

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



XIV ВСЕРОССИЙСКИЙ СИМПОЗИУМ
ФИЗИКА ГЕОСФЕР

МАТЕРИАЛЫ ДОКЛАДОВ

Владивосток, 8 – 12 сентября 2025 г.

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

V.I. IL'ICHEV PACIFIC OCEANOLOGICAL INSTITUTE
FAR EASTERN BRANCH
OF THE RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES



8–12 сентября 2025 года
September 8-12, 2025, Vladivostok, Russia

XIV ВСЕРОССИЙСКИЙ СИМПОЗИУМ
XIV All-Russia Symposium

ФИЗИКА ГЕОСФЕР

PHYSICS OF GEOSPHERES

Материалы докладов
Proceedings

Владивосток
2025

УДК 550.34; 551.467; 551.467; 528.88; 534.222.2; 551.463.2; 534.23; 681.2;
551.24:528.7; 551.463.621.391

XIV Всероссийский симпозиум «**Физика геосфер**», 8–12 сентября 2025 г., Владивосток, Россия: мат. докл. / Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2025. – 402 с.

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

Председатель – академик РАН Долгих Г.И. (ТОИ)

Зам. Председателя – д.ф.-м.н. Ярошук И.О. (ТОИ)

Члены программного комитета:

Ученый секретарь – к.т.н. Громашева О.С. (ТОИ)

д.ф.-м.н., профессор Короченцев В.И. (ДВФУ, Владивосток)

д.ф.-м.н., профессор Луговой В.А. (ИГД, Хабаровск)

академик РАН Рассказов И.Ю. (ХФИЦ, Хабаровск)

д.ф.-м.н., чл.-корр. РАН Зайцев А.И. (СКБ САМИ, Южно-Сахалинск)

Организационный комитет:

Председатель – д.т.н., чл.-корр. РАН Долгих С.Г.

Зам. Председателя – д.ф.-м.н. Чупин В.А.

Ответственный секретарь – инженер Новикова О.В.

Члены организационного 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.

техник Бородачева В.Ф.

Утверждено к печати Ученым советом ТОИ ДВО РАН.

Симпозиум проводится при финансовой поддержке гранта № 075-15-2024-642 "Исследование процессов и закономерностей возникновения, развития и трансформации катастрофических явлений в океанах и на континентах методами сейсмоакустического мониторинга".

XIV All-Russia Symposium «Physics of Geospheres», September 8-12, 2025, Vladivostok, Russia: Proceedings / V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS. – Vladivostok: 2025.- 402 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.

1 Секция

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

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ГЕОСФЕР

Долгих Г.И.¹, Долгих С.Г.^{1,2}

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

²*Институт автоматизации и процессов управления ДВО РАН, г. Владивосток
dolgikh@poi.dvo.ru*

Когда мы обращаемся к процессу взаимодействия геосфер, то, в первую очередь, должны определить направления этого взаимодействия, временные промежутки взаимодействия и параметры, через поведения которых мы готовы судить об этом взаимодействии. При рассмотрении этих процессов мы как всегда обращаем внимание на взаимодействие трёх геосфер – атмосфера, гидросфера, литосфера. Конечно нельзя сбрасывать со счетов биосферу Земли, которая в последние десять-двадцать лет активно влияет на геосферные процессы через термические параметры. Но к данным утверждениям надо относиться с большой долей критики и не делать поспешных выводов.

Если говорить об названных выше трёх геосферах, то необходимо обратиться к их строению, которое связано с давним геологическим прошлым и которое отображается в некоторых вариациях наблюдаемых параметров. Конечно, это прежде всего собственные колебания геосфер – атмосферы, гидросферы (Мирового океана), литосферы. И здесь мы сталкиваемся с удивительным фактом, хотя и ожидаемым – собственные колебания геосфер имеют много общего, которое проявляется во многих совпадениях их спектральных компонент. Ожидаемость данного факта естественно связана с рождением Земли, формированием геосфер под воздействием общих гравитационных и термодинамических законов, и которое привело к наблюдаемым совпадениям.

Что касается более высокочастотных процессов, то их поведение также зависит от механизмов взаимодействия геосфер, и, прежде всего тех сил, которых не так много и которые играют главную роль в возникновении, развитии и трансформации наблюдаемых процессов. Рассмотрение данных процессов в бессиловом поле является полной утопией или идеализированной ситуацией,

связанной с компенсацией данного влияния, проявляющейся в нулевой результирующей силе. Можно, вероятно, говорить о внешнем, внеземной воздействию на земные процессы, которое может служить как триггер земных процессов. Например интересен факт двенадцатилетней периодичности в суммарной мощности и средней глубины гипоцентров землетрясений, которое можно связать с солнечной активностью и числами Вольфа. Но это только не до конца исследуемый факт, который требует тщательного изучения.

Что касается более известных процессов, то и здесь много тёмного и не исследованного. Приведём пример с морским волнением. Ещё в восемнадцатом веке обнаружили колебания Земли в диапазоне периодов 2-20 с, которые были названы микросейсмами, и которые отождествляли с слабыми землетрясениями. Впоследствии было установлено, что источником данных колебаний являются морские волны, которые при взаимодействии с дном генерируют первичные (прогрессивные морские волны) и вторичные (стоячие морские волны) микросейсмы. Но название не стали менять. В настоящее время под микросейсмами некоторые авторы понимают и упругие колебания земной коры, вызванные более низкочастотными (например, внутренние морские волны) и более высокочастотными (низкочастотными акустическими волнами) волновыми процессами Мирового океана. Так что там тёмного и не исследованного? Первое, простое и элементарное - не создана теория образования вторичных микросейсм, почти это же относится к первичным микросейсмам. Второе. Многие говорят о глобальных климатических изменениях и связывают эти процессы с антропогенным повышением температуры. Но кто ни будь оценил роль первичных и вторичных микросейсм в этом процессе? Что происходит при диссипации их энергии в верхнем слое земной коры? Ведь многие авторы утверждают, что повышается интенсивность и частота катастрофических процессов Земли, в том числе тайфунов. Тайфуны – это главные генераторы морских волн. А морские волны – главные генераторы микросейсм. Хочу отметить, что известны работы по нагреву ионосферы микробарамами – стоячими морскими волнами. А где микросейсмы? Энергия их огромна и явно выше энергий многих антропогенных процессов.

В последние годы при выполнении совместного проекта пятью институтами Российской академии наук создается лазерная

интерферометрическая сейсмоакустическая обсерватория [1], основу которой составляют установки, созданные на основе лазерных интерферометров, и которые расположены пространственно от европейской части страны до дальневосточной части. Цель работы данной обсерватории – изучение процессов возникновения, развития и трансформации сверхмалых возмущений на планетарных расстояниях с возможностью их локации. Активная эксплуатация данной обсерватории позволит пролить свет на многие механизмы взаимодействия геосфер.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта № 075-15-2024-642 «Исследование процессов и закономерностей возникновения, развития и трансформации катастрофических явлений в океанах и на континентах методами сейсмоакустического мониторинга».

Литература

1. Кульчин Ю.Н., Долгих Г.И., Ромашко Р.В., Собисевич А.Л., Каменев О.Т. Лазерная интерферометрическая сейсмоакустическая обсерватория (ЛИСО) // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. № 4. С. 537-546.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МОНИТОРИНГОВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МОРСКИХ ВОД В РАМКАХ ПРАВОВОГО РЕЖИМА ЭКСПЛУАТАЦИИ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ ШПИЦБЕРГЕНА

Александрова Д.В.¹, Александрова А.Г., Демешкин А.С.²

¹*Российский государственный университет (РГУ) нефти и газа (национальный исследовательский университет) (НИУ) имени И.М. Губкина, г. Москва*

²*Северо-Западный филиал НПО «Тайфун»
osh.morgeo@mail.ru*

Актуальность исследований на архипелаге Шпицберген связана с научными, экономическими и международными аспектами, особенно в настоящее время, так как существенно повысился интерес к добыче морских ресурсов, в том числе на шельфе Шпицбергена. Архипелаг Шпицберген с прилегающими к нему морскими пространствами, находящийся на западной границе российского арктического сектора у выхода в Атлантический океан имеет несомненное важное геополитическое значение. Архипелаг расположен в Северном Ледовитом океане, между 76°26' и 80°50' северной широты и 10° и 32° восточной долготы. Западное и северо-западное побережье острова Западный Шпицберген изрезано глубоко вдающимися в сушу фьордами, к их числу относится залив Грен-фьорд, его площадь составляет порядка около 47 км², залив ориентирован с юга на север, сильно вдается в сушу и имеет протяженность 16,5 км. Залив находится на расстоянии 10 км от входа в залив Исфьорд на его южном берегу. Акватория залива Грен-фьорд свободно сообщается с арктическим бассейном, наиболее значимыми водотоками водосборного бассейна являются реки Альдегонга, Грёндален, Грён-фьорд, ручей Бретьёрна.

В настоящее время увеличивается грузооборот во фьорды о. Западный Шпицберген, где также проводятся работы по добыче угля, в этой связи данный регион подвержен негативному техногенному воздействию. Хозяйственно-экономическая деятельность России на архипелаге обоснована ведением горных работ по добыче угля и полезных ископаемых, в частности, разработкой угольных месторождений в районе поселка Баренцбург, производимой

российским государственным трестом «Арктикуголь» – головной организацией, осуществляющей на архипелаге российскую деятельность. Действующая шахта Баренцбург относится к сверхкатегорной по газу, опасной по взрыву угольной пыли и горным ударам, зольность добываемых углей – 24, 6 % с содержанием серы до 4 %, уголь отгружается судовыми партиями морским транспортом круглый год [1]. Добыча и транспортировка углеводородного сырья сопровождается большим количеством загрязняющих факторов, оказывающих значительное воздействие на окружающую среду вследствие слабой интенсивности продукционно-биоэнергетических процессов, низких восстановительных возможностей арктических экосистем.

Природно-географические особенности являются причиной, по которой Шпицбергенские острова являются крупным международным центром научных исследований, в том числе в связи с климатическими изменениями. Одной из важнейших задач прикладных геологических исследований в регионе являются поиски альтернативного сырья, так как выработка существующих месторождений ведет к поиску новых источников снабжения углеводородами [2]. Практическое и научное значение имеют исследования норвежских и российских геологов на архипелаге Шпицберген, которые показали наличие благоприятных для аккумуляции углеводородов структурных условий. В свете новых данных представляется крайне важным произвести обзор накопленных данных, характеризующих генерационный потенциал осадочного разреза с тем, чтобы провести уточнение общей оценки перспектив нефтегазоносности архипелага [3]. Между тем, вопросы режима шельфовых пространств возле Шпицбергена не вполне урегулированы в настоящее время. Основной спорный момент - порядок доступа и ведения ресурсодобывающей деятельности на участках шельфа в границах действия Договора о Шпицбергене 1920 г. [4]. Таким образом, поиск месторождений полезных ископаемых затруднен не только сложными природно-климатическими условиями в регионе, но и коллизиями международно-правового регулирования. Также, район архипелага Шпицберген входит в зону деятельности Программы мониторинга и оценки окружающей среды Арктики – АМАП (Arctic Monitoring and Assessment Programme), которая является одной из программ Стратегии защиты окружающей среды

Арктики (AEPS), утвержденной в 1991, поэтому в составе работ по экологическому мониторингу наряду с наблюдениями стойких органических загрязнителей, рекомендованных АМАП для ключевых районов, актуальны и наблюдения за уровнями нефтяных углеводородов. В работе на основе анализа данных многолетнего фонового и локального экологического мониторинга по экспедициям Северо-Западного филиала НПО «Тайфун» в летние периоды 2012–2023 в районе хозяйственной деятельности российских предприятий в заливе Грен-фьорд в составе работ по экологическому мониторингу в рамках выполнения Российской Федерацией международных обязательств, исследованы тенденции изменения состояния загрязнения морских вод нефтяными углеводородами. Полевые работы включали отбор проб морских поверхностных и придонных вод в районе п. Баренцбург, п. Пирамида, залива Биллефьорд для определения содержания загрязняющих веществ.

Изучение суммарного содержания нефтяных углеводородов за многолетний период показало наличие значимых межгодовых изменений их содержания в морских водах (рис. 1). Среднее суммарное содержание нефтяных углеводородов в морской воде также показало выраженную изменчивость и составляет, например, 23 мкг/дм³ в 2012 г. и 4 мкг/дм³ в 2023 г. в поверхностном слое воды, 25 мкг/дм³ в 2012 и 7 мкг/дм³ в 2023 в придонном слое воды. Наибольшие концентрации в поверхностном слое воды наблюдались в 2013–2016, 2019, наименьшие – в 2013, 2017, 2021–2023. В придонном слое повышенные значения в 2012, 2014–2016, 2018–2019 гг. (рис. 2).

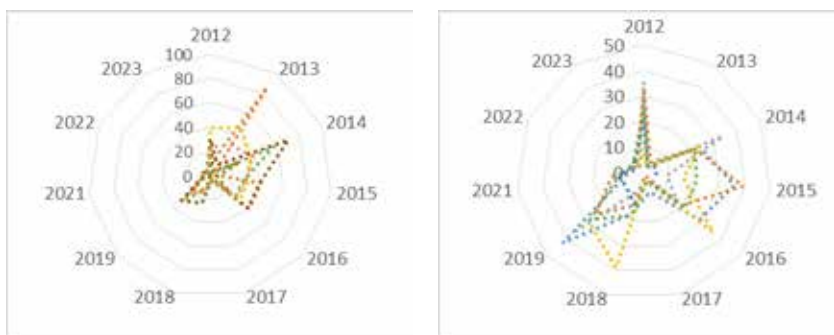


Рис. 1. Межгодовая изменчивость суммарного содержания нефтяных углеводородов в заливе Грен-фьорд, мкг/дм³.

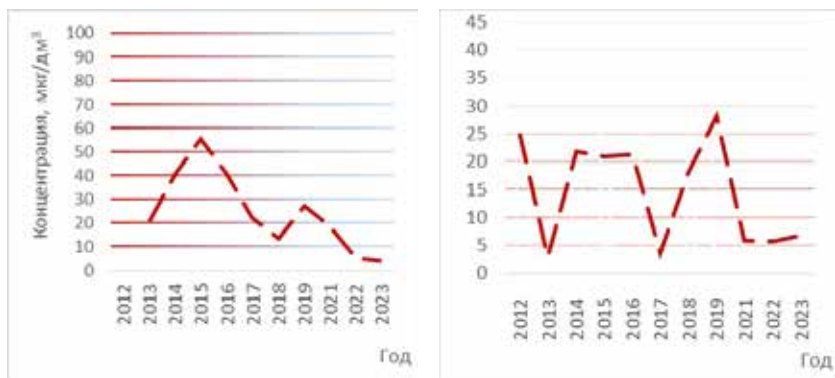


Рис. 2. Среднее суммарное содержание нефтяных углеводородов в поверхностном (слева) и в придонном (справа) слое морской воды, мкг/дм³

Графики демонстрируют, что для поверхностных вод залива Грен-фьорд наблюдается общая тенденция к уменьшению концентраций, к примеру, с 49 мкг/дм³ в 2015 до 5 мкг/дм³ в 2022. При этом локальные максимумы концентраций в поверхностном слое воды, например, до 86 мкг/дм³ в 2013 (в районе впадения ручья, протекающего через п. Баренцбург) и др. могут быть следствием антропогенного воздействия. В 2023 суммарное содержание нефтяных углеводородов в акваториях прилегающих вод и в водах залива Биллефьорд находилось ниже предела обнаружения используемого метода анализа, в заливе Грен-фьорд значения в поверхностном слое воды – до 7 мкг/дм³. По сравнению с началом исследований в заливе Грен-фьорд (2012) в последние три года наблюдается общая тенденция к снижению концентраций в поверхностном слое воды: от 23–39 мкг/дм³ до 5–7 мкг/дм³ соответственно, вместе с тем, наличие локальных максимумов может быть следствием антропогенного воздействия. В придонном слое воды значения концентраций за 2023 г. составляют до 6–7 мкг/дм³. Влияние на перераспределение углеводородов в придонном слое воды в районе изучения могут оказывать трансграничный перенос течениями, перенос и осаждение аэрозольных частиц, разгрузки флюидных источников, а также отвалы горных пород с примесью угля, которые могут служить источником загрязнения донных отложений. Таким образом, по результатам мониторинга локально наблюдаются повышенное содержание нефтяных углеводородов в морских водах залива

Грен-фьорд, под действием региональных особенностей распределения водных масс происходит их перенос и аккумуляция. Характеристики водных масс (атлантической, трансформированной атлантической, поверхностной, промежуточной, локальной и зимней охлажденной водных масс) в изучаемом районе определяются воздействием широкого спектра процессов, включая адвекцию течениями, взаимодействие с атмосферой и внутреннюю трансформацию. Их влияние носит региональный характер, что определяет сложный характер горизонтальной и вертикальной циркуляции, под действием которой, формируются специфические особенности распределения водных масс и перенос осадков и загрязняющих веществ.

Для изучаемой акваторий в целом и локальных участков с достаточной длительностью рядов накопленной информации выявлены многолетние тренды и тенденции изменчивости по изучаемому показателю, приведены значения суммарного, среднего суммарного содержания нефтяных углеводородов в отдельные годы, что в дальнейшем может быть применено для комплексной оценки влияния антропогенного воздействия (нефтяного загрязнения) и определения зависимости между происходящими изменениями в содержании углеводородов в морской среде и их возможными источниками. Регулярный (ежегодный) экологический мониторинг и сбор данных позволяет провести оценку воздействия, выявить зоны с повышенным загрязнением для разработки мер по его снижению, в том числе в целях реализации Стратегии российского присутствия на архипелаге Шпицберген до 2030 г., а также позволяет отслеживать изучаемые процессы в динамике.

Результаты долгосрочного наблюдения могут быть использованы для сравнительного анализа современного состояния и его возможного изменения при дальнейшей эксплуатации угледобывающего рудника Баренцбург на архипелаге Шпицберген. Кроме того, результаты исследований рекомендуется использовать в практической работе компаний, государственных организаций, ведущих и планирующих проведение работ, связанных с добычей ресурсов и транспортных перевозок, а также при организации производственного экологического мониторинга, в прогнозировании, при разработке мероприятий по охране водных ресурсов. Исследования проводились в соответствии с планом НИТР Росгидро-

мета на 2020–2024 гг., тема 4.3.3 «Оценка состояния и тенденций изменения загрязнения природных сред Арктической зоны Российской Федерации».

Литература

1. Официальный сайт ФГУП «Государственный трест «Арктикуголь», Режим доступа: <https://www.arcticugol.ru>, свободный.
2. Геологическое изучение Шпицбергена. Официальный сайт ФГУНПП «Полярная Морская Геологоразведочная Экспедиция» (ПМГРЭ), Режим доступа: [http:// http://pmge.ru/index.php?id=666&lang=RUS](http://pmge.ru/index.php?id=666&lang=RUS).
3. Верба М.Л. Проявления природных углеводородов в осадочном чехле Шпицбергена. Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2007. <https://ngtp.ru/rub/6/018.pdf>.
4. Договор о Шпицбергене от 9 февраля 1920 года. [Treaty of 9 February 1920 relating to Spitsbergen (In Russ.)] Available at: <http://docs.cntd.ru/document/902038168> (accessed 11.05.2025). https://www.mid.ru/ru/about/social_organizations/association/1428089/.

ВЕРИФИКАЦИЯ АЛГОРИТМА РАСЧЁТА СЖАТИЯ МОРСКОГО ЛЬДА ПО СПУТНИКОВЫМ ИЗОБРАЖЕНИЯМ КМСС/МЕТЕОР-М

Алексанина М.Г.^{1,2}, Дьяков С.Е.¹, Карнацкий А.Ю.^{1,2}

¹*Институт автоматики и процессов управления (ИАПУ), г. Владивосток*

²*Дальневосточный федеральный университет (ДВФУ), г. Владивосток
margeo@mail.ru*

Регулярный расчёт основных динамических параметров ледяного покрова моря – скоростей дрейфа и зон сжатия/разрежения (растяжения) льда является актуальной научно-практической задачей для обеспечения безопасности мореплавания в арктических широтах. В морской практике сжатие льда – это скорость смыкания канала за ледоколом при проводке каравана судов во льдах [1]. С этой точки зрения рассматривается оригинальная технология автоматического расчёта параметров сжатия морского льда на основе скоростей дрейфа льда, получаемых по последовательности спутниковых изображений в видимом или инфракрасном спектральных диапазонах.

На первом шаге строятся скорости дрейфа льда. Для расчёта скорости дрейфа льда используются методика автоматического расчёта скоростей перемещений объектов по морским маркерам [2, 3], являющаяся аналогом метода максимальной кросс-корреляции (МКК). (Маркер на изображении – это некоторая прослеживаемая во времени яркостная неоднородность). Особенностью разработанного метода является оценка априорной точности расчёта скорости перемещений для отбраковки некорректно построенных векторов и использование модифицированного критерия сходства двух площадок изображения, что повышает точность и надёжность проводимых расчётов. Точность расчёта дрейфа льда используемого подхода около 5 см/сек, что соответствует стандарту точности современных методов. Достаточная точность и надёжность расчёта скоростей дрейфа позволили на его основе создать алгоритм расчёта сжатия/разрежения ледяного покрова моря [4].

На втором шаге рассчитываются параметры сжатия/разрежения (растяжения) морского льда. Сжатие/разрежение морского

льда рассматривается как процесс сокращения/увеличения расстояний между отдельными частями ледяного поля, которое приводит в свою очередь к увеличению/уменьшению сплочённости дрейфующих льдов. Наряду со скоростью закрытия канала важной характеристикой при проводке судов во льдах является направление оси сжатия [5]. Таким образом, ключевыми параметрами являются величина скорости сжатия/разрежения и направление оси сжатия/разрежения ледовых образований. Следует заметить, что для определения направления сжатия ледового поля по данным дистанционного зондирования методики отсутствуют. Поэтому для оценки скорости сжатия/разрежения ледового поля и ориентации осей сжатия/разрежения предложен алгоритм [4], суть которого в следующем. В окрестности рассматриваемой точки в торе заданного радиуса рассчитывается «роза» локальных сжатий/разрежений. Локальное сжатие рассматривается как уменьшение (–) расстояния между двумя перемещающимися точками на паре изображений, а разрежение, наоборот, как увеличение (+) этого расстояния. Пара точек на первом изображении образует вектор, началом которого является узел сетки, в котором рассчитываются параметры сжатия/разрежения. Положения узлов сетки расчета параметров совпадают с положениями узлов сетки расчета дрейфа льда, но они в несколько раз реже. Генеральное сжатие/разрежение выбирается как то, которое дает минимум/максимум от сумм всех проекции локальных сжатий/разрежений (рис. 1).

