОДЕЛЬНО-ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ)

Бессонова Е.А., Зверев С.А. Новые сведения о морфологии, глубинах залегания и вещественном составе источников магнитных аномалий центральной части залива Петра Великого (Японское море)	149
Гаврилов А.А. Методические аспекты применения визуализированных цифровых моделей рельефа для морфоструктурного и морфотектонического картографирования дна морей и океанов	152
Гаврилов А.А. Индикация очаговых структур северо-западной части дна Охотского моря на основе геоморфологических и космогеологических данных	158
Гаврилов А.А. Очаговые структуры Курильской островной дуги и дна прилегающих акваторий (по данным анализа визуализированной цифровой модели рельефа и материалов дистанционного зондирования из космоса)	162
Горбаренко С.А., Симоненко С.В., Босин А.А. Синтезированная хронология столетних похолоданий голоцена в Северном полушарии и механизмы их проявлений	167

Манилов Ю.Ф., Иволга Е.Г., Овчаренко В.В. Особенности глубинного строения юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона	170
Манилов Ю.Ф. Строение литосферы Алдано-Майского осадочного бассейна по результатам интерпретации гравиметрической информации	175
Мишукова Г.И. Потоки метана на границе раздела вода-атмосфера и районирование акватории Южно-Китайского моря в зимне-осенний период	179
Плетнев С.П., Съедин В.Т., Седышева Т.Е. Вторичные вулканические постройки на поверхности гайотов Магеллановых гор (Тихий океан)	183
Полин В.Ф. Петрогеохимические критерии геодинамической обстановки формирования Бокурского щёлочнобазит-щёлочномезитового комплекса Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита	187
Прошкина З.Н., Валитов М.Г., Телегин Ю.А., Ли Н.С., Сигеев И.А. Глубинное строение земной коры центральной части Южно-Татарского бассейна и аномалии метана	193
Старжинский С.С. Натурное тестирование 3d инверсии магнитовариационных типперов	197
Съедин В.Т., Плетнев С.П., Седышева Т.Е. Возрастные вулканические комплексы и геологические этапы эволюции гайотов Магеллановых гор (Тихий океан)	202
Тимофеев В.Ю., Тимофеев А.В., Ардюков Д.Г., Валитов М.Г., Сизиков И.С., Носов Д.А., Семибаламут В.М. Комплексные измерения смещений в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны (сейсмостанция Талая)	210
Тимофеев В.Ю., Тимофеев А.В., Ардюков Д.Г., Голдобин Д.Н., Валитов М.Г., Носов Д.А., Сизиков И.С. Модели гравитационного поля по спутниковым данным и строение Горного Алтая	214
Харченко Т.А., Терехов Е.П., Баринов Н.Н. Акцессорные минералы гранитоидов седанкинского комплекса острова Русский	218

Секция 3

МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЙСМОАКУСТИКО-ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН

Гордейчук Т.В., Казачек М.В. Люминесценция металлов в кавитационном облаке растворов концентрированных солей натрия и кальция	225
---	-----

Гулин О.Э., Ярошук И.О. К вопросу об адиабатическом приближении в задаче распространения низкочастотного звука в мелководном арктическом волноводе со случайно-неровной донной границей	230
Долгих Г.И., Мишаков А.В. Сейсмическое время в физике землетрясений	235
Зайцев А.И., Диденкулова И.И., Талипова Т.Г., Пелиновский Е.Н. Логнормальное распределение высот цунами: теория, наблюдения и численное моделирование	243
Касаткин Б.А., Злобина Н.В., Касаткин С.Б. Несамосопряжённая модельная постановка граничной задачи Пекериса	247
Касаткин Б.А., Злобина Н.В., Касаткин С.Б. Отражение звуковых волн на границе раздела двух жидких сред. Несамосопряжённая модельная постановка	265
Короченцев В.И., Бенгард А.В., Рыжих В.В., Овчаренко В.В. Возможности повышения эффективной акустической связи в обстановке плавучих льдов	277
Кокоулина М.В., Куркина О.Е., Куркин А.А. Особенности плотностной стратификации вод Японского моря по данным гидрологического атласа WOA18 в контексте характеристик длинных внутренних волн	280
Куркина О.Е., Пелиновский Е.Н., Куркин А.А. Модуляционная неустойчивость нелинейных волновых пакетов в рамках расширенного модифицированного уравнения Кортевега-де Вриза	284
Новотрясов В.В. Параметрическое возбуждение внутренних волн в зал. Посыета сейшевыми колебаниями его уровня	287
Слюняев А.В. Численное моделирование и измерения морских волн-убийц	290

Секция 4

МОЛОДЫЕ ИССЛЕДОВАТЕЛИ ПРОЦЕССОВ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН

Болсуновский М.А. Исследование ковулканических ионосферных аномалий, сгенерированных извержением вулкана Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай 15 января 2022 г., над территорией Приморского края и смежными районами	295
Будрин С.С., Долгих Г.И., Долгих С.Г., Чупин В.А. Волны зыби как «предвестники» надвигающегося тайфуна	299
Буланов А.В. Исследования спектральных характеристик морской воды с применением автоматизированного ультразвукового и лазерного комплекса	303