Для мониторинга ледовой обстановки вдоль Северного морского пути наиболее предпочтительны цифровые изображения с российского прибора КМСС спутника Метеор-М. Это обусловлено тем, что, во-первых, пространственные изображения КМСС имеют разрешение 60 м на пиксель при полосе обзора 900 км. В результате получаем фактически двойное покрытие одной и той же акватории с интервалом в 100 минут (1 час 40 минут – интервал времени между съемками на смежных витках). При таком временном интервале инструментальная точность расчета дрейфа льда получается около 1 см/сек и позволяет оценивать сжатие за счет приливов.

Ключевой вопрос любого создаваемого алгоритма — точность расчёта оцениваемых параметров. Для автоматически рассчитываемой величины сжатия верификация подхода возможна сопостав-

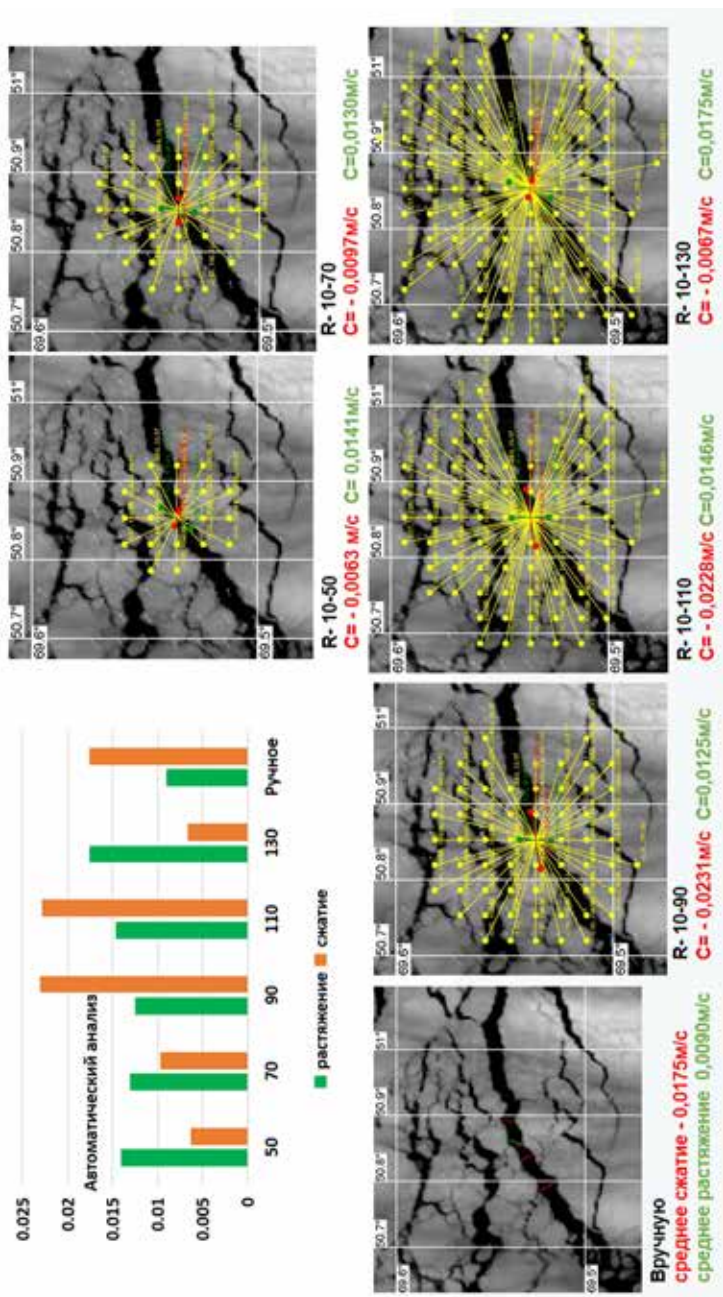


Рис. 1. Пример сравнение автоматического и визуального-ручного расчета сжатия/разрежения морского льда в Печорском море за 20.03.2021 по данным прибора КМСС/Метеор-М при разных радиусах (в пикселях) расчетного тора «розы». Зеленый цвет – скорости растяжения (разрежения), красно-оранжевый цвет – скорости сжатия.

лением только с визуально-ручными оценками, получающимися по тем же изображениям. В данной работе верификация автоматического расчета сжатия/разрежения проведена для наиболее судоходных акваторий Печорского моря и пролива Карские. Структура льда в открытом море и в проливах существенно разная, поскольку разные динамические условия. Проведено сравнение автоматической идентификации зон сжатия/разрежения с визуально-ручной идентификацией. Оценена изменчивость и точность величины сжатия в зависимости от пространственного размера зоны расчета, скоростей дрейфа льда и однородности пространственной структуры ледового поля. На рисунке 1 приведён один из 200 результатов сравнения идентификации сжатия/разрежения автоматически и визуально-ручным способом. В целом тенденция, скорости и ориентации оси сжатия/разрежения совпадают. Визуально определяемые зоны сжатия/разрежения показали скорость в среднем 0,01м/с-0,03м/с, что соответствует типичным скоростям сжатия/разрежения в этих акваториях [6]. Автоматически рассчитываемые параметры сжатия/растяжения в 80% случаев согласуются с визуально-ручными оценками с точностью, обусловленной методикой расчёта, хотя отдельные локальные оценки параметров сжатия, рассчитываемые по паре прослеживаемых точек, имеют существенную изменчивость в зависимости от размера окрестности (тора «розы») в заданной точке.

Работа частично поддержана грантом Министерства науки и высшего образования Российской Федерации № 075-15-2024-642 от 12 июля 2024 г.

Литература

1. Степанюк И.А., Смирнов В.Н. Методы измерений характеристик динамики ледяного покрова. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 136 с.
2. Алексанин А.И., Алексанина М.Г., Карнацкий А.Ю. Автоматический расчет скоростей перемещений ледовых полей // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 2. С. 9-17.
3. Алексанин А.И., Алексанина М.Г., Карнацкий А.Ю. Автоматический расчет скоростей поверхностных течений океана по последовательности спутниковых изображений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10, №2. С. 131-142.
4. Алексанин А.И., Алексанина М.Г., Карнацкий А.Ю. Расчет сжатия ледяного покрова моря по спутниковым изображениям // Современные проблемы

дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 7. С. 210-224.

5. Бабич Н. Г. Выбор пути плавания во льдах и оценка результативности использования данных навигационной ледовой информации // Земля из космоса, наиболее эффективные решения. 2011. Вып. 10. С. 28-33.
6. Бузин И.В., Клячкин С.В., Фролов С.В., Смирнов К.Г., Михальцева С.В., Соколова Ю.В., Гудошников Ю.П., Войнов Г.Н., Григорьев М.Н. Сжатия ледяного покрова в Печорском море: природное явление и его влияние на морские операции // Арктика: экология и экономика. 2022. Т. 12, № 4. С. 500-512.

ИЗУЧЕНИЕ ЗАВИСИМОСТИ ПЕРИОДОВ ВЕТРОВЫХ И ИНФРАГРАВИТАЦИОННЫХ МОРСКИХ ВОЛН ПО ДАННЫМ ЛАЗЕРНО-ИНТЕРФЕРЕНЦИОННОГО ПРИБОРА

Антонов В.А., Долгих С.Г.

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

В настоящее время существует множество работ, посвященных изучению характеристик инфрагравитационных волн (ИГВ) их зависимостям от характеристик ветровых волн и волн зыби. Так в работах [1, 2] показано, что существует определенная связь между периодами ИГВ и ветровых волн. По мнению авторов, возрастание периодов ветровых волн приводит к возрастанию соответствующих периодов, связанных с ними ИГВ, причем данная зависимость выражается линейной функцией. Существует ряд исследований в которых утверждается, что периоды ИГВ не зависят от периодов гравитационных волн. Такие выводы были получены в работе [3], на основе анализа спектров различных участков данных, полученных с 52,5-метрового берегового лазерного деформографа.

В данной работе проводится исследование зависимости периодов ветровых и инфрагравитационных волн по данным лазерного измерителя вариаций давления гидросферы (ЛИВДГ). Измерения исследуемых волновых процессов проводились на морской экспериментальной станции «м. Шульца» ТОИ ДВО РАН. Прибор был установлен на шельфе Японского моря на глубине 20 метров. Подробное описание принципа работы и технические характеристики прибора даны в работе [4]. Для анализа выбирались различные участки записи накопленных в период 2007–2024 г. Длины проанализированных непрерывных массивов данных достигали нескольких дней. В рассматриваемые периоды морское волнение сменялась от низкой регулярной зыби, до высокой волновой активности, вызванной проходящими по акватории Японского моря тайфунами и локальными вихрями.

Данные полученные с ЛИВДГ представляют собой часовые файлы записанные с частотой дискретизации 1000 Гц. Первоначальная обработка представляла данных собой фильтрацию низкочастотным фильтром с 3000 точечным окном Хэмминга до граничной частоты 1 Гц с последующей децимацией до 2 Гц. После этого проводилась повторная фильтрация в диапазонах частот гравитационных и инфрагравитационных волн. Для каждой часовой записи строился амплитудный спектр вариаций гидросферного давления с использованием алгоритма БПФ. В полученных спектрах выделялись периоды, соответствующие амплитудным максимумам в диапазоне гравитационных и инфрагравитационных волн.

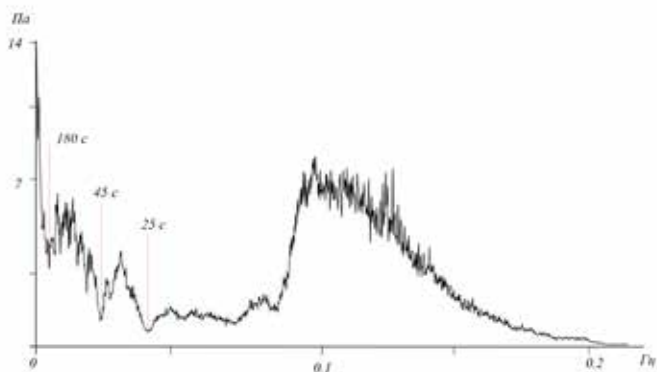


Рис. 1. Типичный амплитудный спектр для шельфа открытой части Японского моря

На основе предварительного анализа установлено наличие значительных спектральных составляющих в диапазоне периодов 25 – 180 с, существование которых зависит от погодных условий и морского волнения. На большинстве амплитудных спектров в диапазоне ИГВ можно выделить три диапазона периодов. Первым идет диапазон, объединяющий инфрагравитационные волны с периодами от 25 до 45 с. Данный волновой пакет достаточно устойчив во времени, и имеет схожий вид на большинстве других спектров. Средние значения периода, соответствующие амплитудным максимумам для данной области, составляет 34 с. Вторым можно выделить участок от 45 до 180 с. Форма данного пакета имеет

сложную структуру, состоящую из нескольких спектральных максимумов, амплитуда и период, которых меняется во времени. Тем не менее можно выделить несколько спектральных максимумов наблюдаемых наиболее часто в данной области со средним значением периодов 53, 65, 95 с. Последний диапазон с периодами более 180 с представляет собой низкочастотную область, в которой не наблюдается явно выраженные спектральные максимумы на большинстве рассматриваемых спектров. Диапазон, соответствующий периодам от 5 до 25 с, обычно относят к ветровым волнам и вол-

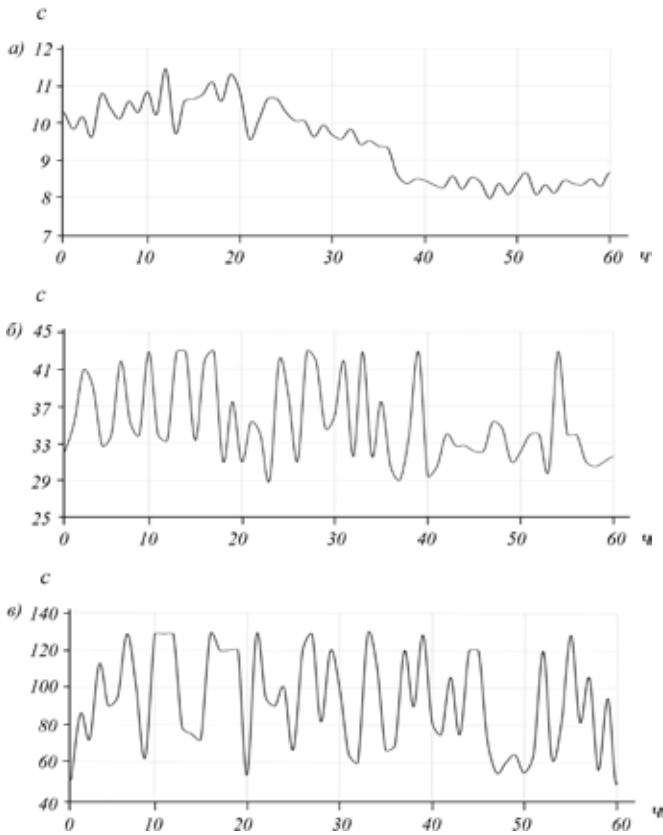


Рис. 2. График зависимости периода, соответствующего спектральному максимуму от времени: а) в диапазоне 5–25 с., б) в диапазоне 25–45 с., в) в диапазоне 45–180 с. 30 июня–2 июля 2024 г.

нам зыби. Однако следует отметить, что на всех проанализированных спектрах, ветровых волн и волн зыби с периодами более 14 с не наблюдается. Данное описание справедливо для большинства амплитудных спектров и спектрограмм, построенных для данного района. Описание региональных особенностей инфрагравитационных морских волн для бухты Витязь, и открытой части Японского моря рассматриваются в работе [5].

Анализ спектров участков записей лазерного измерителя вариаций давления гидросферы за разные периоды времени, показал, существенной зависимости между изменением периодов гравитационных, и инфрагравитационных волн в диапазонах 25–45 с и 45–180 с не наблюдается.

Так, например, на рисунке 2 изображен график изменения периодов, соответствующих амплитудным максимумам в диапазонах гравитационных и инфрагравитационных волн для атмосферного вихря, проходившего по акватории Японского моря с 30 июня по 2 июля 2024 г.

На спектре ветровых волн хорошо видно уменьшение периодов с 11,7 до 8,2 с, однако схожего характера поведения в диапазоне ИГВ не наблюдается. Коэффициент корреляции рассчитанный для диапазонов 25–45 с, и 45–180 в среднем составляет соответственно 0,34 и 0,23.

Литература

1. Бычков В.С., Стрекалов С.С., Морские нерегулярные волны. – М: Наука, 1971. –132 с.
2. Рыбка В.Г., Иваненко Э.В., Трансформация одномерного частотного спектра в зоне прибоя // В сб.: Натурные и экспериментальные исследования в области морской берегозащиты. – М., ВНИИТС. – 1984. – С. 88-101.
3. Алексеев А.В., Валентин Д.И. и др. Регистрация инфрагравитационных волн на границе гидросфера-литосфера береговым лазерным деформографом // ДАН. 2003. Т. 389, № 2. С. 244-246.
4. Долгих Г.И., Будрин С.С., Долгих С.Г., Ковалев С.Н., Плотников А.А., Чупин В.А., Швец В.А., Яковенко С.В. Лазерный измеритель вариаций давления гидросферы в гидроакустических и океанологических исследованиях // Подводные исследования и робототехника. 2007. № 1(3). С. 40-45.
5. Яковенко С.В., Швец В.А., Будрин С.С. Региональные особенности инфрагравитационных морских волн в диапазоне от 20 до 300 с // Гидросфера. Опасные процессы и явления. 2021. Т. 3, вып. 4. С. 355-372.

ОТРАЖЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА ГОРНОГО АЛТАЯ В ПОЛЯХ СКОРОСТЕЙ СМЕЩЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Ардюков Д.Г.

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН,
г. Новосибирск
ardyukovdg@ipgg.sbras.ru*

По результатам измерений современных движений Горного Алтая методами космической геодезии (2000–2024 гг.) выделяются несколько этапов сейсмического процесса. Случившееся в сентябре 2003 г. Чуйское землетрясение [1] естественным образом разбивает период наблюдений с 2000 по 2024 гг. на несколько этапов: предсейсмический (2000–2003 гг.), косейсмический (2003–2004 гг.), постсейсмический для эпицентральной области Чуйского землетрясения (2004–2013 гг.) и межсейсмический для остальных районов Горного Алтая, не затронутых значимо воздействием землетрясения (2000–2024 гг.). Для интерпретации использованы 2D и 3D упругие и вязко-упругие модели земной коры.

Пред-сейсмический этап

Модель тектонических плит ITRF2014, которая использована в настоящей работе, построена на последних геодезических данных, состоит из 11 плит, создана в 2016 г. [2, 3]. Следует отметить, что использование модели ITRF2014 дает вклад в ошибку до 0,2 мм по отдельной горизонтальной компоненте. Из значения скоростей для Горного Алтая исключаем нормальное поле – плитное смещение Евразии. Алтайская геодинамическая сеть состояла из 20 пунктов. В итоге в период 2000–2003 гг. будущая эпицентральной область Чуйского землетрясения (радиус 100 км) выделяется скоростью 1,07 мм/год на С и 0,29 мм/год на В, что в два раза больше скорости для остальной территории Горного Алтая.

Ко-сейсмический этап, 2D модель и 3D модель

Экспериментальные значения косейсмических смещений приведены на рисунках 1, 2. В эпицентральной зоне Чуйского земле-

трясения (27.09.2003) оказалось 6 пунктов геодинамической сети. 3D моделирование в рамках упругой модели [4, 5] проведено с использованием параметров землетрясения по данным сейсмологов (сейсмический момент $M_0 = 10^{20}$ Н·м, длина разрыва – 153 км, глубина – 10 км, подвижка – 2 м, для нодальной плоскости – ориентация 130°N, падение –85°, смещение – -160°, при нормальных параметрах коры – модуль Юнга 80 ГПа, коэффициент Пуассона 0,25). Величина смещений по экспериментальным данным составляет в среднем 80–85% от модельных значений, что требует

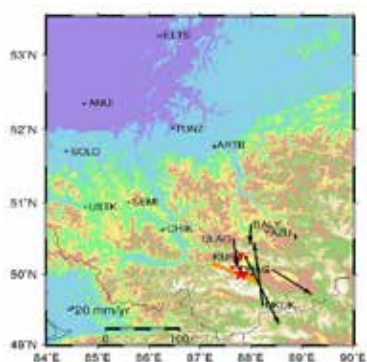
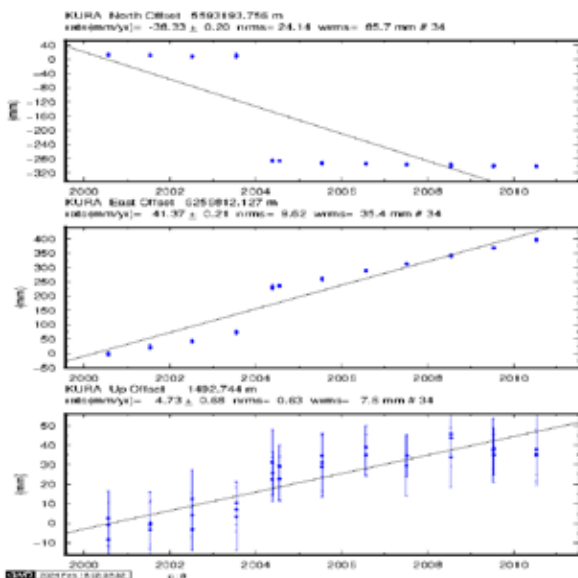


Рис. 1. Вектора косейсмических смещений при Чуйском землетрясении, эпоха 2003–2004 гг., приведены линии разрыва и положение эпицентра (звездочка). Смещение на разрыве 2 метра, смещение KURA (17 км от разрыва) 0.39 м. Справа – смещения пункта KURA по широте, долготе и вертикали, вертикальная шкала в мм, время в годах. Смещения пунктов свидетельствуют о правостороннем горизонтальном сдвиге по сейсмическому разрыву. Измерения проводились ежегодно в июле-августе, в 2004 году – в мае и в июле



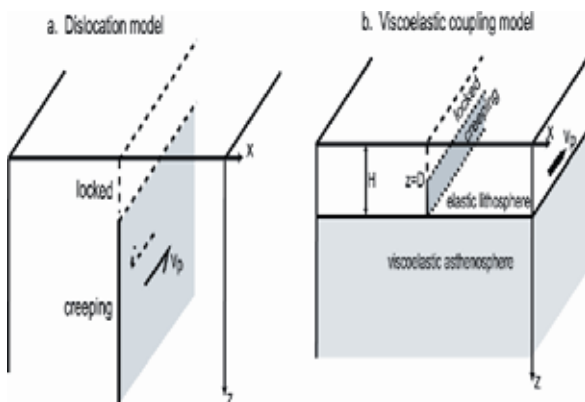


Рис. 2. Постсейсмическая релаксация смещений интерпретировалась в рамках двухслойной модели – упругий слой и вязкоупругий слой (модель Максвелла). На границе упругого и вязкого слоёв «прилипание», т.е. нет разрыва смещений. После быстрого горизонтального смещения верхней части упругого слоя происходит медленное подтягивание нижней части упругого слоя, сцепленной с вязким слоем. Введение в расчёты многослойных моделей слабо искажает результат

изменения параметров. Используя 2D модель, методом итерации остановились на следующей модели землетрясения. При величине относительного смещения по разрыву $\Delta\omega = 2$ м, глубине 14 км, длине разрыва 100 км и при модуле упругости земной коры $\mu = 3,2 \cdot 10^{10}$ Па определяем величину сейсмического момента $M_0 = \mu \cdot \Delta\omega \cdot S = 0,9 \cdot 10^{20}$ Н·м. Таким образом, для магнитуды землетрясения получаем оценку $M_w = (\lg M_0 / 1,5) - 6,03 = 7,2$, что хорошо соответствует сейсмологическим оценкам.

Пост-сейсмический этап, эпицентральная зона - 2D модель

В десятилетний период после землетрясения измерения смещений продолжались. При моделировании постсейсмических движений обратимся к модели, включающей упругий слой толщиной H , лежащий на вязко-упругом полупространстве. В этом случае время релаксации по Максвеллу составляет $\tau_M = 2\eta/\mu$, где η – вязкость и μ – модуль сдвига. Имеется соотношение, в котором горизонтальная скорость на земной поверхности пропорциональ-

на расстоянии от разрыва (x), числу сейсмически-активных процессов (n) и времени (t) [6]. Постсейсмическая скорость является функцией четырех параметров: косейсмического сдвига Δu , глубины разлома D , толщины упругого слоя H , параметра релаксации материала τ_M и времени. Из экспериментальных данных о смещениях пунктов за период 2004-2013 гг. определяем время релаксации смещений $\tau_M = 150$ лет. Пусть модуль сдвига нижнего слоя составляет $\mu = 33$ ГПа, скачок смещения на одной стороне разрыва $\Delta u = 1$ м, глубина разрыва $D = 15$ км, толщина упругого слоя $H = 20$ км, используя соотношение для вязкости $\eta = \mu \cdot \tau_M / 2$, получаем величину вязкости нижнего слоя земной коры $\eta = 5 \cdot 10^{19}$ Па·с. Если модуль сдвига достигает $\mu = 55$ ГПа, а время релаксации $\tau_M = 200$ лет, получаем величину вязкости нижнего слоя $\eta = 1,1 \cdot 10^{20}$ Па·с.

Межсейсмический этап (2000 – 2024 г.) (скорости вне эпицентральной зоны)

Вне эпицентральной области (9 пунктов) скорость смещения Горного Алтая за весь период измерений 2000–2024 гг. состави-

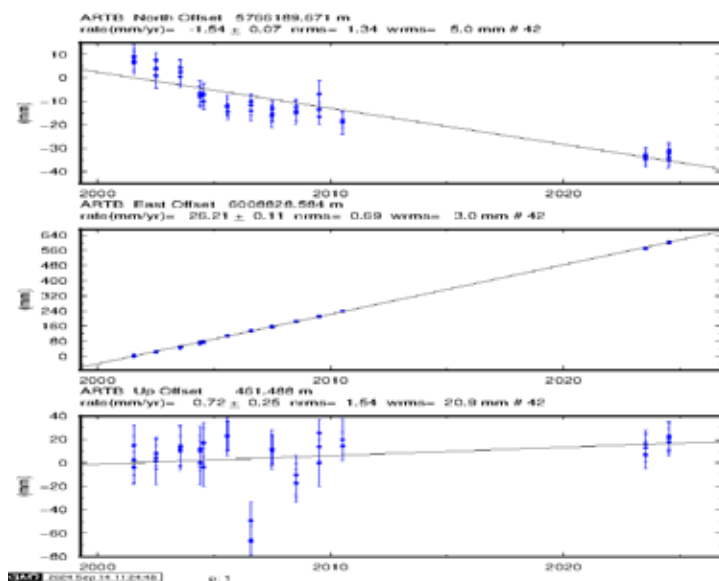


Рис. 3. Геоцентрическое смещение пункта Артыбаш (Телецкое озеро, исток р. Бия), за период 2001–2024 гг. Сверху вниз: смещение на юг, смещение на восток и вертикальное движение. Вертикальная шкала в мм, время – годы

ла 0,8 мм/год на ССЗ, в северной части территории на равнине 0,1–0,2 мм/год (рис. 3). Деформации сжатия на равнинной части на севере территории составляла $2 \cdot 10^{-9}$ /год, а на территории Горного Алтая оказались на порядок выше $2 \cdot 10^{-8}$ /год. Возможная причина сейсмичности и аномальных смещений–деформаций–напряжений Горного Алтая – это постоянное давление в северном направлении расположенных южнее частей земной коры, где зарегистрировано смещение на север, например, на пунктах Урумчи (6 мм/год) и Лхаса (20 мм/год).

Работа выполнена в рамках проекта НИР ИНГГ СО РАН номер FWZZ-2022-0019.

Литература

1. Арёфьев С.С., Аптекман Ж.Я., Быкова В.В., Матвеев И.В., Михин А.Г., Молотков С.Г., Плетнев К.Г., Погребченко В.В. Очаг и афтершоки Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 года // Физика Земли. 2006. № 2. С. 85–96.
2. Altamimi Z., Métivier L., Rebischung P., Rouby H., Collilieux X. ITRF2014 plate motion model // Geophys. J. Int. 2017. 209(3). P. 1906–1912. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx136>.
3. Altamimi Z., Rebischung P., Métivier L., Collilieux X. ITRF2014: A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2016. V. 121. P. 6109–6131. DOI: 10.1002/2016JB013098.
4. Toda S., Stein R.S., Sevilgen V., Lin J. Coulomb 3,3 graphic-rich deformation and stress-change software for earthquake, tectonic, and volcano research and teaching – user guide // U.S. Geological Survey Open-File Report. 2011. 1060. 63 p.
5. Turcotte D.L., Schubert G. Geodynamics: Application of Continuum Physics to Geological Problems. N. Y.: John Wiley & Sons, 1982. 464 p.
6. Segall P. Integrating geologic and geodetic estimates of slip rate on the San Andreas fault system // Int. Geol. Rev. 2002. V. 44. P. 62–82.

РАЗРАБОТКА МОДЕЛИ ПРОГРАММНО-АППАРАТНОГО КОМПЛЕКСА ДЛЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ КООРДИНАТ ЦЕНТРА ТЯЖЕСТИ ПЛАВАТЕЛЬНОГО СРЕДСТВА

**Артемьев А.В.¹, Горшков А.А.¹, Громашева О.С.²,
Оськин Д.А.¹**

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

²Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
gromasheva@poi.dvo.ru

В связи с меняющейся обстановкой в мире, развитием новых подходов в научных исследованиях взаимодействия океана и атмосферы, в отечественном судостроении все больше становятся востребованными перспективные разработки, связанные с модернизацией и улучшением базовых процессов, обеспечивающих надежность и безопасность используемых объектов. Для расчётов остойчивости и непотопляемости судна используют данные кренования – опытного определения координат центра тяжести плавательного средства с учётом изменения весовой нагрузки. Этот процесс позволяет проверить положение центра тяжести судна, которое может отличаться от проектного из-за перераспределения масс.

Разработка программно-аппаратного комплекса для модернизации экспериментальной методике кренования судов проводилась в несколько этапов:

- сбор элементов системы из отдельных модулей, их экспериментальная проверка;
- построение алгоритма расчета основных данных, получаемых с датчиков;
- отладка начальной версии программного обеспечения системы с тремя, параллельно работающими источниками данных;
- стендовые испытания.

При проведении экспериментальных исследований в морской среде возникает необходимость расположения приборов на плаву-

чей платформе. Важной характеристикой объекта является центр тяжести – это точка приложения результирующей силы его тяжести. Другим значимым параметром является метацентрическая высота – основной критерий оценки остойчивости объекта на малых углах наклонения. Для оценки устойчивости такой платформы была разработана система, позволяющая провести измерения по определению метацентрической высоты судна [1–4].

Важным этапом разработки программно-аппаратного комплекса стало формирование и отработка взаимодействия модулей и моделей частей будущей системы. В результате была построена модель программы версии 1,0, налаженный процесс связи, получения данных с датчиков, а также и корректный расчет искомых величин.

В результате исследований было выяснено, что основное назначение регистрирующего, цифрового элемента системы заключается не в создании кривой (по типу инклинографа или другого набора промежуточных данных для дальнейшей обработки), а прямое получение угла наклона поверхности в опыте, а также основной, вертикальной оси у судна в случае опыта кренования.

Проведенные экспериментальные исследования показали, что для поставленной задачи будет достаточно использовать только один принцип регистрации угла наклона и соответствующий ему сенсор. Во время стендовых испытания хорошо себя зарекомендовал модуль инклинометра HWT31 производства фирмы WIT-motion, имеющий точность на уровне $0,05^\circ$ в динамике, все дальнейшие работы было принято решение проводить с ним.

Анализ полученных данных показал, что для решения таких задач лучшим вариантом является среда пакета LabVIEW и платформа графического программирования на языке «G», позволяющая формировать из представленных начальных блоков сложные и функциональные ячейки, а также создавать логические операторы, способные описать решение практически любой задачи.

Главным измерительным элементом системы является плата HWT31, которая представляет из себя небольшую, печатную плату с чипом акселерометра и снабжена модулем передачи цифрового сигнала в виде двоичного по интерфейсу UART. Этот модуль снабжен специальными выводами на плате, с которых возможно получать последовательный сигнал набора данных о пространственном

положении датчика относительно земли. Для передачи информации от модуля-инклинометра использовался модуль беспроводной передачи на основе Bluetooth.

Перед натурными испытаниями был проведен еще один тест на динамическом стенде. Его целью была проверка всех блоков, их связи друг с другом, корректность отсылаемых и получаемых данных, проверка работы маркеров времени в узле перекодировки и сохранение в ячейках программы.

Целью финальных испытаний, осуществленных на реальном судне, стало выделение ранее не отслеживаемых логических ошибок, проверка исправности и чувствительности датчиков при другом типе качки измеряемого объекта. В качестве судна была использована действующая, гоночная яхта «ВИКИНГ».

Это судно идеально подходило для проведения тестового опыта. В реальных опытах кренования судна применяются многотонные, габаритные грузы, перемещаемые только с помощью берегового крана. Эти манипуляции, с точки зрения опыта, дорогие, трудо и время затратны, при условии, что могло потребоваться повторять перенос вновь и вновь при обнаружении неполадки или несовершенства системы. Учитывая, что Правилами Регистра допускается накренение маломерных судов группой людей, этот способ и был воплощен. Опыт проводился на тихой воде, сила ветра не превышала 3 метров в секунду, волн, практически не было. Водоизмещение судна определялось опытным путем, с помощью встроенных весов на кране, который перемещал судно со стоянки на воду. Оно составило 12,5 тонн. В качестве перемещаемого груза выступали 4 человека, общей массой в 0,262 тонны, плечо переноса составило 4 метра.

Главная задача, стоящая перед системой – подтвердить уже известные характеристики судна, что упрощало задачу и помогало найти неверно работающее звено, в случае обнаружения некорректности данных на входе.

В опыте участвовало 3 датчика, расположенных по диаметральной плоскости судна, на линии, проходящей посередине судна рассекая его на правый и левый борт. Первый датчик располагался в носовой части яхты, второй возле основания мачты, что есть почти середина длины судна, а третий находился ближе всех к ЦТ судна вод штурвалом, это позволяло проверить, практически, выве-

денный тезис о полезности расположения датчиков ближе к нему. Как и в опыте на судне изначально груз, здесь в виде людей, был распределен поровну по бортам, начальный крен составлял $0,14^\circ$ (на ПБ) и не превышал допускаемой величины в 1 градус. В момент минимальной качки был произведен нулевой замер, который стал нулевым для отсчета дальнейших построений инклинограмм [5–7].

Была проведена имитация 8 полных переносов с целью вычисления качества опыта, однако оценивая схожесть получаемых данных и графиков, у дублирующих переносов, было принято решение сократить их число до 6.

Все полученные данные были успешно записаны и сохранены в программе. Программа рассчитала метацентрическую высоту по формуле (1):

$$h = \frac{57.3 \cdot M_B}{D \cdot \sin \theta}, \quad (1)$$

где M_B – кренящий момент, тм., D – водоизмещение судна, т; θ – угол крена, град. Тогда опытное судно имеет собственную метацентрическую высоту равную 1,47 м.

По итогам серии переносов, осреднений данных и расчетов была получена величина метацентрической высоты судна, что составила 1,46 м. Эта величина отличается от действительной на 0,01м., что составляет погрешность в 0,68%.

Результатом разработки программной части системы стала программа, интерфейс которой показан на рисунках ниже.

Результатом проведенным комплексным исследованиям, подтвержденным экспериментами и натурными испытаниями, стало создание системы на основе цифровых датчиков. По эффективности в плане точности и временных затрат для расчета характеристик судов, плавучей платформы или других объектов, учитывая характер их движения на воде, данная система превосходит существующие и применяемые на данный момент приборы, техники и методы.

В дальнейшем данная система после доработки и дополнительных испытаний на новых стендах и судах позволит полностью заместить существующую модель проведения опыта кренования, что существенно облегчит процесс определения основных характеристик судна.

Рис. 1. Технические данные влияющие на осадку судна

Литература

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

- геосфер: Материалы докладов, Владивосток, 11–15 сентября 2023 года. Владивосток: Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, 2023. С. 17-21. DOI 10.34906/9785604968383.017. – EDN BQQIWR.
7. Испытания инерционных датчиков для кренования в статике / А.В. Артемьев, А.А. Горшков, Д.А. Оськин [и др.] // Приборы и системы. Управление, контроль, диагностика. 2024. № 9. С. 1-9. DOI 10.25791/pribor.9.2024.1521. EDN NWQVJZ.
8. Испытания датчиков в динамике (на маятнике) / А.В. Артемьев, А.А. Горшков, Д.А. Оськин [и др.] // Приборы и системы. Управление, контроль, диагностика. 2025. № 2. С. 17-25. DOI 10.25791/pribor.2.2025.1556. EDN DSYYZD.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ НАВОДНЕНИЙ НА ЗАПАДНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ЯПОНСКОГО МОРЯ В ПОСЛЕДНИЕ ТЫСЯЧЕЛЕТИЯ; ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

Астахов А.С.¹, Аксентов К. И.¹, Дарьин А.В.²

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

²*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
astakhov@poi.dvo.ru*

Число наводнений, в том числе катастрофических, на юге Дальнего Востока РФ, в северо-восточном Китае и в Северной Корее в последние десятилетия начало возрастать [1–4]. Многие исследователи предполагают дальнейшее увеличение числа и интенсивности наводнений в регионе, в том числе среднесрочной (2051–2075 гг.), перспективе [4]. На юге Приморского края предполагается увеличение количество средних летних на 10–20 % в 2041–2060 г.г. относительно 1995–2014 годов [5]. Основными причинами возникновения наводнений считаются тайфуны и внетропические циклоны, часто возникающие при прохождении полярного фронта [1; 3]. В Приморье с осадками тайфунного происхождения связаны более 60 % наводнений [1].

Прогноз будущих изменений интенсивности наводнений в регионе требует выявления динамики этого процесса за длительное время. Инструментальные измерения дают информацию только о последнем столетии. В данной работе для реконструкции истории катастрофических наводнений мы использовали наличие в донных осадках Амурского залива слоев, образованных осадочным веществом, вынесенным с суши во время экстремальных наводнений. От вмещающих отложений они отличаются более грубым (алевритовым) гранулометрическим составом и низким содержанием брома (рис. 1), поступающего в осадки почти исключительно с морским органическим веществом. В ряде случаев эти слои выделяются и низким содержанием рубидия, что определяется низким содержанием его в алеврит-песчаном материале.

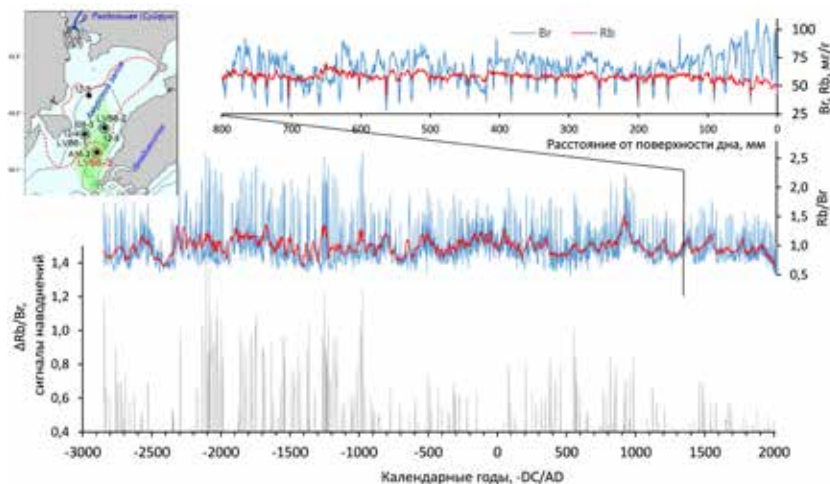


Рис. 1. Схема преобразования содержаний брома и рубидия в сигналы наводнений $\text{Br}_{\min}$ и $\Delta\text{Rb}/\text{Br}$ по данным сканирования осадков колонки LV66-3 на установке рентгенофлуоресцентного анализа использующего синхротронное излучение. На врезке место отбора колонки LV66-3 и положение зоны гипоксии в Амурском заливе Японского моря [8]; красные сплошная и штриховая линии – границы области максимального смешения морских и речных вод (соленость менее 20 ‰) для летней межени и летнего паводка соответственно [9]

Для исследований выбрана колонка донных осадков LV66-3 длиной 466 см, полученная гравитационной трубкой в 66 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в 2014 г. в Амурском заливе Японского моря (рис. 1). Возрастная модель ее была обоснована AMS¹⁴C датировками раковин моллюсков, распределением ²¹⁰Pb и ¹³⁷Cs, палеомагнитными, тефростратиграфическими и литостратиграфическими данными [6] и построена с использованием вероятностной модели Весон 2,2 [7]. Для анализа по всей длине колонки были отобраны монолиты размером 170×15×7 мм из которых были приготовлены твердые препараты. Для этого образцы подвергались «шоковой» заморозке в жидком азоте, затем проводилась сушка в лиофильной камере и насыщение полимером – смесью эпоксидной смолы и ацетона. Непосредственно для измерений готовились пластинки толщиной 2 мм с шлифованной поверхностью. Анализ подготовленных препаратов проводился по ранее отработанным методикам в Институте ядерной физики СО РАН (г. Новосибирск) на установке сканирующего рентгенофлуоресцентного анализа

использующей в качестве источника возбуждения синхротронное излучение из ускорителя ВЭПП-3 (РФА СИ). С шагом 0,5–0,8 мм определялись содержания 20 элементов, из которых только Br и Rb оказались индикаторами слоев наводнений.

Полученные новые результаты РФА СИ 1), определенные ранее в верхней части колонки [6] как сигналы наводнений различной интенсивности и происхождения. Часть этих сигналов совпадает с отрицательными пиками рубидия (рис. 1), что подтверждает низкое содержание или отсутствие глинистого материала в этих прослоях или в их центральной части. Можно предполагать, что формирование их происходило в периоды (сезоны) наиболее интенсивного стока реки Раздольная, когда шлейф замутненных речных вод распространялся до места отбора колонки в центральной части залива (рис. 1). Количество прослоев, где проявлены минимумы брома и рубидия одновременно по колонке составляет 25 %. В ее нижней части, накопившейся 2,5–4,8 тыс. лет назад они составляют 40–45 %. Эта цифра близка относительному количеству 39,5 % наводнений, вызванных прохождением внетропических циклонов по данным гидрометеорологических наблюдений в Приморье за последние столетие [1]. Такие условия, по мнению некоторых авторов возникают в периоды проникновения в регион глубоких внетропических полярно-фронтовых циклонов, часто, при дополнительном подпитки с юга затухающими тайфунами [3; 5]. В отличие от прохождения одиночных тайфунов ливневые дожди, связанные с циклогенезом на полярных фронтах проявляются более длительный период и распространяются на обширные территории [1], концентрируя, в нашем случае, осадки со всего водосборного бассейна реки Раздольная.

Для выявления сигналов наводнений использован ранее примененный подход, основанный на подсчете числа и амплитуды положительных пиков Rb/Br , нормированных относительно тренда этой величины [6]. В нашем случае использовался тренд по 41 точке (рис. 1), а в качестве сигналов наводнений принимались пики $\Delta Rb/Br$ больше 0,2 и 0,4 (рис. 1). Величина пиков принималась за интенсивность наводнения. Рассматривалась также возможность прямого использования в качестве сигналов наводнений и их интенсивности отрицательных пиков брома и их абсолютной величины. Для столетних периодов была рассчитана частота наводнений

(количество сигналов за/100 лет) и максимальная амплитуда сигналов как показатель интенсивности наводнений.

Проведенный предварительный анализ результатов позволяет предполагать, что основная часть наводнений так же как в современных условиях связана с ливневыми дождями сопровождающих проникновением на территорию Приморья тайфунов. Это подтверждается хорошей корреляцией между летней температурой воздуха региона, реконструированной по различным объектам и прокси, с выявленной частотой наводнений и их интенсивностью на протяжении всего изученного периода. Это соответствует известному мнению о смещении траекторий тайфунов югу в холодные периоды и наоборот [7]. В нашем случае уменьшение амплитуды сигналов наводнений $\Delta Rb/Br$ (рис. 1) за реконструируемый период совпадает с трендами изменений летних температур в регионе и тенденцией изменения солнечная инсоляция на данной широте.

В то же время корреляция между частотой и интенсивностью наводнений с количеством летних атмосферных выпадений отсутствует. Причиной этого предполагается специфический тип муссонного климата «warm-dry and cold-wet» [10]. В этих условиях повышенная облачность в дождливые сезоны/годы затрудняет прогревание солнцем земной поверхности, определяя пониженную температуру воздуха и, соответственно, препятствуя проникновению тайфунов. Полученные результаты свидетельствуют о том, что прогноз частоты и интенсивности наводнений на восточном побережье Японского моря должен основываться на прогнозе будущих изменений летней температуры воздуха, а не атмосферных осадков.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, грант № 25-27-20098.

Литература

1. Федоровский А.С., Бортин Н.Н., Горчаков А.М. и др. Ливневые дожди как фактор наводнений в Приморском крае // Водное хозяйство России. 2019. № 4. С. 144-168.
2. Qi W., Feng L., Yang H. et al. Spring and summer potential flood risk in Northeast China // Journal of Hydrology: Regional Studies 2021. 38. 100951.

3. Махинов А.Н., Лю Шугуан, Ким В.И. и др. Особенности больших наводнений на реке Амур в период высокой водности 2009–2021 гг. // Тихоокеанская география. 2023. № 1. С. 64-74.
4. Wu Y., Ju H., Qi P. et al. Increasing flood risk under climate change and social development in the Second Songhua River basin in Northeast China // Journal of Hydrology: Regional Studies. 2023. 48. 101459.
5. Лисина И.А., Василевская Л.Н., Василевский Д.Н. и др. Анализ причин наводнения на реке Партизанская (Приморский край) в сентябре 2022 года // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2023. № 1 (387). С. 102-119.
6. Астахов А.С., Дарьин А.В., Калугин И.А. и др. История катастрофических наводнений на побережье Амурского залива Японского моря за последние 1800 лет; реконструкция по седиментационным записям // Метеорология и гидрология. 2019. № 1. С. 91-102.
7. Astakhov A.S., Babich V.V., Darin A.V. et al., Westerlies influenced monsoonal climate: reconstructions of summer/winter temperature and precipitation based on Japan Sea shelf Late Holocene sediments geochemistry. Paleoclimatology and Paleoclimatology. 2025, subm.
8. Тищенко П.П., Тищенко П.Я., Звалинский В.И. и др. Карбонатная система Амурского залива (Японское море) в условиях гипоксии // Океанология. 2011. Т. 51. № 2. С. 246-257.
9. Аникиев В.В., Косенкова С.Т., Савельева Н.И. и др. Статистическое районирование пространственного распределения микроэлементов в донных осадках залива Петра Великого (Японское море) // Геохимия. 2000. № 6. С. 664-675.
10. Razjigaeva N., Ganzey L., Grebennikova T., & Ponomarev V. “Cold-Dry” and “Cold-Wet” Events in the Late Holocene, Southern Russian Far East // Climate. 2023. 11(4) 91.

ОСОБЕННОСТИ СИСТЕМЫ РЕГИСТРАЦИИ СИГНАЛОВ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ ПРИ РАЗРУШЕНИИ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД

Варламова Н.Н.

*Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск
vnnvilsvet@mail.ru*

Процесс разрушения образцов горных пород под воздействием внешнего давления представляет значительный интерес для изучения механики разрушения материалов. В ходе разрушения образец генерирует акустические сигналы, которые представляют собой упругие волны, возникающие вследствие образования и роста микротрещин. Эти сигналы, известные как акустическая эмиссия (АЭ), играют ключевую роль в мониторинге и диагностике процессов разрушения. Анализ этих сигналов позволяет не только определить стадии разрушения, но и глубже понять механизмы трещинообразования.

Разработка системы регистрации АЭ требует решения двух задач:

- создание аппаратно-программного комплекса, обеспечивающего высокочувствительное детектирование сигналов;
- реализация методов обработки и интерпретации данных, что включает фильтрацию, анализ и выделение ключевых параметров импульсов, а также определение координат отдельных событий внутри образца.

На базе Института горного дела ДВО РАН разработан комплекс программных средств и алгоритмов, обеспечивающий автоматизированную обработку большого объема сырых данных. Комплекс включает аппаратные компоненты (датчики, усилители, АЦП) и программные для сбора и оцифровки сигналов в реальном времени. Регистрация АЭ производится в диапазоне 100–2000 кГц. Сигналы усиливаются для минимизации собственных шумов. Высокоскоростной АЦП обеспечивает частоту дискретизации до 10 МГц.

Рабочий процесс состоит в том, что датчик фиксирует сигнал, усилитель регулирует его уровень, АЦП преобразует его в цифро-

вую форму, а программное обеспечение записывает данные в формате .dat. Для предотвращения потери информации реализована буферизация в оперативной памяти.

Для предварительной обработки сигнала применяется фильтрация на основе спектра шума с использованием быстрого преобразования Фурье (FFT). Сначала из начального участка извлекается эталонный спектр шума, определяющий фоновый уровень. Далее спектры последующих блоков сравниваются с пороговым значением, пропорциональным этому эталону, и частоты с амплитудой ниже порога подавляются. После этого сигнал восстанавливается во временной области с помощью обратного преобразования Фурье. Такой подход эффективно устраняет шумы с постоянным спектральным профилем (например, гармонические или широкополосные), что особенно важно при выделении слабых импульсных событий [1]. Основной недостаток метода – зависимость от корректного определения спектра шума, что может снижать эффективность фильтрации при его временных изменениях. Однако в лабораторных условиях, при использовании пресса, профиль фонового шума стабилен, а до подачи давления полезные сигналы отсутствуют. На рисунке 1 представлено сравнение сигналов акустической эмиссии до и после фильтрации.

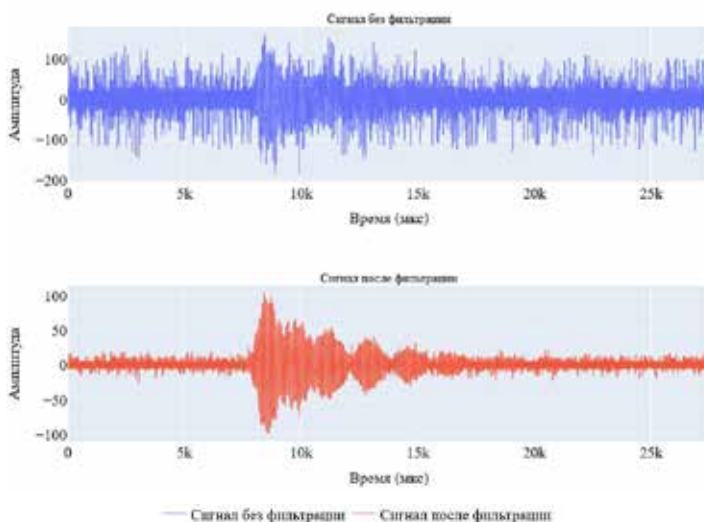


Рис. 1. Сравнение сигналов до и после фильтрации

Для обнаружения акустических событий применяется STA/LTA анализ, использующий экспоненциальное скользящее среднее. STA характеризует среднюю амплитуду сигнала в коротком временном окне, а LTA – в длинном. Отношение STA/LTA позволяет выделить моменты, когда кратковременная активность значительно превышает фоновую. Это один из наиболее популярных методов в сейсмологии для обнаружения сейсмических событий. Применение экспоненциального скользящего среднего вместо традиционного скользящего окна позволяет вычислять STA и LTA более эффективно, так как не требует повторного расчета средних значений для каждого нового отсчета.

Для уточнения времени прихода событий, обнаруженных методом STA/LTA, используется информационный критерий Акаике (AIC) [2–4]. Этот метод основан на минимизации дисперсии в двух временных интервалах: до и после предполагаемого момента события. Критерий рассчитывается в скользящем окне вокруг каждого обнаруженного по STA/LTA импульса, и минимальное значение критерия указывает на наиболее вероятное время прихода сигнала. На рисунке 2 представлена демонстрация работы алгоритма AIC.

Имея информацию о времени прихода сигналов на нескольких датчиках, можно вычислить координаты источника акустической

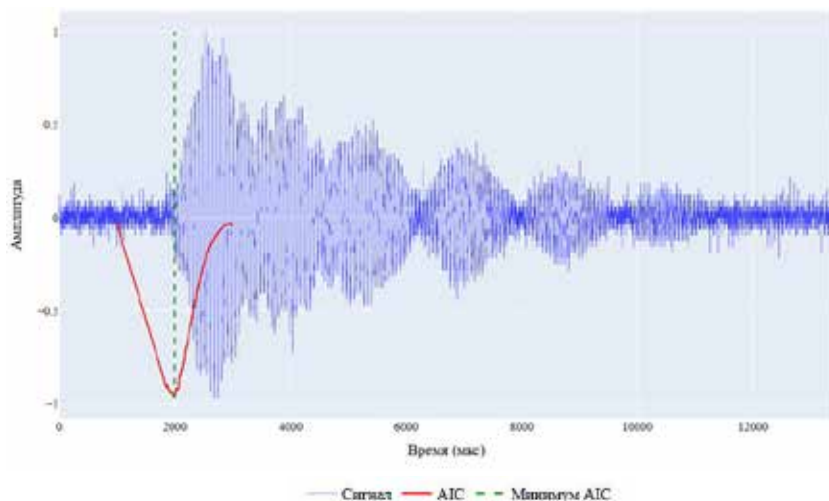


Рис. 2. Демонстрация работы алгоритма AIC

эмиссии в образце. В дальнейшем планируется развитие алгоритмов локации и тестирование методов, аналогичных тем, что применяются в системах, таких как «Prognoz-ADS», для визуализации карты трещин внутри образца [5].

Таким образом, на данном этапе разработан комплекс алгоритмов фильтрации, детектирования и уточнения временных параметров событий. Дальнейшая цель - адаптировать существующие и разработать новые методы локации микротрещин, обеспечивая более точный и быстрый анализ процессов разрушения горных пород.

Литература

1. Рассказов И.Ю., Аникин П.А., Грунин А.П., Мигунов Д.С., Терешкин А.А. Совершенствование технических средств локального контроля удароопасности при ведении горных работ // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2023. № 5. С. 177-184.
2. Niccolini G., Xu J., Manuello A., Lacidogna G., Carpinteri A. Onset time determination of acoustic and electromagnetic emission during rock fracture // Progress In Electromagnetics Research Letters. 2012. Vol. 35. P. 51-62.
3. Tang W., Zhang C., Ji H., Tao C., Qiu J. Impact Localization of Complex Structures Based on Akaike Information Criterion // Proceedings of the Global Reliability and Prognostics and Health Management (PHM-Yantai). Yantai, China, 2022. P. 1-4.
4. Riaz M.M., Ghafoor A. Principal component analysis and Akaike information criterion based image enhancement for ground penetrating radar // IET International Radar Conference. Xi'an, China, 2013. P. 1-6.
5. Hassan F., Mahmood A.K.B., Yahya N., Saboor A., Abbas M.Z., Khan Z., Rimsan M. State-of-the-Art Review on the Acoustic Emission Source Localization Techniques // IEEE Access. 2021. Vol. 9. P. 101246-101266.

РОЛЬ СОВРЕМЕННЫХ ИНФОРМАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ И СИСТЕМНОГО ПОДХОДА В ФУНДАМЕНТАЛЬНОМ И ПРИКЛАДНОМ ИСПОЛЬЗОВАНИИ МЕЖДУНАРОДНОЙ ЗЕМНОЙ СИСТЕМЫ ОТСЧЁТА И ЕЁ ОТСЧЁТНОЙ ОСНОВЫ

Вдовин В.С.¹, Аникеева И.А.²

¹*Институт теории и прогноза землетрясений (ИТПЗ), г. Москва,*

²*Институт информатизации, автоматизации и связи на железнодорожном
транспорте (НИИАС), г. Москва
vdo-vladimir@yandex.ru*

Международная земная система отсчёта ITRS и её реализация – отсчётная основа ITRF – с начала их создания IERS в 80-х годах XX века и дальнейшего поддержания, и развития до настоящего времени широко используются в фундаментальных геодинамических исследованиях и в экономических приложениях (в геодезии, навигации и многих других) как научного, так и практического направлений.

До последнего времени использование ITRS/ITRF, в отличие от государственных систем координат ПЗ-90,11 и ГСК-2011 [1], носило рекомендательный характер, т.е. результаты вычислений координат точек земной поверхности в ITRS/ITRF можно было только рекомендовать для дальнейшего научного анализа и решения прикладных задач. Это вполне устраивало фундаментальную науку, но в реальных секторах экономики это было неудобно, а иногда и непонятно, можно ли использовать результаты вычислений в ITRS/ITRF, например, в геодинамическом мониторинге трубопроводов или при высокоточном позиционировании специальных морских судов на шельфовых работах, когда результаты позиционирования напрямую связаны с безопасностью промышленных объектов. Кроме того, был и остаётся очевидный разрыв между фундаментальными исследованиями и приложениями в реальном секторе экономики, т.к. не было, и нет единого национального подхода к использованию ITRS/ITRF.

Принципиальным отличием ITRS/ITRF от ПЗ-90,11 и ГСК-2011 и от всех известных зарубежных систем координат является

то, что ITRS/ITRF являются динамическими системами, а все другие – статическими.

Однако даже в этих условиях роль информационных технологий в фундаментальном и прикладном использовании ITRS/ITRF была и остаётся высокой, а принципы их использования с учётом информационных технологий заключаются в следующем:

- ITRS/ITRF сами по себе являются современным информационным ресурсом [2] и их использование возможно только с использованием Интернета;

- обработка данных базовых станций (БС) пользователя; данных активных носителей координат ITRS/ITRF – станций IGS [3], являющихся эталонными БС; других данных, необходимых для уравнивания сети и вычисления координат и скоростей БС пользователя с применением специального программного обеспечения (СПО) высокого технологического уровня (GAMIT/GLOBK, BERNESSE, GIPSY-OASIS) тоже возможно только с использованием Интернета - компьютер для обработки данных БС пользователя, станций IGS и уравнивания должен иметь большую вычислительную мощность, а входные и выходные данные должны храниться на мощном сервере, связанном с внешними потребителями высокоскоростными линиями связи.

На базе вышеназванных принципов использования современных информационных технологий профильными учреждениями науки РАН (ИТПЗ РАН, ИФЗ РАН, ФИЦ ЕГС РАН, ИНАСАН и некоторыми другими), профильными структурами ФОИВ (Роскосмосом, Росреестром, Росгидрометом, Минобрнауки и некоторыми другими), профильными коммерческими структурами и осуществлялось использование ITRS/ITRF в РФ. Однако, как было отмечено выше, из-за отсутствия в России единого национального подхода к использованию ITRS/ITRF, использование ITRS/ITRF в экономике РФ являлось далеко не полноценным.

Ситуация в лучшую сторону изменилась в 2022 г., когда в российском сегменте Интернет на информационных ресурсах различных поисковиков появились сведения о выпуске в 2020 г. международного стандарта ИСО по ITRS/ITRF «ISO 19161-1. Geographic information – Geodetic references – Part 1: International terrestrial reference system (ITRS)» [4]. Стало ясно, что использование стандарта ISO 19161 в рамках национального правового поля может дать мощный импульс развитию использования ITRS/ITRF в РФ.

С этой поры перспектива повышения качества использования ITRS/ITRF в РФ стала более понятной, и роль в этом современных информационных технологий стала ещё более высокой. На базе вышеуказанных принципов коллективом единомышленников с участием авторов данного исследования был разработан т.н. «неформальный план» на базе системного подхода, теория и практика которого малоизвестны в РФ, хотя они описаны в ряде зарубежных источников (см. например [5–8]). Были изучены и в той или иной степени реализованы следующие основные принципы неформального планирования:

1. Гибкость и адаптивность.
 - Планы не являются жесткими и могут меняться в зависимости от обстоятельств.
 - Акцент на быструю реакцию на изменения внешней среды или внутренних условий.
2. Ориентация на результат, а не на процесс.
 - Важен конечный результат, а не строгое следование заранее определенным шагам.
 - Планирование фокусируется на достижении целей, а не на бюрократических процедурах.
3. Минимализм и простота.
 - Планы должны быть простыми и понятными, без излишней детализации.
 - Использование «простых правил» вместо сложных стратегий.
4. Опора на интуицию и опыт.
 - Решения принимаются на основе опыта, интуиции и экспертных знаний, а не только на данных и аналитике.
 - Это особенно важно в условиях недостатка информации или времени.
5. Фокус на ключевых приоритетах.
 - Определение небольшого числа важных целей или задач, которые действительно имеют значение.
 - Избежание распыления ресурсов на второстепенные задачи.
6. Коллективное участие и вовлеченность.
 - Планирование осуществляется с участием команды, а не только инициаторов проекта.
 - Учет мнений и идей всех участников процесса.

7. Использование обратной связи.
 - Постоянный сбор и анализ обратной связи от потенциальных потребителей.
 - Корректировка планов на основе этой информации.
8. Принятие неопределенности.
 - Признание того, что не всё можно спланировать заранее.
 - Готовность работать в условиях неполной информации и рисков.
9. Экономия ресурсов.
 - Фокус на эффективное использование ограниченных ресурсов (время, деньги, люди).
 - Избежание излишних затрат на планирование и анализ.
10. Ориентация на обучение и развитие.
 - Планирование как процесс постоянного обучения и улучшения.
 - Анализ ошибок и успехов для будущих решений.

В результате реализации вышеуказанных принципов использования современных информационных технологий и принципов неформального планирования были достигнуты следующие результаты и запланировано решение следующих задач на краткосрочный период (2025 г.):

1. В 2022 г. стандарт ISO 19161-1 был официально приобретён авторами данного исследования, детально изучен, и в 2024 г. официально передан в ИТПЗ РАН.

2. Решением Учёного совета ИТПЗ РАН была создана рабочая группа по разработке стандарта ИТПЗ РАН в области геодезической деятельности и систем отсчёта. Целью разработки данного стандарта организации (СТО) было и остаётся нормативное обеспечение применения международного стандарта ISO 19161-1 в два этапа:

– на первом этапе – применение международного стандарта ISO 19161-1 в виде СТО на уровне ИТПЗ РАН и других профильных учреждений науки РАН, использующих в своей деятельности ITRS/ITRF;

– на втором этапе – в зависимости от результатов первого этапа, - либо организация применения установленным порядком международного стандарта ISO 19161 на федеральном уровне, либо разработка на базе международного стандарта ISO 19161 национального стандарта.

Научное обоснование указанной цели для прикладных научных и практических задач в области навигации было дано в статье [9], а для фундаментальных научных задач в области геодинамики – в статье [10]. Обе статьи написаны с участием членов рабочей группы по разработке стандарта ИТПЗ РАН в области геодезической деятельности и систем отсчёта.

3. Разработка стандарта ИТПЗ РАН в области геодезической деятельности и систем отсчёта как СТО, что регулируется ГОСТ Р 1,42004 [11], в котором, в частности, содержатся следующее положение: «Стандарты организаций могут быть разработаны для обеспечения соблюдения применения в данной организации международных стандартов...».

4. Принято во внимание, что разработка организациями СТО для обеспечения соблюдения применения в них международных стандартов, начиная с 2016 г. на федеральном уровне не регулируется, т.к. в 2016 г. Минпромторгом был утверждён «Порядок регистрации...» [12], а в 2021 г. Росстандартом были утверждены «Порядок и условия применения международных стандартов...» [13], в которых существовавшие ранее нормы по разработке СТО для обеспечения соблюдения применения в организациях международных стандартов были исключены, и введены нормы регистрации международных стандартов в Федеральном информационном фонде стандартов (Фонде стандартов), после чего международные стандарты подлежат применению в соответствии с международными договорами и Федеральным законом «О стандартизации в Российской Федерации» [14].

5. С учётом п. 4, разработку СТО ИТПЗ РАН для обеспечения соблюдения применения в ИТПЗ РАН международного стандарта ISO 191611 рекомендовано выполнить в форме самостоятельного стандарта на базе научного исследования международного стандарта ISO 191611, как это предусмотрено [11]. При этом, в рамках начатого научного исследования был выполнен перевод ISO 19161-1 на русский язык и его оформление согласно требованиям ГОСТ 7,36-2006 [15].

6. После принятия на базе стандарта ISO 19161-1 СТО ИТПЗ РАН в области геодезической деятельности и систем отсчёта (см. п. 2), рекомендовано выполнить его распространение и рассмотрение в профессиональном сообществе, а также апробацию в натуральных условиях.

7. Апробация СТО ИТПЗ РАН в области геодезической деятельности и систем отсчёта в натурных условиях предполагает практическую реализацию следующих положений стандарта ISO 19161-1:

- создание или заимствование микросети БС пользователя (3–5 БС), пригодной в качестве вторичной реализации ITRS (п.6.2.3 [3]);
- выбор оптимального набора станций IGS (п.А.1.2.а [3]);
- проведение ГНСС-наблюдений БС пользователя с интервалом дискретизации 30 с в течение не менее 1 мес. и сбор таких же ГНСС-наблюдений со станций IGS за тот же период, обработка данных станций IGS и БС пользователя с использованием СПО научного назначения уровня GAMIT/GLOBK, вычисление координат и скоростей БС пользователя (п.А.1.2.(а-f) [3]).

На среднесрочный период (2025–2026 гг.) неформально запланировано решение следующих задач:

1. По результатам апробации СТО ИТПЗ РАН в области геодезической деятельности и систем отсчёта в натурных условиях и его рассмотрения профессиональным сообществом принятие решения об использовании данного СТО для нормативного обеспечения фундаментальных научных исследований профильными научными учреждениями под научно-методическим руководством РАН.

2. Регистрация стандарта ISO 19161-1 в Фонде стандартов, и в зависимости от консолидированного мнения профессионального сообщества выработка решения о рекомендательном или обязательном характере его использования по различным направлениям науки и экономической деятельности.

3. Создание на базе ИТПЗ РАН сети БС РАН геодинамического назначения как вторичной реализации ITRS.

4. Разработка предложений по созданию российского аналога СПО уровня GAMIT/GLOBK, BERNESE, GIPSY-OASIS.

5. Проведение мероприятий по гармонизации нормативно закреплённых в РФ ITRS/ITRF с государственными системами координат ПЗ-90.11 и ГСК-2011.

Работа была выполнена в рамках бюджетного финансирования ИТПЗ РАН.

Литература

1. Постановление Правительства РФ от 24.11.2016 № 1240 «Об установлении государственных систем координат, государственной системы высот и государственной гравиметрической системы».
2. <https://itrf.ign.fr/>.
3. <https://igs.org/>.
4. <https://www.iso.org/standard/70655.html>.
5. Минцберг Г., Альстрэнд Б., Лэмпел Дж. Школы стратегий // <https://search.rsl.ru/ru/record/01000664856>.
6. Румелт Ричард Хорошая стратегия, плохая стратегия // <https://search.rsl.ru/ru/record/01006715056>.
7. Mintzberg H. The Fall and Rise of Strategic Planning (Harvard Business Review) // <https://hbr.org/1994/01/the-fall-and-rise-of-strategic-planning>.
8. Eisenhardt K.M., & Sull D.N. Strategy as Simple Rules (Harvard Business Review) // <https://hbr.org/2001/01/strategy-as-simple-rules>.
9. Аникеева И.А., Андреев В.К., Вдовин В.С., Стеблов Г.М. Методы геодезического обеспечения функционального дополнения комплекса системы высокоточного широкозонного дифференциальной коррекции и мониторинга (СДКМ-КФД) // Ракетно-космическое приборостроение и информационные системы. 2023. Т. 10, выпуск 4. С. 67-71.
10. Стеблов Г.М., Шебалин П.Н., Мельник Г.Э. Высокоточные спутниковые геодезические измерения и геодинамические исследования на территории Северной Евразии: состояние и перспективы // Доклады Академии наук. Науки о Земле. 2024. Т. 518, № 9. С. 195-204.
11. ГОСТ Р 1.4-2019. Стандарты организаций. Основные положения. Требования к построению, содержанию, оформлению, обозначению и обновлению. М., Стандартинформ. 2019.
12. Порядок регистрации федеральным органом исполнительной власти в сфере стандартизации документов, разрабатываемых и применяемых национальной системе стандартизации, сводов правил, международных стандартов, региональных стандартов и региональных сводов правил, стандартов иностранных государств и сводов правил иностранных государств. Утверждён приказом Минпромторга России от 27 мая 2016 г. № 1716.
13. Порядок и условия применения международных стандартов, региональных стандартов, межгосударственных стандартов и региональных сводов правил, а также стандартов иностранных государств и сводов правил иностранных государств. Утверждены приказом Федерального агентства по техническому регулированию и метрологии от 21 июня 2021 г. № 1061.
14. Федеральный закон от 29.06.2015. № 162-ФЗ «О стандартизации в Российской Федерации»
15. ГОСТ Р 50.1.035-2001. Порядок применения международных и региональных стандартов в Российской Федерации. Госстандарт России. М.
16. ГОСТ 7.36-2006. Система стандартов по информации, библиотечному и издательскому делу. Неопубликованный перевод. Общие требования и правила оформления. М., Стандартинформ. 2006.
17. <https://www.itpz-ran.ru/ru/>.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВДОЛЬ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ И ЗАПАДНОГО БЕРЕГА ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА НА РУБЕЖЕ ВЕКОВ

Гайко Л.А.

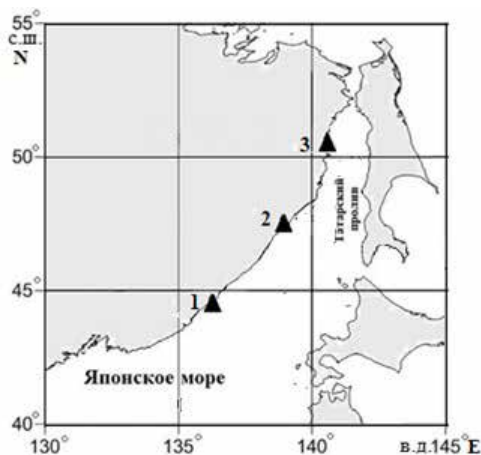
*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
gayko@poi.dvo.ru, gayko@yandex.ru*

Район представляемого исследования охватывает прибрежные зоны СЗ Японского моря и запада Татарского пролива, омывающие с востока Приморье и Хабаровский край. Изучение термического режима данного района представляет не только научный, но и практический интерес, так как восточная прибрежная зона Приморского и Хабаровского краёв от р. Туманная на юге до пролива Невельского на севере, является нерестовым ареалом приморской горбуши. Изменение термических условий акватории приводит к перераспределению миграционных потоков горбуши [1, 2]. Особенности температурного режима прибрежной зоны района исследования рассматриваются в публикациях автора [3, 4, 5].