Буренин А.В., Диденко В.В. Особенности эффектов смещения частоты в гидроакустических волноводах мелкого моря	307
Буренин А.В., Осипов И.Е. Особенности распространения сложных сигналов в гидроакустическом волноводе на стационарной трассе в мелком море	310
Бычкова В.И., Гладских Д.С., Дебольский А.В., Мортиков Е.В. Развитие блока расчетов турбулентных потоков ИВМ-РАН для водных поверхностей	313
Гладских Д.С., Мортиков Е.В. Численное моделирование термогидродинамики и биогеохимии стратифицированных внутренних водоемов с применением модифицированной модели турбулентного переноса	316
Градов В.С., Якшина Д.Ф. Влияние учета проникающей коротковолновой радиации при численном моделировании температурного режима сибирских шельфовых морей	320
Градова М.А. Моделирование распространения загрязнений, поступающих в Северный Ледовитый океан с речными водами	324
Громашева О.С., Кислов М.В. Разработка автоматизированной информационной подсистемы мониторинга геофизических процессов .	328
Диденкулова Е.Г. Каталог волн-убийц в Мировом океане в период с 2005 по 2021 гг.	333
Диденкулова Е.Г., Пелиновский Е.Н., Flamarion M.V. Солитонная турбулентность в рамках уравнения Шамеля	336
Долгих Г.И., Болсуновский М.А., Будрин С.С., Долгих С.Г., Чупин В.А., Швец В.А. Межгеосферное взаимодействие в гравитационном и инфрагравитационном диапазонах	339
Иванов М.П., Долгих С.Г. Расчет коэффициента преобразования данных лазерного измерителя вариаций давления гидросферы от глубины погружения	342
Капач С.С., Лешневский Ю.Ф., Журавлев П.В., Пермяков М.С. Дальневосточная сеть локализации атмосферных электрических разрядов	344
Константинов А.В., Лештаев В.С., Грунин А.П. Анализ сейсмоакустических данных системы PROGNOZ-ADS на руднике Николаевский	348
Костык В.А., Каплуненко Д.Д., Бородин В.А. Анализ внутригодовой изменчивости температуры и осадков ДФО по восстановленным данным ВНИИГМИ-МЦД	351
Кузнецова Н.В., Степанов Д.В. Вихревой поток соли и его влияние на вертикальный обмен в северо-западной части Японского моря ...	353

Кузнецова А.М., Гладских Д.С., Троицкая Ю.И. Влияние скорости ветра на моделирование термического режима внутренних водоемов	355
Лисовицкий А.С., Московченко Л.Г. Мультифрактальный анализ микродеформаций земной коры с помощью лазерных деформографов классического типа	358
Морозов К.В., Багаутдинов И.И., Стрешнев А.А. Обеспечение прогноза опасных геодинамических явлений методом комплексного мониторинга напряженно-деформированного состояния массива	362
Мортиков Е.В., Дебольский А.В., Глазунов А.В. Применение двухпараметрических замыканий для параметризации процессов вертикального перемешивания в моделях общей циркуляции океана	...
Москвитин А.А. Натурные исследования распределения солености по акватории озера Тунайча	369
Немов Т.М., Шестаков Н.В. Современная геодинамика острова Аскольд по данным ГНСС наблюдений за 2021–2023 гг.	372
Рассказов М.И., Рассказов И.Ю., Цой Д.И., Терёшкин А.А., Константинов А.В., Лештаев В.С., Рассказова А.В., Багаутдинов И.И., Розанов И.Ю. Геодинамический полигон Дальнегорского рудного поля	373
Салахутдинова А.А., Шестаков Н.В. Современные движения земной коры Приморского края и активность Центрального Сихотэ-Алинского разлома по данным ГНСС-наблюдений за 2015–2022 гг.	378
Сидоренко А.И., Боброва Д.А. Применение метода георадиолокации для исследования снежной толщи	379
Солонец И.С., Файман П.А., Дидов А.А., Сапогов И.М. Исследование ветрового апвеллинга в прибрежной зоне северо-западной части Японского моря на основе численного моделирования	383
Терешкин А.А., Рассказов И.Ю., Аникин П.А., Цой Д.И., Рассказов М.И. Инструментальный акусто-эмиссионный метод мониторинга динамики геосред	385
Цой Д.И., Луговой В.А., Рассказов И.Ю., Терешкин А.А., Рассказов М.И. Николаевский лазерный деформометр	390
Черных Д.В., Шахова Н.Е., Космач Д.А., Саломатин А.С., Дударев О.В., Спивак Э.А., Доманюк А.В., Семилетов И.П. Локальный апвеллинг, вызванный всплывающими пузырьками	395

Научное издание

ФИЗИКА ГЕОСФЕР
ТРИНАДЦАТЫЙ ВСЕРОССИЙСКИЙ СИМПОЗИУМ
11–15 сентября 2023 года

Материалы докладов

Составитель *О.В. Новикова*
Дизайнер *Г.П. Писарева*

Печатается в авторской редакции

Подписано к печати 24.08.2023 г.
Формат 60×90/16. Усл. п.л. 25.5. Уч.-изд. п.л. 23.81
Тираж 150 экз. Заказ 11

Отпечатано:
Индивидуальный предприниматель Мироманова И.В.
690106, г. Владивосток, ул. Нерчинская, 42-102