В данной работе используются данные наблюдений за температурой воды и воздуха на трёх гидрометеорологических станциях (ГМС): ГМС Рудная Пристань, Сосуново и Советская Гавань (из фонда Приморского УГМС), освещающих данный район (рис. 1). Целью работы является исследование особенностей динамики внутри- и межгодового хода температуры воды и воздуха вдоль побережья выбранного района на рубеже веков. Рассматривается период с 1960 по 2023 гг., который включает в себя последние 40 лет 20-го и первые 23 года 21-го веков.

Исследование внутри- и межгодовой изменчивости температуры на всех станциях было проведено несколькими методами. Во-первых, для выявления и оценки климатических трендов был применён традиционный регрессионный анализ; во-вторых, с помощью построения интегрально-разностных кривых аномалий были определены сдвиги в многолетнем ходе температуры; в-третьих, были рассчитаны климатические нормы за два после-

Рис. 1. Схема расположения гидрометеорологических станций (ГМС): 1 – ГМС Рудная Пристань (ЮВ Приморья, север Японского моря); 2 – ГМС Сосуново (СВ Приморья, ЮЗ Татарского пролива); 3 – ГМС Советская Гавань (ЮВ Хабаровского края, СЗ Татарского пролива)



довательных периода, рекомендованных Всемирной Метеорологической Организацией как реперные при выявлении изменений климата [6], проведено сравнение норм между собой, а также сравнение годовых температур трёх постпериодных лет (2021, 2022 и 2023 гг.) с нормами и между собой.

Для исследования межгодовой изменчивости температуры воды и воздуха с помощью регрессионного анализа были построены графики отклонений среднегодовых значений температуры от среднего многолетнего за период 1960–2023 гг. (рис. 2). При анализе в ходе температуры воды был выявлен положительный, значимый на 5%-ом уровне, линейный тренд на ГМС Советская Гавань и Сосуново ($R^2 \geq 0,058$; $p < 0,05$). Только на ГМС Рудная Пристань тренд не выявлен, возможно, существенное влияние на этот район оказывают холодное Приморское течение, а также местная циркуляция вод [2, 4, 5]. Положительный значимый тренд в ходе температуры воздуха выявлен на всех трёх ГМС, т.е. процесс потепления района продолжается.

При исследовании хода аномалий температуры (рис. 2, столбики 1, 2, 3) можно отметить, что наибольшее понижение температуры воды (рис. 2, слева) на всех ГМС произошло в конце 70-х гг., а повышение – в начале 90-х., а с 2010 г. максимумы и минимумы наблюдаются хаотично. В распределении аномалий температуры воздуха акценты несколько смещены (рис. 2, справа). Наибольший минимум отмечен в середине 60-х, первый резкий подъём темпе-

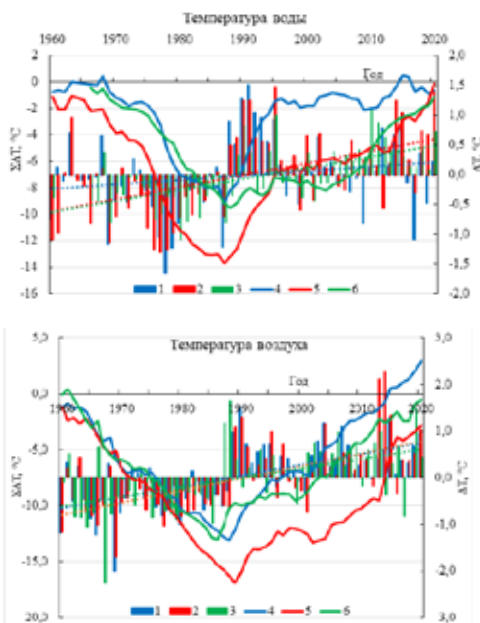


Рис. 2. Межгодовая изменчивость аномалий температуры (ΔT) воды (верхний) и воздуха (нижний) на станциях (1, 2, 3) представлена столбчатыми диаграммами; их линейные тренды – прямыми пунктирными линиями; их интегральные разности ($\Sigma \Delta T$) – кривыми линиями (4, 5, 6)

1, 4 – Рудная Пристань, 2, 5 – Сосуново, 3, 6 – Советская Гавань (1960–2020 гг.).

1988 гг. В эти годы произошёл перегиб кривой с падения на рост, и температура воды на всех станциях стала расти, но с разной скоростью. Можно отметить, что характер роста температуры на ГМС Советская Гавань, расположенной в северной части Татарского пролива, отличается от остальных ГМС, ход интегральной кривой аномалий здесь имеет другой характер, что связано, возможно с особенностями гидрологического режима [2, 4]. Ход интегральных кривых аномалий температура воздуха (рис. 2, справа, кривые 4, 5, 6) имеет более сглаженный характер: с начала 60-х на всех ГМС произошло резкое понижение температуры вплоть до конца 80-х, перешедшее в 1986...1989 гг. на рост. Причём, наибольшее куму-

ратуры воздуха, как и воды, произошёл в 1988–1989 гг., а максимальный – на ГМС Сосуново в 2013–2014 гг. (на 2,1° и 2,3°C).

Для определения сдвигов в многолетнем ходе температуры были построены интегрально-разностные кривые аномалий температур от среднего многолетнего значения за 1960–2020 гг. (рис. 2). Анализируя кривые температура воды (рис. 2, слева, кривые 4, 5, 6) можно отметить, что они имеют сложный ход, но очевидно, что в 60-е годы на всех ГМС температура воды варьировала около среднего значения, затем произошло её довольно быстрое понижение вплоть до 1987–

лятивное накопление аномалий температуры воздуха произошло на ГМС Рудная Пристань, а наименьшее – на ГМС Сосуново.

Далее, по среднегодовым данным ГМС были вычислены базовая и оперативная климатические нормы за периоды 1961–1990 и 1991–2020 гг. соответственно, и было проведено сравнение их между собой (табл. 1). Очевидно, что величина II-й нормы, по сравнению с I-й, и для температуры воды, и для температуры воздуха выросла. Также было проведено сравнение годовых температур за три постпериодные годы (2021, 2022 и 2023 гг.) с базовой и оперативной нормами.

Таблица 1. Базовая и оперативная климатические нормы, и среднегодовые температуры воды и воздуха за 2021, 2022 и 2023 гг. на ГМС

ГМС	Температура воды, °С						Температура воздуха, °С					
	I	II	II - I	2021	2022	2023	I	II	II - I	2021	2022	2023
РП	6,1	6,5	0,4	7,2	6,5	7,1	3,8	4,6	0,8	5,1	5,2	5,5
С	4,8	5,6	0,8	6,7	6,1	6,7	2,0	2,8	0,8	3,5	3,7	3,7
СГ	5,1	5,6	0,5			7,2	1,5	2,1	0,6			

Примечание. 1) РП – ГМС Рудная Пристань; С – ГМС Сосуново; СГ – ГМС Советская Гавань; 2) I – базовая (1961–1990), II – оперативная (1991–2020 гг.) климатические нормы; 2) ΔT, °С – разность температуры между II и I климатическими нормами.

При сравнении с нормами можно отметить, что на всех станциях среднегодовые температуры и воды, и воздуха выше нормы, лишь в 2022 г. на ГМС Рудная Пристань температура воды совпадает с оперативной нормой. При сравнении температуры между годами можно отметить, что по температуре воды более холодным был 2022 г., а по температуре воздуха – 2021 г.

Таким образом, в прибрежной зоне СЗ Японского моря и запада Татарского пролива на рубеже веков отмечено общее повышение температурного фона. Этот вывод подтверждается, во-первых, устойчивым статистически значимым положительным линейным трендом в ходе температуры воды и воздуха за период 1960–2023 гг.; во-вторых, переломом в 1986-1989 гг. длившегося с начала 60-х гг. накопления отрицательных аномалий температуры на накопление положительных аномалий; в-третьих, при

сравнении климатических норм температуры воды и воздуха двух последовательных 30-летий между собой очевидно, что величина нормы, т.е. среднее 30-летнее значение температуры, за период 1990–2020 гг. увеличилась, следовательно, повысился общий температурный фон данного района. Среднегодовые температуры воды и воздуха в 2021, 2022 и 2023 гг. превысили обе климатические нормы, но по температуре воды холоднее был 2022 г., а по температуре воздуха – 2021 г.

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы ТОИ ДВО РАН, № рег. 124022100079-4.

Литература

1. Lysenko A.V., Shatilina T.A., Gayko L.A. Effect of Hydrometeorological Conditions on Dynamics of Catches (Abundance) of the Primorye Pink Salmon *Oncorhynchus gorbusha* Based on Retrospective Data (Sea of Japan, Strait of Tartary) // *Voprosy Ikhtiologii*. 2021. Vol. 61, No. 2. P. 206-218. DOI 10.1134/S0032945221020119.
2. Андреев А.Г. Особенности циркуляции вод в южной части Татарского пролива // *Исследование Земли из космоса*. 2018. № 1. С. 3-11. doi:10.7868/S0205961418010013.
3. Гайко Л.А. Особенности температурного режима прибрежной зоны Приморского края на рубеже веков / *Экологические исследования на Дальнем Востоке России: история и современность: монография* / Под ред. В.Ю. Цыганкова, С.Б. Ярусовой, ВВГУ – Владивосток: Изд-во ВВГУ, 2023. С. 73-82. DOI: <https://doi.org/10.24886/0685-5-73-82>.
4. Gayko L.A. Variability of Water and Air Temperature along the Coast of the Eastern Primorye and Khabarovsk Territory Based on the Weather Station Data // *Physical Oceanography*. 2022. 29(4). P. 363-378. DOI: 10.22449/1573-160X-2022-4-363-378.
5. 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.
6. О переходе на новые климатические нормы, <https://www.meteorf.gov.ru/press/news/28963/> от 20.06.2025.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВАРИАЦИЙ ГЛУБИНЫ ЗАЛЕГАНИЯ ГРАНИЦ ЗОНЫ ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДОВ МАНТИИ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЙ ЗОНЫ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ ШИРОКОПОЛОСНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СЕТИ О. САХАЛИН

Гоев А.Г.^{1,2}, Костылев Д.В.^{1,3,4}

¹ *Институт динамики геосфер им. академика М.А. Садовского, г. Москва*

² *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, г. Москва*

³ *Сахалинский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Южно-Сахалинск*

⁴ *Институт морской геологии и геофизики г. Южно-Сахалинск*
goev@idg.ras.ru

Субдукция тектонических плит является одним из наиболее важных тектонических процессов, во многом определяющих геодинамику Земли и процессы внутримантийной конвекции, а также сейсмичность от коры до низов верхней мантии в регионах, близких к зонам субдукции. При этом многие аспекты геодинамики зон субдукции остаются нерешенными и плохо изученными. Например, глубина погружения субдуцирующей плиты (слэба) и ее геометрия. В частности, исследования последних десятилетий показали возможность наличия разрывов внутри слэба, что может повлиять как на локальную тектонику, так и спровоцировать глубокофокусную сейсмичность (например, [1] и ссылки в ней). Важнейшей задачей, связанной с изучением зон субдукции, является исследование взаимодействия слэба с границами зоны фазовых переходов верхней мантии на глубинах около 410 и 660 км (MTZ). Эти сейсмические границы связаны с фазовыми переходами оливина, сопровождающимися значимым скачком плотности и сейсмических скоростей. На основе теоретических и экспериментальных данных показано, что эти фазовые переходы контролируются отношением P-T на данной глубине. Таким образом, в зонах субдукции при погружении холодной океанической литосферы глубина залегания границы 410 уменьшается, а 660 растет [2].

Наиболее эффективной методикой, позволяющей проводить детальные исследования топографии границ 410 и 660 является метод функций приёмника (PRF) [3]. Метод основан на анализе

обменных волн P-S, сформировавшихся на контрастных сейсмических границах в районе места установки станции. Анализ времен вступлений этих волн (например, сформировавшихся на целевых границах 410 и 660) и сопоставление их со стандартными значениями позволяет сделать вывод об аномалиях залегания этих границ.

Детальные исследования границ зоны фазовых переходов верхней мантии на основе анализа обменных волн по представительному набору цифровых сейсмологических данных в Дальневосточной зоне Российской Федерации ранее не проводились. Известна единственная работа [4], в которой на основе анализа аналоговых сейсмограмм были сделаны первые выводы о наличии аномалий в этой зоне, однако ввиду малого числа сейсмических станций и качества исходных данных, на тот момент было невозможно про-

вести ее детальное изучение. Начиная с 2004 года, сейсмическая сеть региона получила существенное развитие и теперь насчитывает 23 широкополосные станции, распределенные по большой территории, что впервые позволяет решать задачу изучения взаимодействия погружающегося тихоокеанского слэба с границами 410 и 660 в Южной части ДВО РФ.

В предложенном исследовании были проанализированы данные 9 широкополосных сейсмических станций, установленных на о. Сахалин и на приле-

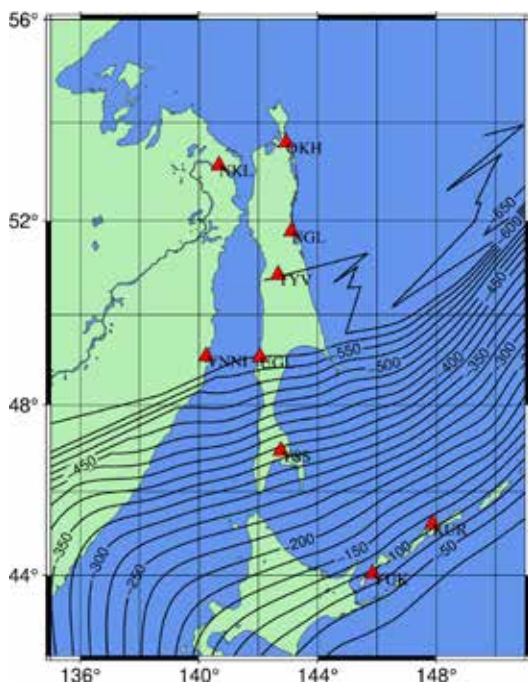


Рис. 1. Карта региона исследований. Красными треугольниками показано расположение широкополосных сейсмических станций, данные которых проанализированы в работе. Изолиниями показана глубина залегания кровли слэба согласно глобальной модели [5].

гающих территориях (рис. 1). Ряды наблюдений составили от 12 до 30 лет в зависимости от станции, что позволило включить в анализ более 10 000 сейсмограмм телесейсмических событий. Как видно из рисунка, регион исследования чрезвычайно удобно расположен относительно геометрии субдукции для изучения MTZ, т.к. согласно глобальной модели слэб начинает взаимодействовать с горницей 410 с южной части острова, а в районе его середины достигает границы 660. Таким образом, можно ожидать в этих районах существенных аномалий.

Результаты проведенных исследований, во многом, подтвердили теоретические представления. Показано, что в северной части острова глубина залегания граница 410 существенно понижается с последующим возвратом к стандартным значениям в центральной части острова. Граница же 660 начинает свое опускание, начиная с центральной части о. Сахалин и этот прогиб продолжается дальше на север. При этом наблюдаемые аномалии границы 660 недостаточны для предположения о прорыве слэбом этой границы и погружении слэба в нижнюю мантию.

Работа выполнена за счет средств гранта РНФ 25-27-00240 и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке – «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира».

Литература

1. Sanhueza J., Yáñez G., W. Buck W. R., Sawant, A.D. Vargas J.A., Lloyd A.J. Towards linking slabwindow geodynamics with the geophysical and geochemical signature of the upper mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 2023. Vol. 623. P. 118435.
2. Ishii T., Ohtani E. Dry metastable olivine and slab deformation in a wet subducting slab // *Nature Geoscience*. 2021. Vol. 14. P. 526-530. DOI: 10.1038/s41561-021-00756-7.
3. Винник Л.П. Сейсмология приемных функций // *Физика Земли*. 2019. № 1. С. 16-27.
4. Винник Л.П., Косарев Г.Л., Петерсен Н.В. Передаточные функции мантии в дальневосточной зоне субдукции // *Докл. РАН*. 1997. Т. 353. № 3. С. 379-382.
5. Hayes G.P., Moore G.L., Portner D.E., Hearne M., Flamme H., Furtney M., Smoczyk G.M. Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model // *Science*. 2018. V. 362. P. 58-61. DOI:10.1126/science.aat4723.

ЭСТУАРИИ КАМЧАТКИ: ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И МОРФОДИНАМИКА. ИТОГИ ДВУХ ДЕСЯТИЛЕТИЙ ИССЛЕДОВАНИЙ (2002–2025 гг.)

Горин С.Л.¹, Коваль М.В.²

¹*Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО), г. Москва*

²*КамчатНИРО, г. Петропавловск-Камчатский
gorinser@mail.ru*

Авторы доклада уже более 20 лет (с 2002 г.) исследуют эстуарии Камчатского края. В фундаментальном отношении эта работа направлена на выяснение основных закономерностей гидролого-морфологических процессов в приливных эстуариях в условиях холодного (умеренного и субарктического) климата, а также на оценку влияния этих процессов на формирование эстуарных экосистем. Получаемые результаты полезны для решения множества практических проблем, связанных с жизнью на берегах эстуариев, которые сводятся к следующему: защите жилой и производственной инфраструктуры от наводнений, волн и течений; обеспечению безопасности судоходства; организации промысла водных биологических ресурсов и др. Настоящий доклад посвящен краткому изложению гидролого-морфологических итогов выполненной работы (о биологических результатах см. в [1]).

Исследования во всех объектах проводились в рамках общей идеи по единому плану. К настоящему времени эта работа в целом завершена. Всего за 23 года в пределах Камчатки было изучено 19 объектов (рис. 1). Для каждого эстуария перечень и глубина исследований по отдельным вопросам определялись значимостью данного объекта для достижения общей цели, а также наличием запросов на решение каких-либо практических проблем. Поэтому в итоге степень изученности эстуариев Камчатки оказалась не одинаковой. Но в целом, нам удалось получить систематические представления о гидрологическом режиме (во все сезоны года) и морфодинамике этих объектов.

В основе работы лежат собственные теоретические разработки, представленные в [2; 3] – физико-географическое определение

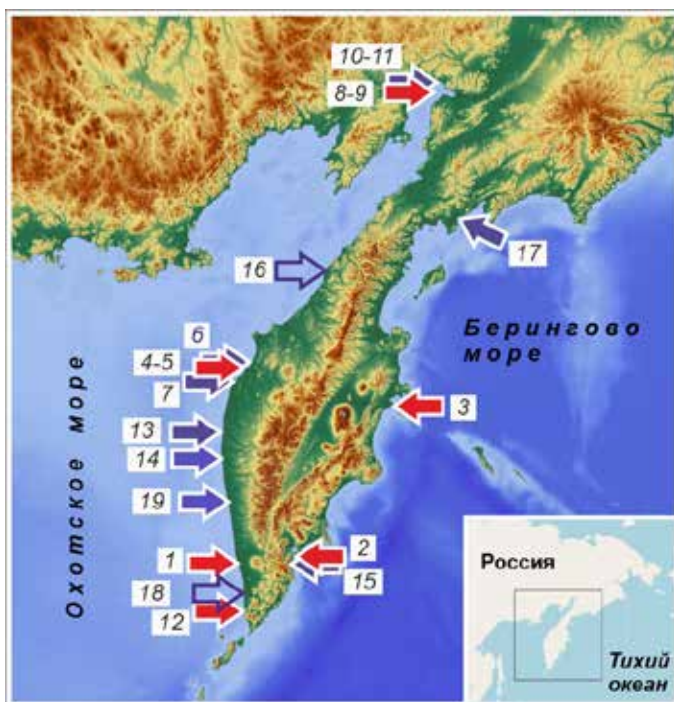


Рис. 1. Карта Камчатки с указанием эстуариев, изученных в 2002–2025 гг. Показаны объекты в устьях рек (в скобках – года с экспедициями): 1 – Большая (2002-2006, 2010-2012, 2016 гг.); 2 – Большой Виллой (2002, 2004-2007 гг.); 3 – Камчатка (2009-2010, 2019-2020 гг.); 4 и 5 – Хайрюзова и Белоголовая (2011-2013 гг.); 6 и 7 – Ковран и Морошечная (2012); 8 и 9 – Пенжина и Таловка (2014-2016 гг.); 10 и 11 – Шестакова и Микина (2015 г.); 12 – Озерная (2017, 2019 гг.); 13 и 14 – Ича и Крутогорова (2018 г.); 15 – Вилюча (2019 г.); 16 – Палана (2019 г.); 17 – Вывенка (2021-2025 гг.); 18 – Опала (без экспедиции); 19 – Большая Воровская (2024 г.).

и гидролого-морфологическая типизация эстуариев. В качестве базовых географических методов были выбраны метод ключей и сравнительно-географический метод. Первый из них предполагает глубокое и всестороннее исследование отдельных объектов (их частей) с последующей экстраполяцией выводов на совокупность объектов (объекты в целом), а второй – сравнение особенностей гидролого-морфологических процессов при разных величинах и сочетаниях внешних факторов. В экспедициях использовались

стандартные методы гидрологии суши и геоморфологии морских берегов, несколько модифицированные авторами с учетом специфики изучаемых объектов и имеющейся материально-технической базы. Главными гидрологическими процессами, которые исследовались в эстуариях во время полевых компаний, были: колебания уровня воды (в связи с взаимодействием волн речного стока и морских приливов); формирование поля скоростей течения; интрузия морских вод; трансформация водных масс в слабопроточных частях эстуариев; формирование ледяного покрова в условиях приливов. Все эти процессы изучались в масштабах времени, характерных для речного стока (синоптическом и сезонном) и морских приливов (суточном, полумесячном и полугодовом). Геоморфологические исследования в первую очередь были направлены на изучение продольной и поперечной динамики барьерных форм, отделяющих эстуарии от моря. Помимо собственных наблюдений, значительное время было уделено поиску архивных сведений и литературных источников. В результате, была собрана обширная и исчерпывающе полная коллекция первоисточников по различным аспектам исследуемой проблемы.

В результате проведенных гидролого-морфологических исследований было установлено следующее. На Камчатке встречаются эстуарии трех типов: лагунные, русловые и морские [3]. Указанные типы разделяются на несколько подтипов. Наиболее распространены лагунно-русловые, лагунно-озерные и русловые эстуарии с устьевым расширением:

Лагунно-русловые эстуарии (ЛРЭ) напоминают вытянутые вдоль берега моря речные русла. Они встречаются на равнинных участках побережья со средними (от 1–2 до 4–5 м) приливами и интенсивным морским волнением. Больше всего их на 500-км участке ЮЗ Камчатки (устья рек Большая, Большая Воровская, Ича и др., рис. 1). Поодиночке они встречаются и на восточном побережье региона (устья рек Камчатка, Дранка и др.). От моря они отделяются барами и косами, обычно состоящими из одного песчано-галечного вала. Барьерные формы здесь очень динамичны в продольном направлении – устья эстуариев за один год могут смещаться вдоль баров или кос на несколько сотен метров. ЛРЭ имеют длину от сотен метров до десятков км и в основном мелководны (<1–2 м). К руслам эстуариев часто примыкают водоемы – обычно

мелководные, а иногда с глубиной $>3-5$ м. Объем этих эстуариев (вместе с водоемами) не превышает нескольких суточных объемов стока впадающих в них рек, поэтому в них велика проточность и преобладает речное влияние. Для гидрологического режима ЛРЭ характерна активная динамика ЗС речных и морских вод под воздействием морских приливов и речного стока (преимущественно с суточной и сезонной периодичностью). Под влиянием морфодинамики баров и кос гидрологический режим ЛРЭ изменяется с сезонной и многолетней периодичностью. Всего на Камчатке ок. 15–20 этих объектов. Примеры: эстуарии рек Большая и Камчатка [4; 5].

Лагунно-озерные эстуарии (ЛОЭ) характерны для устьев малых рек на гористых восточных берегах Камчатки, находящихся под влиянием малых ($\sim 1-2$ м) приливов и интенсивного волнения открытого моря. Это системы небольших озер, соединяющихся с морем через узкие водотоки. Большинство этих объектов занимает межгорные котловины (Большой Виллой, Калыгирь, Анана и др.), а меньшая часть располагается в понижениях прибрежных равнин (Семячик, Укинская, Ивашкинская и др.). Все они со стороны моря блокированы барами (нередко – серией баров). Большинство ЛОЭ находится на относительно открытых и приглубых берегах, что препятствует современной проградации морских террас. Существенное влияние на их морфодинамику могут оказывать вертикальные движения земной коры. Размеры ЛОЭ обычно не превышает нескольких км. В эстуариях, которые находятся в межгорных котловинах, глубина превышает 5 м (в отдельных случаях достигая 20–30 м). В объектах на равнинных берегах преобладают глубины до 1–2 м. Объем этих эстуариев превышает несколько месячных объемов стока впадающих в них рек, поэтому проточность в них слаба и преобладает морское влияние. Для гидрологического режима большинства ЛОЭ характерна устойчивая стратификация вод, обусловленная вертикальными градиентами солености, а также сезонная изменчивость характеристик. Устья ЛОЭ во время сильных морских штормов в конце осени и зимой нередко замыкаются. Из-за этого они могут быть довольно долго (от нескольких суток до нескольких месяцев) изолированы от моря – вплоть до того момента, когда переполняющая их вода не промоет устье. Всего на Камчатке ок. 15–20 этих объектов. Пример: эстуарий реки Большой Виллой [6].

На северо-западном побережье Камчатки сформировались русловые эстуарии с устьевым расширением (воронкообразные эстуарии – ВЭ). Необходимым условием их существования являются высокие (от 4 до 10 м и более) морские приливы. Длина большинства ВЭ не превышает 10–20 км. Основной морфологический элемент – расширяющееся к морю русло, в котором смешиваются речные и морские воды. В некоторых ВЭ есть хорошо выраженная «морская» часть, которая представляет собой либо стоково-отливную ложбину, продолжающую эстуарное русло на поверхности морской литорали (в устье реки Хайрюзова) или морской залив (в устье реки Пенжина). Текущее положение границ и структура ЗС здесь непрерывно изменяются в зависимости от соотношения величин речного стока и морских приливов (чем выше прилив и меньше речной сток, тем дальше зона смешения от моря). Для ВЭ характерны значительные колебания уровня, высокая скорость и мутность воды, а также обширные приливные осушки. Пример: устье реки Пенжина [7]. Всего на Камчатке ок. 15 подобных объектов.

Литература

1. Коваль М.В. Эстуарная ихтиофауна Камчатки: условия формирования, видовое разнообразие и экологическая характеристика // Исслед. водн. биол. ресурсов Камчатки и сев.-зап. части Тихого океана. 2024. № 72. С. 9-235.
2. Михайлов В.Н., Горин С.Л. Новые определения, районирование и типизация устьевых областей рек и их частей – эстуариев // Водные Ресурсы. 2012. Т. 39. № 3. С. 243-257.
3. Горин С.Л. Эстуарии полуострова Камчатка: теоретические подходы к изучению и гидролого-морфологическая типизация. итоги 10 лет исследований // Исслед. водн. биол. ресурсов Камчатки и сев.-зап. части Тихого океана. 2012. № 27. С. 5-12.
4. Горин С.Л., Попрядухин А.А., Коваль М.В. Гидрологические процессы в лагунно-русловом эстуарии в теплый период года (на примере устья реки Большой, Западная Камчатка) // Водные Ресурсы. 2019. Т. 46. № 1. С. 2-13.
5. Горин С.Л. Современные морфологическое строение и гидрологический режим эстуария реки Камчатки // Исслед. водн. биол. ресурсов Камчатки и сев.-зап. части Тихого океана. 2013. № 31. С. 6-26.
6. Горин С.Л. Гидролого-морфологические процессы в эстуарии реки Большой Виллой (восточное побережье Камчатки) // Водные Ресурсы. 2013. Т. 40. № 1. С. 3.
7. Горин С.Л., Коваль М.В., Сазонов А.А., Терский П.Н. Современный гидрологический режим нижнего течения реки Пенжины и первые сведения о гидрологических процессах в ее эстуарии (по результатам экспедиции 2014 г.) // Исслед. водн. биол. ресурсов Камчатки и сев.-зап. части Тихого океана. 2015. № 37. С. 33-52.

ТРИТИЙ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА ГОД СПУСТЯ ПОСЛЕ НАЧАЛА СБРОСА АВАРИЙНЫХ ФУКУСИМСКИХ ВОД

**Горячев В.А., Лобанов В.Б., Сергеев А.Ф., Соколов Д.Д.,
Калюжный Д.С.**

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

С началом ядерной эры со второй половины 40-х годов прошлого века в окружающей среде появились искусственные радионуклиды: ^{134}Cs , ^{137}Cs , ^{90}Sr и другие и было нарушено природное равновесие трития и радиоуглерода, основным источником которых были испытания ядерного оружия. После запрета договором 1963 года испытаний в космосе, атмосфере и под водой, поступление искусственных радионуклидов снизилось, но не прекратилось. Источником искусственных радионуклидов остаются ядерные энергетические установки, предприятия по переработке отработавшего ядерного топлива, регламентированные сбросы, неконтролируемые утечки и аварийные выбросы. Последним событием, приведшим к глобальному загрязнению планеты, была ядерная авария на АЭС «Фукусима-1», произошедшая в марте 2011 г. В морской воде в первый год после аварии вблизи АЭС концентрация ^{137}Cs превышала фоновые уровни более чем в 10^6 раз [1]. Часть этой воды 1,3 млн. тонн, хотя и очищенной от основных загрязняющих радиоизотопов: цезия, стронция, плутония и т.д. до безопасных для сброса уровней, хранилась в стальных емкостях на территории станции, т.к. концентрация трития в этой воде $8 \cdot 10^5$ Бк/л не позволяет сразу сбросить ее в океан [2]. Все имеющиеся в настоящее время технологии очистки воды от трития энергозатратны и дорогостоящи. Охлаждение реакторов продолжается и объем хранимой загрязненной тритием воды продолжал бы увеличиваться, поэтому в августе 2023 г был начат сброс загрязненной воды в океан предварительно разбавляемой до 1300 Бк/л и менее.

С целью изучить современное распределение трития и оценить влияние сброса загрязненной тритием воды на его concentra-

цию в водах северо-западной части Тихого океана с декабря 2022 по сентябрь 2024 года ТОИ ДВО РАН было проведено 4 экспедиции, в которых выполнялся отбор проб воды для определения в них искусственных и естественных радионуклидов, включая тритий рис. 1.

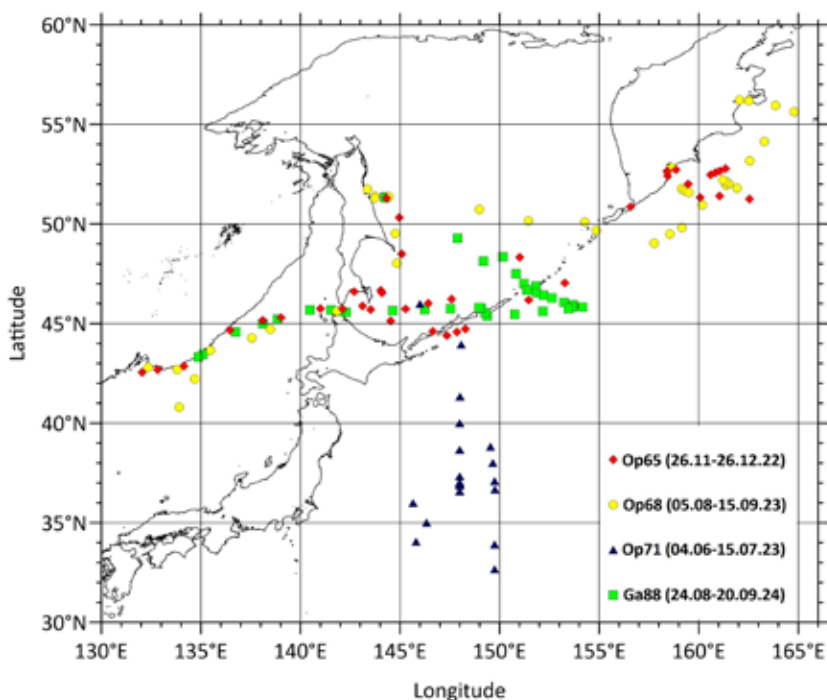


Рис. 1. – Положение станций с отбором проб на тритий

Пробы объемом 0,5–1,5 л для определения трития отбирались погружным насосом либо из проточной системы, глубинные – с помощью пробоотборной системы с батометрами Нискина объемом 10 л. Первичная подготовка проб к измерению проводилась на борту судна: пробы на тритий обессоливались в роторном испарителе, радиоизотопы: Cs-137, Ra-226, Ra-228, Be-7 концентрировались на избирательных сорбентах. На берегу в лаборатории пробы на тритий электролитически обогащались, их бета активность измерялась в жидкостном сцинтилляционном спектрометре Quantulus1220. Результаты первых двух экспедиций, рейсы НИС

«Академик Опарин» №№ 65 и 68, проходившие в периоды 26.11-26.12.2022 г и 05.08-15.09.2023 г соответственно, дали концентрации трития, характерные для обследованных акваторий до начала сброса загрязненной воды (табл. 1).

Таблица 1 – Тритий в поверхностных водах обследованных акваторий

Японское море	Концентрация ТЕ		
НИС, № рейса, период	мин.	макс.	средн.
Академик Опарин, рейс № 65, 15.12.2022	0,77	1,39	1,03
Академик Опарин, рейс № 68, 15.06.2023	0,82	2,36	1,30
Охотское море	Концентрация ТЕ		
Академик Опарин, рейс № 65, 15.12.2022	0,65	1,90	1,29
Академик Опарин, рейс № 68, 15.06.2023	0,66	1,90	1,29
Профессор Гагаринский, рейс № 88, 15.06.2024	0,53	1,19	0,76
Тихий океан	Концентрация ТЕ		
Академик Опарин, рейс № 65, 15.12.2022	0,33	0,95	0,59
Академик Опарин, рейс № 68, 15.06.2023	0,46	1,24	0,79
Академик Опарин, рейс № 71, 15.06.2024	0,30	0,78	0,52
Профессор Гагаринский, рейс № 88, 15.06.2024	0,32	0,74	0,54

П р и м е ч а н и е . Даты в первом столбце – это среднее время за каждый период отбора проб, к которым с учетом распада приведены результаты измерений.

Наиболее показательны минимальные концентрации, т.к. они характерны для открытых областей акваторий, где распределение трития более однородно и может нарушаться либо интенсивными локальными осадками, либо подъемом глубинных вод. Максимальные же концентрации характерны для районов, расположенных вблизи берегов, подверженных влиянию пресных вод материкового стока с концентрациями на порядок выше, чем в открытых областях. Пример этого - результаты определения трития в пробах, отобранных в рейсе № 88 НИС «Профессор Гагаринский» в Охотском море, большая часть которых из открытой области. Концентрации трития в них оказались явно ниже, чем измеренные в пробах рейсов №№ 65 и 68 НИС «Академик Опарин» (табл. 1, рис. 1).

В период 04.06-15.07.2024 г. были проведены гидрологические, гидрохимические исследования в рейсе № 71 НИС «Акаде-

мик Опарин» в районе от южных Курил (44°с.ш.) по 145–150 гр. в.д. почти до южной границы Куроисио с отбором проб для измерения трития и других радионуклидов (рис. 1). Результаты измерений показали снижение концентрации трития с севера на юг в пределах 0,3–0,78 ТЕ, при средней величине 0,54 ТЕ, что соответствует 0,5 ТЕ, принятой за фон для этого района [3–6]. Но наибольшие концентрации 0,65–0,78 ТЕ измерены в трех пробах, отобранных около 37° с.ш., на северной границе основной струи Куроисио, практически на траверзе АЭС «Фукусима-1» (рис. 1, 2а). Возможно, вода с повышенной концентрацией трития захвачена течением вблизи места сброса аварийной, загрязненной тритием воды, т.к. значительно превышает среднюю концентрацию трития всех проб, отобранных вблизи 37°с.ш. Косвенно это подтверждается и относительно низкой соленостью проб с повышенными концентрациями трития (рис. 2б), характерной для прибрежных вод. Общая тенденция роста концентрации трития с широтой (рис. 1, 2а) соответствует его глобальному распределению в северной части Тихого океана.

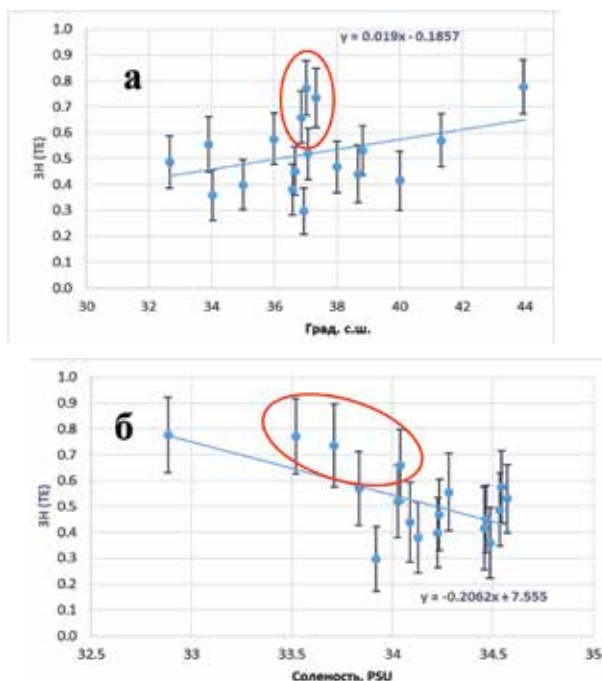


Рис. 2. Зависимость концентрации трития **а** – от широты; **б** – от солености в поверхностных пробах, отобранных в 71 рейсе НИС «Академик Опарин» 04.06–15.07.24 г.

Таким образом, спустя год после начала сброса загрязненной тритием воды с территории АЭС «Фукусима-1» повышенные концентрации этого радиоизотопа в исследованной области могут быть свидетельством ее захвата течением Куроисио вблизи места сброса и распространения на восток

Литература

1. Buesseler K., Aoyama M., Fukasawa M. Impacts of the Fukushima nuclear power plants on marine radioactivity // *Environ. Sci. Technol.* 2011. 45 (23), P. 9931-9935.
2. TEPCO // Draft Study Responding to the Subcommittee Report on Handling ALPS Treated Water. 2020.
3. Fine R.A., Reid J.L., O'stlund H.G. Circulation of tritium in the Pacific Ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 1981. 11. P. 3-14.
4. Povinec P.P., Wee Kwong L.L., Kaizer J., Molnar M., Nies H., Palcsu L., Papp L., Pham M.K., Jean-Baptiste P. Impact of the Fukushima accident on tritium, radio-carbon and radiocesium levels in seawater of the western North Pacific Ocean: A comparison with pre-Fukushima situation // *Journal of Environmental Radioactivity.* 2017. 166. P. 56-66.
5. Povinec P.P., Aoyama M., Biddulph D., Breier R., Buesseler K., et al. Cesium, iodine and tritium in NW Pacific waters – a comparison of the Fukushima impact with global fallout // *Biogeosciences.* 2013. 10. P. 5481-5496. DOI:10.5194/bg-10-5481-2013.
6. Takahata N., Tomonaga Y., Kumamoto Y., Yamada M., Sano Y. Direct tritium emissions to the ocean from the Fukushima Dai-ichi Nuclear accident // *Geochemical Journal.* 2018. V. 52. P. 1-7.

РАЗРАБОТКА КЛАССИФИЦИРУЮЩЕЙ МОДЕЛИ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ ДЛЯ ОБРАБОТКИ СИГНАЛОВ СИСТЕМЫ «PROGNOZ-ADS» НА РУДНИКЕ «НИКОЛАЕВСКИЙ»

Грунин А.П., Константинов А.В., Сидляр А.В.

*Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск
lexx188@mail.ru*

Современные системы контроля горного давления представляют собой передовые инструменты для оценки и управления геомеханическим состоянием породного массива [1, 2].

Автоматизированная система контроля горного давления «Prognoz-ADS» позволяет регистрировать и определять параметры акустических сигналов в диапазоне от 0,5 до 12 кГц, выделять и контролировать потенциально удароопасные зоны в массиве горных пород. Системы установлены в подземных выработках на месторождениях «Антей», Мало-Тулукуевское, Николаевское, Южное и на рудниках КФ АО «Апатит».

Система фиксирует значительный объем сигналов, которые условно делятся на три категории: естественная акустическая эмиссия, сигналы от буровых и других работ в зоне чувствительности датчиков, а также сигналы, возникающие при проведении взрывных работ в пределах действия датчиков.

Зарегистрированные сигналы служат первичными данными, на основе которых формируются события – группы сигналов, излученных одним источником. На основе времени регистрации сигналов возможен расчет координат источника акустической эмиссии [3, 4]. Далее из этих событий выделяются акустически активные зоны. Анализ таких зон впоследствии позволяет определять удароопасные участки.

Для точного прогнозирования и контроля удароопасности критически важна классификация акустических сигналов по указанным категориям. Учитывая масштабы мониторинга и возрастающие объёмы данных (за год система может зарегистрировать 3,5 миллиона импульсов), ручная обработка специалистами становится неэффективной – это обусловило разработку автоматизи-

рованной системы классификации на основе методов машинного обучения.

Для решения задачи классификации методом машинного обучения необходимо выполнение 3 основных этапов:

1. Создание размеченного набора данных, на которых будет обучаться и проверяться модель;
2. Определение необходимых признаков, на основе которых модель будет принимать решение о классификации;
3. Выбор модели, обучение и проверка точности классификации.

Для создания размеченного набора данных была использована база данных системы «Prognoz-ADS» Николаевского рудника за 2022 год [5]. Для построения выборки применялись опыт специалистов по ручной обработке сигналов в базе данных и специально разработанное ПО «GeoFiltration». Полученная в результате работы обучающая выборка включает: 15 тысяч взрывных импульсов, 102 тысячи буровых импульсов, 74 тысячи импульсов естественной акустической эмиссии.

На следующем этапе было создано пространство признаков. Часть признаков рассчитываются на стороне регистрирующего датчика в момент регистрации каждого импульса. В эту группу входят: амплитуда сигнала, длительность сигнала, длительность фронта сигнала, порог регистрации, площадь сигнала, параметр MARSE [6].

Для надежной классификации сигналов акустической эмиссии требуется расширение списка признаков. Дополнительные признаки могут быть рассчитаны исходя из показателя времени регистрации импульса. Таким образом были сформированы следующие признаки:

Глобальная плотность импульсов – число импульсов, зарегистрированных всеми доступными геофонами в интервале времени T от момента регистрации исходного импульса.

Локальная плотность импульсов – число импульсов, зарегистрированных конкретным геофоном в интервале времени T от момента регистрации исходного импульса.

Время до ближайшего сигнала – параметр, позволяющий определять периодичность в поступлении сигналов и тем самым определять периодические события, которые характерны для буровой активности.

Итого на данный момент предполагается использовать 9 признаков.

При большом количестве признаков возможно применение специальных алгоритмов снижения размерности данных. На рисунке 1 представлен график свернутого в двумерное пространство алгоритмом UMAP [7] набора 9 признаков. Классы естественной акустической эмиссии (зеленый цвет), буровых работ (желтый цвет) и взрывных работ (красный цвет) хоть и разделены, но имеют пересечения.

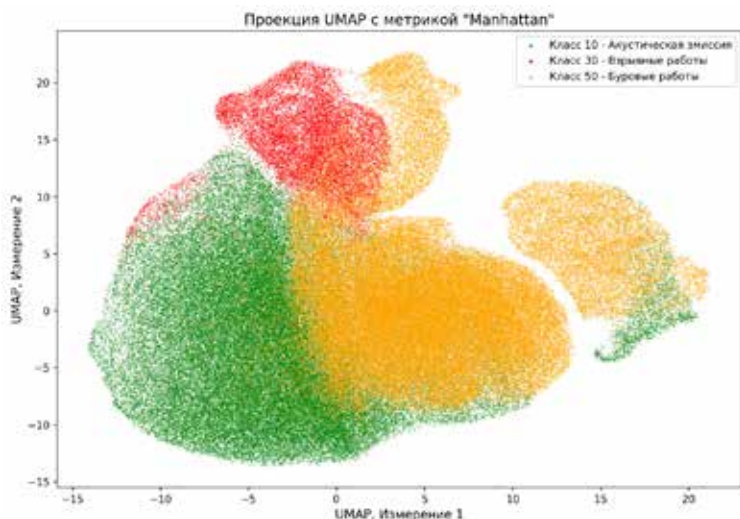


Рис. 1. График свернутого в двумерное пространство набора 9 признаков

С целью проверки корректности выбора и обработки признаков была протестирована одна из моделей машинного обучения на размеченной части базы данных. В качестве модели был выбран метод случайного леса [8].

Размеченная база данных была разделена на две части. 70% составили данные для обучения модели случайного леса. Оставшиеся 30% для проверки корректности результата. Также модель случайного леса позволяет определять важность каждого признака. Отчет классификации для модели случайного леса демонстрирует очень хорошие результаты по точности, которая составляет 96,54%. На рисунке 2 представлена апробация полученной модели на участке базы неразмеченных данных.

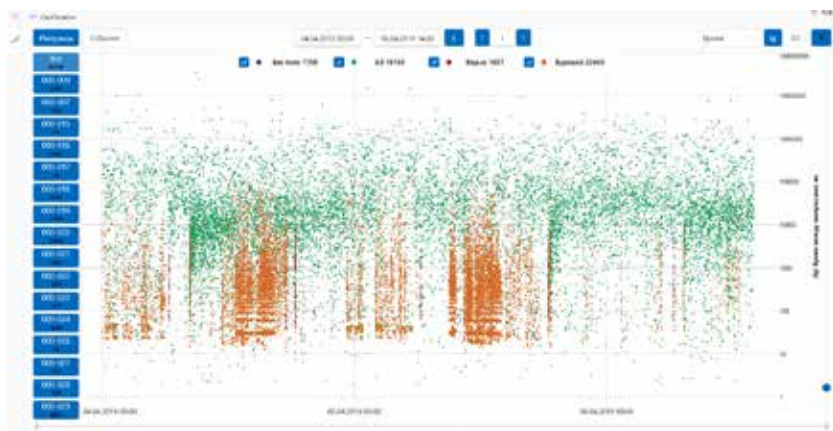


Рис. 2. Демонстрация работы модели

Литература

1. Małkowski P., Niedbalski Z. A comprehensive geomechanical method for the assessment of rockburst hazards in underground mining // International Journal of Mining Science and Technology. 2020. Vol. 30. № 3. P. 345-355.
2. Абетов А., Кудайбергенова С., Сидоров В. Creation of geodynamic polygons and technologies for conducting geodynamic monitoring in the hydrocarbon fields // Engineering Journal of Satbayev University. 2021. Vol. 143. № 2. P. 3-13.
3. Грунин, А.П., Сидляр А.В., Косматов С.Б. Снижение погрешности локации сейсмоакустических событий в системе геомеханического мониторинга массива горных пород «Prognoz-ADS» // Вестник Тихоокеанского государственного университета. 2024. № 1. С. 13-20.
4. Zhou Z., Rui Y., & Cai X., Lan R., Cheng R. A Closed-Form Method of Acoustic Emission Source Location for Velocity-Free System Using Complete TDOA Measurements // Sensors. 2020. Vol. 20. № 12. P. 1-14.
5. Ломов М.А., Сидляр А.В., Константинов А.В., Грунин А.П. Геомеханические проблемы отработки нижних горизонтов месторождения Южное (Приморский край) // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2023. № 12-2. С. 87-99.
6. Bechhoefer E., Qu Y., Zhu J., He D. Signal Processing Techniques to Improve an Acoustic Emissions Sensor // Proceedings of the Annual Conference of the Prognostics and Health Management Society. 2013. Vol. 4. P. 581-588.
7. McInnes L., Healy J., Saul N., Grossberger L. UMAP: Uniform Manifold Approximation and Projection // Journal of Open-Source Software. 2018. Vol. 3. № 29. P. 861.
8. Mazumder P., Baruah A Hybrid Model for Predicting Classification Dataset based on Random Forest, Support Vector Machine and Artificial Neural Network // International Journal of Innovative Technology and Exploring Engineering. 2023. Vol. 13. P. 19-25.

ГИДРОСФЕРНЫЕ КОЛЕБАНИЯ ВЫЗВАННЫЕ НАГРУЖАЮЩИМ ВОЗДЕЙСТВИЕМ АТМОСФЕРЫ, ВО ВРЕМЯ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ХУНГА-ТОНГА-ХУНГА-ХААПАЙ

Долгих Г.И., Болсуновский М.А., Долгих С.Г., Будрин С.С.

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

При исследовании взаимодействия геосферных полей различных частотных диапазонов важно определить первоисточник процессов, колебаний и волн, так как это позволяет лучше изучить физику возникновения и развития различных процессов, явлений, а также вызываемых ими колебаний (возмущений). Одними из явлений способных вызывать возмущения во всех геосферах являются мощные (взрывные) извержения вулканов. К одним из таких извержений относится извержения вулкана Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай 15 января 2022 г. UTC, которое вызвало возмущения в различных геосферах Земли, в частности в атмосфере и гидросфере.

В работе атмосферные возмущения представлены виде колебаний полного электронного содержания (ТЕС) слоя ионосферы, обнаруженных с помощью ГНСС-методов, гидросферные колебания зафиксированы с помощью уровнемерных станций. Интересными являются объяснения колебаний в гидросфере, зафиксированных после извержения вулкана. В некоторых работах [1] утверждается, что зарегистрированные изменения уровня моря вызваны волнами цунами двух типов. Первый тип – это волны цунами, вызванные собственными колебаниями атмосферы в месте расположения уровнемерной станции, которые были возбуждены проходящим импульсом взрыва вулкана; второй тип волны – это волны цунами, возникшие в воде в результате взрыва вулкана. Наличий волн первого типа, которые можно назвать метеоцунами, не вызывают сомнений, однако волн второго типа выявлено не было, так-как скорость распространения возмущения от места взрыва до места регистрации примерно равна скорости звука в воздухе, а других возмущений на записях уровнемерных станций зафиксиро-

вано не было [2], и в тоже время спектральные компоненты на всех уровнемерных станциях были различными.

Выполнено определение первоисточника колебаний, зафиксированных в гидросфере уровнемерными станциями, представленными в работе [2] по данным [3]. Поиск ионосферных возмущений выполнен по данным ГНСС-станций, расположенных на территории Приморского края [4].

Для сравнения атмосферных и гидросферных колебаний, ГНСС-данные были разделены на временные промежутки, центр которых находился наиболее близко к уровнемерным станциям, для каждой уровнемерной станции были выбраны конкретные участки записи ГНСС-станций. На следующем этапе, отобранные участки были обработаны периодограммным методом, а также методом максимального правдоподобия с числом гармоник 60 [5].

Нами предполагается, что колебания водной поверхности, зарегистрированные при прохождении в атмосфере импульса взрыва [2], вызваны возбуждёнными колебаниями атмосферной области в зоне расположения уровнемерных станций. Также мы предполагаем, что периоды колебаний слоя атмосферы (ионосферы), близки к периодам колебаний, зарегистрированных уровнемерными станциями (на участках ГНСС-данных близких к положению соответствующих уровнемерных станций).

Из сравнения значений периодов ГНСС-данных и данных уровнемерных станций следует, что периоды максимумов, выделенных по уровнемерным станциям близки к периодам максимумов, выделенных из ГНСС-данных, в момент прохождения импульса, вызванного извержением, вулкана. Из этого следует сделать вывод, что источником колебаний в гидросфере служат колебания атмосферы.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта «Изучение природы линейного и нелинейного взаимодействия геосферных полей переходных зон Мирового океана и их последствий», а также гранта Российского научного фонда № 22-17-00121 «Возникновение, развитие и трансформация геосферных процессов инфразвукового диапазона», и при частичной финансовой поддержке гранта № 075-15-2024-642 «Исследование процессов и закономерностей возникновения, развития и трансформации катастрофиче-

ских явлений в океанах и на континентах методами сейсмоакустического мониторинга».

Авторы выражают благодарность АО «ПРИН», ООО «АЭРО-ФОТОПРОМ», ООО «Меридиан», ИПМ ДВО РАН и ДВФУ за ГНСС-данные по используемым в анализе ГНСС-станциям на территории Приморского края.

Литература

1. Kulichkov S. N., Chunchuzov I. P., Popov O. E., Gorchakov G. I., Mishenin A. A., Perepelkin V. G., Bush G. A., Skorokhod A. I., Vinogradov Yu. A., Semutnikova E. G., Epic J. S., Medvedev I. P., Gushchin R. A., Kopeikin V. M., Belikov I. B., Gubanova D. P., Karpov A. V., and Tikhonov A. V. Acoustic-Gravity Lamb Waves from the Eruption of the Hunga-Tonga-Hunga-Hapai Volcano // *Pure Appl. Geophys.* 2022. V. 179. P. 1533-1548. <https://doi.org/10.1007/s00024-022-03046-4>.
2. Dolgikh G., Dolgikh S., Ovcharenko V. Initiation of Infrasonic Geosphere Waves Caused by Explosive Eruption of Hunga Tonga-Hunga Ha'apai Volcano // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2022. V. 10. Iss. 8. № 1061. <https://doi.org/10.3390/jmse10081061>.
3. Sea Level Station Monitoring Facility. <http://www.ioc-sealevelmonitoring.org/map.php>.
4. Болсуновский М.А., Шестаков Н.В., Долгих Г.И., Перевалова Н.П., Тен А.С., 2024. Ионосферные возмущения над Приморским краем, вызванные извержением вулкана Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай 15 января 2022 г. // *Геодинамика и тектонофизика*. 15 (1), 0738. <https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-1-0738>.
5. Прикладная математическая статистика: учебное пособие / Составитель А.А. Мицель. Томск: Томский государственный университет систем управления и радиоэлектроники, 2022. 118 с.

ДИСТАНЦИОННЫЙ МОНИТОРИНГ ЦУНАМИГЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВБЛИЗИ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Долгих С.Г., Долгих Г.И.

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

Деформационная аномалия (скачек) впервые была выявлена при анализе записей данных горизонтального неравноплечевого лазерного деформографа при регистрации цунамигенного землетрясения 26 декабря 2004 года в Суматре [1]. С помощью деформационного метода определения степени цунамигенности землетрясений были оценены землетрясения, произошедшие в Индонезии, Чили и на западном побережье Северной Америки с 2010 по 2018 гг. На записях лазерного деформографа с длиной измерительного плеча 52,5 метра и ориентацией «Север-Юг» было выделено по три сильных землетрясения в каждом регионе. На записях каждого из этих землетрясений присутствует деформационный скачек, характерный для цунамигенного землетрясения [2]. Для наглядности была построена линия тренда записи лазерно-интерференционного прибора до начала деформационного скачка. Так же было установлено, что на динамических спектрограммах выделяются колебания с периодами от 14 до 30 с, характерные для землетрясения, а в более низкочастотной области присутствуют более сильные возмущения на записях всех событий. Дальнейший анализ записей цунамигенных землетрясений позволил выявить зависимость величины деформационной аномалии и расчетного смещения, произошедшего в очаге землетрясения. По формуле, приведенной в [2], было установлено, что среднее значение степени расходимости по расчетам равно 0,951. При изучении землетрясений, произошедших в районе Японских островов было выделено два цунамигенных землетрясения [3]. Степень расходимости для этих двух землетрясений равна 0,941 и 0,952. Для всех цунамигенных землетрясений, приведенных в [2, 3], расчетное смещение в эпицентре землетрясения использовалось из данных сайта Американской геофизической службы [4]. Которое было рассчитано по

модели конечных разломов, используя как объемные Р и S волны, так и поверхностные волны Рэля и Лява.

В нашей работе будет рассмотрен еще один цунамиопасный регион, Курильские острова. Для анализа будут выбраны землетрясения с магнитудой более 6 за период с 2010 по 2024 гг. Всего было выбрано 32 землетрясения, из которых, по данным Американской геофизической службы, только 8 имеют пометку «возможно возникновение цунами». Дальнейший анализ этих землетрясений показал, что только после двух из них возникла волна цунами, а в остальных случаях цунами не наблюдалось. Первое землетрясение произошло 13 февраля 2020 г. в 10:33:44 UTC в точке с координатами 45,616°N 148,959°E на глубине 143 км с магнитудой 7. Второе землетрясение с магнитудой 7,5 произошло в точке с координатами 48,964°N 157,696°E в 02:49:21 UTC 25 марта 2020 г. на глубине около 60 км. Оба этих землетрясения были зарегистрированы горизонтальным неравноплечим лазерным деформографом с длиной измерительно плеча 52,5 метра и ориентацией «Север-Юг». Лазерно-интерференционный прибор установлен на юге Приморского края на МЭС ТОИ ДВО РАН «м. Шульца». Расстояния от места установки прибора до эпицентра первого землетрясения составляет около 1 500 км, а до эпицентра второго землетрясения около 2 200 км. Сигнал от первого землетрясения был выявлен в 10:36:51 13.02.2020 г., а второго в 02:53:57 25.03.2020 г. Скорость распространения сейсмической волны от эпицентра землетрясения до места установки лазерного деформографа для обоих землетрясений составила около 8 км/с.

На рисунке 1 приведены фрагменты записей и динамическая спектрограмма лазерного деформографа в момент регистрации цунамигенного землетрясения, произошедшего 25 марта 2020 г. Стрелкой отмечен момент регистрации первых сейсмических колебаний пришедших от землетрясения.

При рассмотрении записи лазерно-интерференционного прибора видно, что через 6 минут после регистрации землетрясения ее характер меняется и она начинает «ползти» вниз. Это и есть деформационная аномалия, характерная для цунамигенного землетрясений. Величина этой деформационной аномалии составила 2,2 мкм. Так же на динамический спектрограмме присутствуют, как колебания характерные для землетрясения в диапазоне частот от 40 до

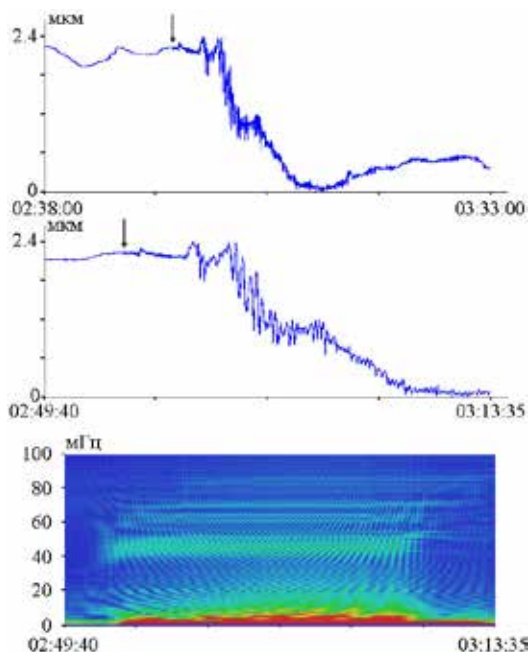


Рис. 1. Фрагменты записей и динамическая спектрограмма 52,5-метрового лазерного деформографа за 25 марта 2020 года

50 мГц, так и колебания в более низкочастотной области. Причем амплитуда колебаний в более низкочастотной области больше, чем амплитуда колебаний характерных для землетрясения.

Зная величину деформационной аномалии для двух цунамигенных землетрясений, рассчитаем степень расходимости. Для землетрясения, произошедшего в феврале, она составила 1,8 мкм, а для второго землетрясения ее величина равна 2,2 мкм. Для обоих землетрясений степень расходимости получается около 0,98. Для расчета использовались теоретические данные, приведенные на сайте Американской геофизической службы. Из полученных расчетов следует, что степень расходимости во всех случаях близка к сферической и должна рассчитываться для каждого цунамиопасного региона отдельно.

Деформационный метод определения степени цунамигенности подводных землетрясений, основанный на выявлении дефор-

мационной аномалии на записях неравноплечих лазерных деформографов, имеет преимущество. Так как скорость распространения упругой волны намного больше скорости цунами и находится в пределах от 1 до 9 км/с [5]. Величина деформационной аномалии связана с величиной смещения дна в эпицентре землетрясения, которую можно рассчитать и построить модель распространения волны цунами с расчетными параметрами при ее выходе на берег. Что позволит провести оперативный расчет последствий и принять решение об эвакуации населения опасных районов.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта № 075-15-2024-642 «Исследование процессов и закономерностей возникновения, развития и трансформации катастрофических явлений в океанах и на континентах методами сейсмоакустического мониторинга».

Литература

1. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ковалев С.Н., Корень И.А., Овчаренко В.В., Чупин В.А., Швец В.А., Яковенко С.В. Регистрация деформационной аномалии цунамигенного землетрясения лазерным деформографом//Доклады Академии наук. 2007. Т. 412. № 1. С. 104-106.
2. Dolgikh Grigory, Dolgikh Stanislav Deformation Anomalies Accompanying Tsunami Origination // J. Mar. Sci. Eng. 2021. 9. 1144.
3. Dolgikh Grigory, Dolgikh Stanislav Deformation Anomalies Accompanying Tsunami Origins near the Japanese Islands // J. Mar. Sci. Eng. 2023. 11 (11). 2137.
4. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search>
5. Sepúlveda I., Liu P. L.F., Grigoriu M., & Pritchard M. Tsunami hazard assessments with consideration of uncertain earthquake slip distribution and location // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2017. № 122. С. 7252-271.

РАЙОНЫ ГЕНЕРАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВНУТРЕННИХ ВОЛН В ОХОТСКОМ МОРЕ

Дубина В.А., Бессонов Р.С.

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

*Дальневосточный государственный технический рыбохозяйственный
университет, г. Владивосток
dubina@poi.dvo.ru*

Гравитационные внутренние волны (ВВ) зарождаются в толще воды на пикноклине и могут распространяться по нему на большие дистанции. ВВ относят к категории субмезомасштабных явлений, принимая во внимание их поперечные размеры и амплитуды. Но гребни ВВ и расстояния, на которые они перемещаются, в некоторых районах Мирового океана достигают масштабов целых морей. Такие волны наблюдаются, например, в морях Андаманском [1], Банда [2], Японском [3]. На спутниковых изображениях северо-восточного шельфа острова Сахалин встречаются ВВ с гребнями длиной 100-500 км [4-5]. Внутренние волны генерируют трёхмерное поле течений, которые при определённых условиях изменяют характеристики ветровых волн. Эти модуляции шероховатости морской поверхности заметны невооружённым взглядом и отпечатываются на видимых и радиолокационных спутниковых снимках. К настоящему времени поверхностные проявления ВВ зарегистрированы практически на всей акватории Охотского моря, включая даже районы интенсивного приливного перемешивания, где в результате диссипации приливной энергии образуются однородные по глубине водные массы. В этих районах ВВ отмечены в периоды интенсивного таяния ледяного покрова (Шантарские острова), паводка рек (Пенжинская губа) или интенсивного прогрева в августе-сентябре (Курильские проливы) [6–7]. В работе приводятся примеры индикации и характеристики внутренних волн в различных районах Охотского моря и отмечаются места их повторяющейся генерации.

Литература

1. Osborne A.R., Burch T.L. Internal solitons in the Andaman Sea // *Science*. 1980. V. 208. № 4443. P. 451-460.
2. Mitnik L., Dubina V. Non-linear internal waves in the Banda Sea on satellite synthetic aperture radar and visible images // *Proc. IGARSS'09, Cape Town, 2009*. P. 5417914.
3. Дубина В.А., Митник Л.М. Внутренние волны в Японском море: пространственно-временное распределение и характеристики по данным спутникового дистанционного зондирования // *Исслед. Земли из космоса*. 2007. № 3. С. 37-46.
4. Dubina V., Mitnik L. Sea surface features near Northern Sakhalin: study with satellite synthetic aperture radar imagery // *Proc. 17th Intern. Symposium on the Okhotsk Sea and Sea Ice*. 24-28 February 2002. Mombetsu, Hokkaido, Japan, 2002. P. 66-73.
5. Mitnik L., Dubina V. Spatial-temporal distribution and characteristics of internal waves in the Okhotsk and Japan Seas studied by ERS-1/2 SAR and Envisat ASAR // *Proceedings of ENVISAT Symposium 2007, 23-27 April 2007, Montreux, Switzerland*. ESA, 2006. SP-636.88
6. Дубина В.А., Колесникова А.С., Круглик И.А., Руденко О.Н. Районы генерации внутренних волн, регистрируемых на охотоморском шельфе Сахалина // *Мат. Нац. научно-технической конференции «Научно-практические вопросы регулирования рыболовства»*, 27-28 октября 2022 г. Владивосток. С. 83-88.
7. Дубина В.А., Бусыгина А.Д., Азмухаметова Л.М. Особенности поля гравитационных внутренних волн в центрально-курильском районе // *Мат. Нац. научно-технической конференции «Научно-практические вопросы регулирования рыболовства»*, 27-28 октября 2022 г. г. Владивосток. С. 77-82.

ТЕХНИЧЕСКИЕ И ПРОГРАММНЫЕ РЕШЕНИЯ ДЛЯ МОНИТОРИНГА И ОПОВЕЩЕНИЯ О ЦУНАМИ

**Зайцев А.И.¹, Долгих Г.И.², Пелиновский Е.Н.³,
Долгих С.Г.², Костенко И.С.¹**

¹*Специальное конструкторское бюро средств автоматизации морских исследований, г. Южно-Сахалинск*

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

³*Институт прикладной физики, г. Нижний Новгород*
aizaytsev@mail.ru

Волны цунами от очагов землетрясения, расположенных в Тихом океане, достаточно свободно проникают в Охотское море через проливы Курильских островов и проявляются на побережье острова Сахалин [1, 2]. За всю историю наблюдений в Тихом Океане произошло самое большое число цунамигенных землетрясений разной магнитуды, некоторые из них вызвали локальные и трансокеанские волны. Наиболее сильным за всю историю наблюдений было землетрясение, которое произошло 22 мая 1960 года у побережья Чили. В течение последних десятилетий в акватории Тихого океана и у его побережий развивается система инструментальных наблюдений за цунами, что позволяет лучше изучить природу этого явления и сопоставить с результатами численных расчетов.

Создание лазерно-интерференционного комплекса в южной части о. Сахалин началась в 2010 году с разработки мобильного, а затем и стационарного горизонтального лазерного деформографа неравноплечего типа (рис. 1). Прибор создан на основе неравноплечего интерферометра Майкельсона с длиной измерительного плеча 10,5 м и ориентацией «север-юг». Лазерный деформограф позволяет регистрировать вариации микродеформаций верхнего слоя земной коры в частотном диапазоне от 0 (условно) до 10 000 Гц с точностью 0,3 нм [3]. Для исключения влияния температурных вариаций на показания прибора он расположен в подземном термоизолированном помещении на глубине около 2 м. В 2012 году к лазерному деформографу добавились лазерный нанобарограф для измерения вариаций атмосферного давления и лазерный гидрофон для измерения вариаций давления гидросферы, а в последствии и



Рис. 1. Лазерно-интерференционный комплекс на базе СКБ САМИ ДВО РАН «м. Свободный» 1 – GPS-приёмник TRIMBLE 5700; 2 – лазерный гидрофон; 3 – лабораторное помещение; 4 – лазерный нанобарограф; 5 – лазерный деформограф горизонтального типа

метеостанция для измерения основных метеопараметров. Все эти измерительные системы показаны на рисунке 1. Лазерный нанобарограф создан на основе равноплечего интерферометра Майкельсона, где в качестве чувствительного элемента используется блок анероидных коробок, что позволяет проводить измерения в частотном диапазоне от 0 (условно) до 10 000 Гц с точностью 50 мкПа. Этот прибор также установлен в подземном термоизолированном помещении. Лазерный гидрофон, созданный на основе равноплечего интерферометра Майкельсона, регистрирует изменения давления гидросферы в том же частотном диапазоне с точностью 50 мкПа [4]. Метеостанция ведет круглосуточное наблюдение за изменениями основных параметров атмосферы, таких как температура, влажность, атмосферное давление, направление и скорость ветра. Данные со всех приборов по кабельным линиям поступают в лабораторное помещение, где после предварительной обработки сохраняются в базе экспериментальных данных.

Лазерным деформографом, расположенным на морской экспериментальной базе МЭС «м. Шульца», были зарегистрированы все основные цунамигенные события с источниками в Тихом океане. Система позволяет регистрировать цунами не только сейсмического происхождения, так же от оползневых и атмосферных источников.

Для оценки уровня высот волн, волновых характеристик и их воздействия на прибрежную инфраструктуру необходимо выполнить численное моделирование. Применяя доступную информацию о землетрясении, строим начальное смещение уровня моря в момент землетрясения рассчитано по формулам Окады [5]. Расчет распространения волн цунами проводился с помощью вычислительного комплекса НАМИ-ДАНС [6], решающий систему уравнений мелкой воды в сферических координатах на вращающейся Земле с учетом силы трения. Авторская разработка НАМИ-ДАНС может рассчитывать цунами не только сейсмического происхождения, так же оползневого и атмосферного.

В связи с активным развитием прибрежной зоны и портовой инфраструктуры необходимо проведение исследований и актуализация оценки цунамиопасности. За последние 15 лет нами были промоделированы все наиболее значимые события цунами в Тихоокеанском регионе. Полученные оценки необходимо учитывать при планировании и строительстве прибрежных объектов, а также в системе раннего оповещения о цунами.

Представленные результаты получены при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 25-27-00367.

Литература

1. Бейзель С.А., Гусяков В.К., Чубаров Л.Б., Шокин Ю.И. Численное моделирование воздействия удалённых цунами на Дальневосточное побережье России // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 5. С. 578-590.
2. Гусяков В.К., Чубаров Л.Б., Бейзель С.А. Оценка цунамиопасности побережья Охотского моря от региональных и удалённых источников // Вулканология и сейсмология. 2015. № 4. С. 59-72.
3. Dolgikh G.I. Principles of the designing single-coordinate laser strainmeters // Technical Physics Letters. 2011. Vol. 37(3). P. 204-206.
4. Dolgikh G., Budrin S., Dolgikh S., Plotnikov A. Supersensitive Detector of Hydrosphere Pressure Variations // Sensors. 2020. V. 20(23). P. 6998. doi:10.3390/s20236998.
5. Okada Y. Simulated empirical law of coseismic crustal deformation // Journal of Physics of the Earth. 1995. V. 43. P. 697-713.
6. Zaytsev A., Kurkin A., Pelinovsky E., Yalciner A.C. Numerical tsunami model NAMI-DANCE // Science of Tsunami Hazards. 2019. V. 38. No. 4. P. 151-168.

ЭФФЕКТЫ КОМПЕНСАЦИИ ПОТОКОВ МОЩНОСТИ В ВЕКТОРНЫХ КАНАЛАХ КОМБИНИРОВАННОГО ПРИЕМНИКА

Злобина Н.В., Касаткин С.Б.

*Институт проблем морских технологий ДВО РАН им. акад. М.Д. Агеева,
г. Владивосток
kasatkas@marine.febras.ru*

Важную роль в прикладной гидроакустике, экологии морских акваторий и морской геологоразведке играет проблема измерения шумовых полей в морской среде, создаваемых природными явлениями, техногенными процессами либо объектами ближнего и дальнего судоходства. Главное место в прикладной гидроакустике отводится проблеме обнаружения движущихся шумящих объектов (ШО), шумовое поле которых представлено либо сплошным спектром шумов обтекания звукового диапазона, либо дискретными составляющими, связанными с работой бортовых электромеханических устройств, либо дискретными составляющими вально-лопастного звукояда (ВЛЗР) инфразвукового диапазона. Принято считать, что шумы обтекания доминируют в шумовом поле ШО при достаточно высокой скорости хода. С другой стороны, дискретные составляющие ВЛЗР доминируют в шумовом поле ШО в инфразвуковом диапазоне частот при любой скорости хода и, что особенно важно, при малозумном режиме движения, когда шумами обтекания можно пренебречь.

В акватории Амурского залива (рис. 1а) был установлен глайдер у дна. Глайдер (рис. 1б) оборудован парой комбинированных приемников (КП), которые были ориентированы каналами ХУ вдоль границ волновода. В условиях активного судоходства произведена запись движущихся судов. Спектральный анализ экспериментальных данных произведен по скалярным и векторным параметрам комбинированного приемника, характеризующих энергетическую структуру звукового поля движущегося шумящего объекта.

Преимущество приёмной системы на основе КП заключается в том, что она представляют собой малогабаритную (точечную) при-

а)

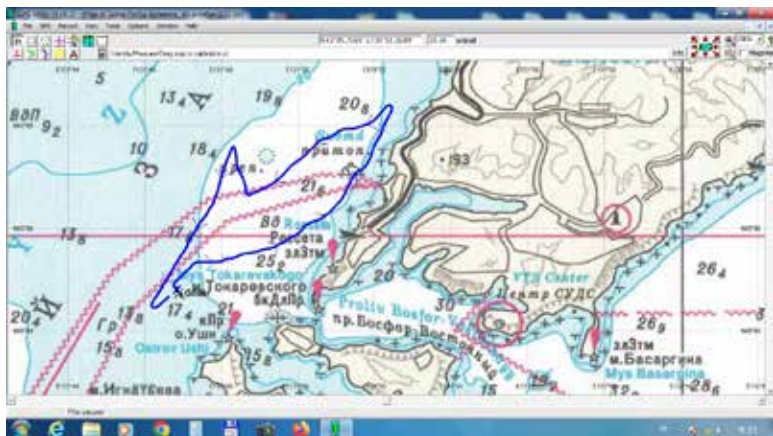


Рис. 1. Район эксперимента в Амурском заливе а) и общий вид глайдера б).

б)



ёмную систему, размещенная на автономном необитаемом подводном аппарате типа беспилотного подводного планера (глайдера), который обладает минимальным уровнем собственных шумов и достаточной мобильностью при выборе оптимальных горизонтов позиционирования.

ШО имеет классический портрет. В звуковом диапазоне ШО представлен изолиниями в виде парабол повышенного уровня. Частота, соответствующая максимуму уровня интенсивности на изолиниях, уменьшается при уменьшении расстояния между глайдером и ШО. При увеличении расстояния наблюдается повышение частоты, соответствующей максимальному уровню. В инфразвуковом диапазоне отдельные дискреты ВЛЗР ШО определяются до его появления в звуковом диапазоне.

Основанием ВЛЗР является частота 14Гц. Результат проходных характеристик (уровень в дБ) и отношение сигнал/помеха для

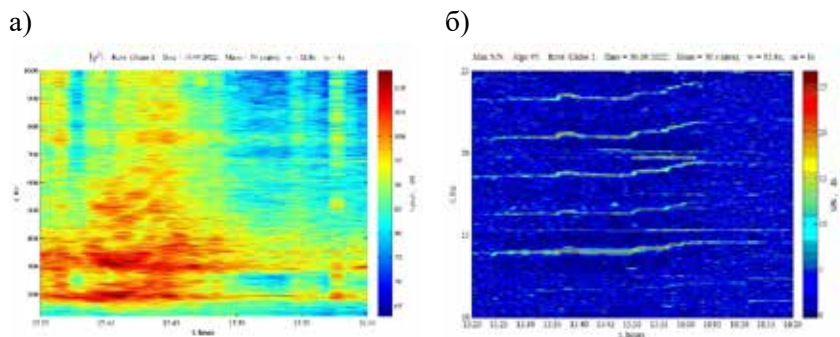


Рис. 2. Спектрограмма ШО в звуковом диапазоне а) и инфразвуковом диапазоне б)

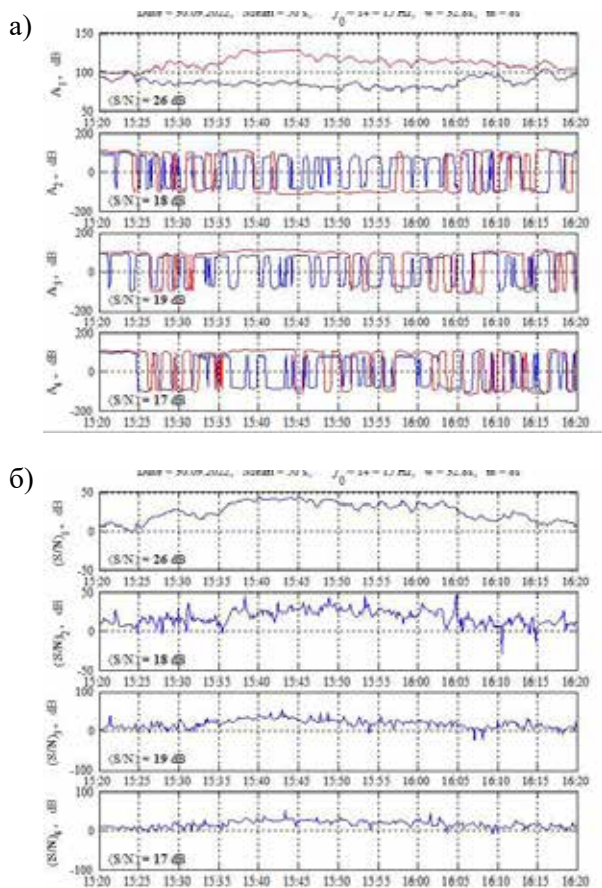


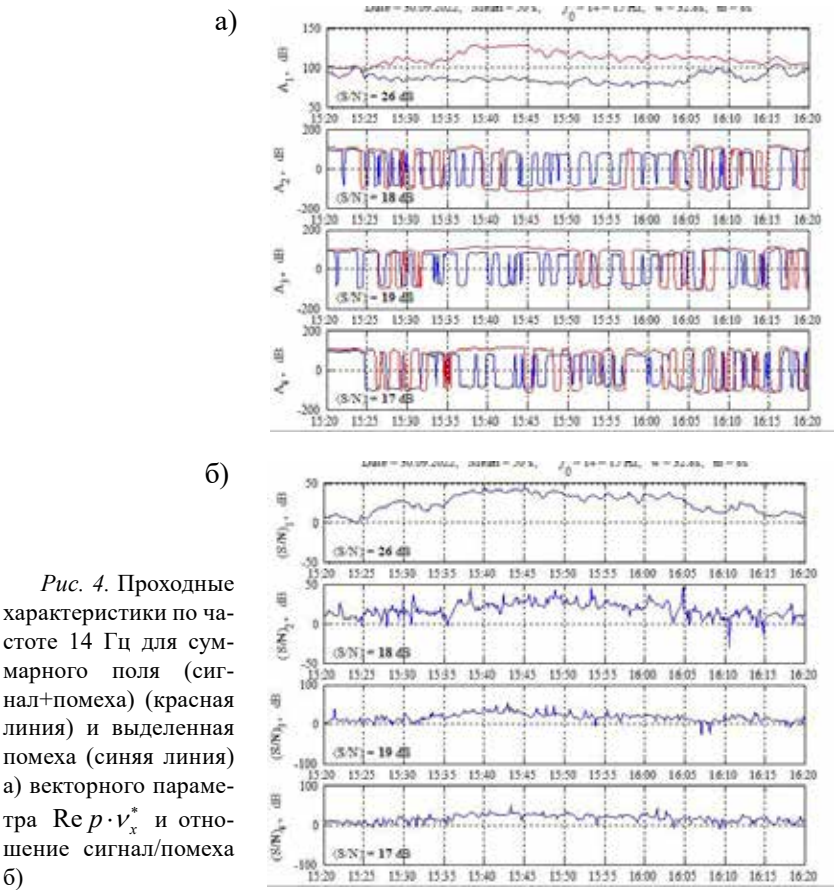
Рис. 3. Проходные характеристики по частоте 14 Гц для суммарного поля (сигнал+помеха) (красная линия) и выделенная помеха (синяя линия) а) канала звукового давления и отношение сигнал/помеха б)

этой частоте по скалярно-векторным параметрам представлен на рисунке 3.

Проподная характеристика по каналу звукового давления является знакопостоянной положительной величиной с характерным увеличением уровня суммарного поля при приближении ШО, а также увеличением отношения сигнал/помеха и обратным эффектом при удалении ШО.

Результат расчета проподных характеристик для 14 Гц в векторных каналах по вещественной компоненте вектора интенсивности представлен на рисунке 4 (а,б).

Все величины усреднялись пространственным окном Хэмминга длительностью 50сек. Можно отметить присутствие во



всех векторных (горизонтальные XU и вертикальный Z) каналах вихревой (знакопеременной в горизонтальных и вертикальном каналах) составляющей вектора интенсивности [1–2] как в суммарном поле, так и в поле помехи. Локальные максимумы отношения сигнал/помеха соответствуют эффекту компенсации потоков мощности в поле помехи. Минимум отношения сигнал/помеха соответствует компенсации потоков мощности в суммарном поле (сигнал+помеха).

Литература

1. Щуров В.А., Кулешов В.П., Черкасов А.В. Вихревые свойства вектора акустической интенсивности в мелком море // Акуст. Журн. 2011. Т. 57. № 6. С. 837-843.
2. Дзюба В.П. Скалярно-векторные методы теоретической акустики. Владивосток, Дальнаука, 2006. С. 51.

ВОЗМОЖНОСТИ СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА ДАННЫХ ОТ КОМБИНИРОВАННОГО 4-Х КАНАЛЬНОГО ПРИЕМНИКА

Злобина Н.В., Касаткин С.Б.

*Институт проблем морских технологий им. Акад. М.Д. Агеева, г. Владивосток
kasatkas@marine.febras.ru*

Спектральному анализу подвергнута запись от 2013 г. с приемной системы, разработанной д.ф.-м.н., проф. Щуровым В.А., содержащая комбинированные 4-х каналные приемники (рис. 1а). Комбинированный приемник, оставаясь точечным приемником, измеряет звуковое давление и три компоненты вектора колебательной скорости, которые позволяют вычислить три компоненты вектора интенсивности с использованием мультипликативных алгоритмов. Совокупная скалярно-векторная информация позволяет успешно решать не только задачу освещения подводной обстановки, но и пеленговать источники сигналов. В экспериментальных данных записан проход двухвинтового парома из Зарубино проекта 10380 типа Вохилайд Рижского судостроительно-судоремонтного завода ММФ СССР (рис. 1б).

Спектральный анализ позволяет вычислять с использованием мультипликативных алгоритмов обработки 16 информативных

а)



б)



Рис. 1. Общий вид комбинированного приемного модуля без обтекателя а) и однопалубного парома «Бригадир Ришко» проекта 10380 б)

параметров, которые составляют полное описание скалярно-векторной энергетической структуры звукового поля движущегося парама. Полный перечень информативных параметров и их вклад в помехоустойчивость комбинированного приёмника приведён в работе [1] и включает в себя звуковое давление $p(z,r)$, компоненты комплексного вектора интенсивности $\bar{I}(z,r)$, компоненты вещественного ротора вектора интенсивности $rot\bar{I}(z,r)$ и компоненты комплексного вектора градиента давления $\bar{g}(z,r)$:

$$\begin{aligned} A_1 = p^2, A_2 = I_{1x}, A_3 = I_{1y}, A_4 = I_{1z}, A_5 = I_{2x}, A_6 = I_{2y}, A_7 = I_{2z}, A_8 = rot_x \bar{I}, \\ A_9 = rot_y \bar{I}, A_{10} = rot_z \bar{I}, A_{11} = g_{1x}^2, A_{12} = g_{1y}^2, A_{13} = g_{1z}^2, A_{14} = g_{2x}^2, A_{15} = g_{2y}^2, \\ A_{16} = g_{2z}^2, \quad \bar{I} = \bar{I}_1 + i\bar{I}_2, \bar{g} = \bar{g}_1 + i\bar{g}_2, p = p_1 + ip_2. \end{aligned}$$

Паром имеет классический энергетический портрет шумящего движущегося объекта. В звуковом диапазоне он представлен широкополосным сигналом (время 18.40–18.50), который образован в результате интерференции нормальных волн. Структура изолиний равной интенсивности в виде парабол направленных подошвой вниз. Левая часть структуры сокращение расстояния между приемной системой и шумящим объектом, а правая – увеличение расстояния (рис. 2 а, б).

В инфразвуковом диапазоне присутствуют дискретные составляющие вально-лопастного звукоряда (рис. 3 а, б).

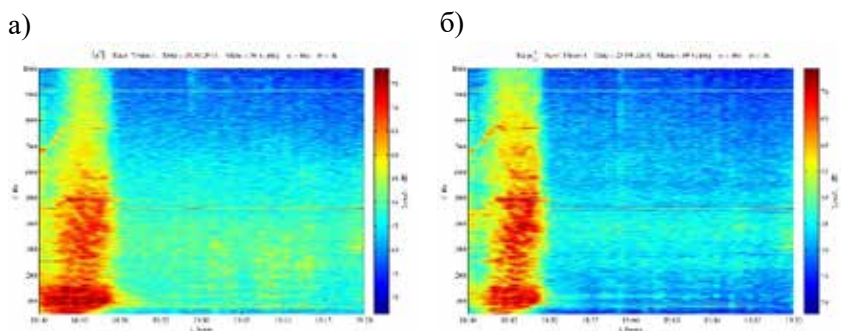
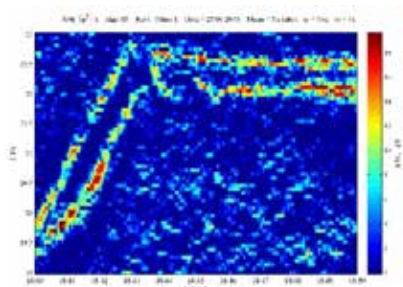


Рис. 2. Спектрограмма парама в звуковом диапазоне до 1000 Гц а) в канале звукового давления, вещественной составляющей X-компоненты вектора интенсивности б)

а)



б)

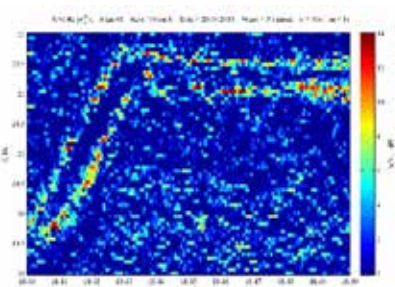
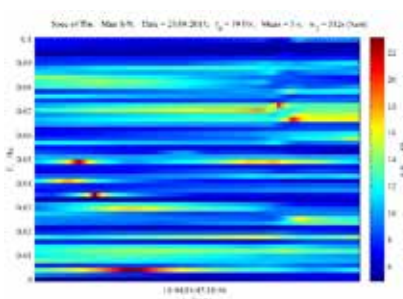


Рис. 3. Спектрограмма отношения сигнал\помеха в инфразвуковом диапазоне б) для диапазона 19–23 Гц в канале звукового давления а) и вещественной составляющей Z-компоненты вектора интенсивности б).

Регистрация дискретных составляющих вально-лопастного звуоряда позволяет увеличить дальность обнаружения шумящего объекта. Высокое разрешение по частоте позволяет определить в данном случае пару сигналов, соответствующих работе двух валов паромы с разницей 0,5 Гц. Первичный спектральный анализ по всем 16 энергетическим параметрам, характеризующих энергетическую структуру шумящего объекта, позволяет получить максимально возможное отношение сигнал\помеха на выходе блока обработки (компаратора). При использовании вторичного спектрального анализа (рис. 4 а,б) по этим же параметрам, выигрыш в отношении сигнал\помеха увеличивается.

а)



б)

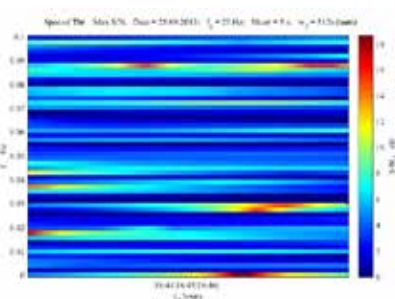


Рис. 4. Вторичный спектральный анализ по частоте 19 Гц а) и по частоте 23 Гц б)

Результаты спектрального анализа экспериментальных данных позволяют сделать следующие выводы:

- пространственная структура звукового поля в волноводе формируется интерференцией нормальных волн,
- пространственно-частотная структура звукового поля характеризуется наличием инварианта [2], определяющего геометрию изолиний равной интенсивности (ИРИ) на плоскости частота-расстояние между источником сигнала и приёмной системой (или время наблюдения при регистрации проходной характеристики). Различают интерференционные структуры с положительным значением инварианта, которые формируются нормальными волнами высшего порядка в условиях однородного волновода, и интерференционные структуры с отрицательным значением инварианта, которые формируются пограничными нормальными волнами, либо нормальными волнами, локализованными в звуковых каналах.
- используемые информативные параметры, характеризующие энергетическую структуру шумящего объекта, позволяют успешно решать задачу освещения подводной обстановки как с помощью первичного и вторичного спектрального анализа.

Литература

1. Касаткин Б.А., Касаткин С.Б. Экспериментальная оценка помехоустойчивости комбинированного приёмника в инфразвуковом диапазоне частот // Подводные исследования и робототехника. 2019. №1(27). С. 38-47.
2. Чупров С.Д. Интерференционная структура звукового поля в слоистом океане. Акустика океана. Современное состояние. М.: Наука, 1982. С. 71-91.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ФОНОВОГО ПОЛЯ, ЗАРЕГИСТРИРОВАННОГО ЛАЗЕРНЫМИ ДЕФОРМОГРАФАМИ

**Иванов М.П.¹, Долгих С.Г.¹, Пелиновский Е.Н.²,
Талипова Т.Г.²**

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

²Институт прикладной физики им. акад. Гапонова – Грехова А.В., г. Нижний
Новгород

ivanov.mp@poi.dvo.ru

Фоновое микросейсмическое поле Земли в диапазоне периодов 2–20 с формируется преимущественно под действием морских волн и атмосферных процессов [1–4]. Его характеристики позволяют судить о взаимодействии геосфер в системе «атмосфера-гидросфера-литосфера» [5].

Измерения проводились на берегу Японского моря с использованием двух лазерных деформографов, ориентированных по направлениям Север-Юг и Запад-Восток и имеющих длины измерительных плеч 52,5 и 17,5 м соответственно [6]. Для анализа выбраны 16 фрагментов фоновой записи по одному часу, зафиксированных в спокойные погодные условия. Обработка данных включала спектральный и вероятностно-статистический анализ.

Записи с деформографов подвергались полосовой фильтрации (0,05–0,5 Гц) с последующим восстановлением сигнала и нормировкой к длине 1 м [7]. Статистическая обработка включала вычисление среднего значения, стандартного отклонения, коэффициента асимметрии и эксцесса по стандартным формулам [8]. Форма распределения оценивалась по сравнению с нормальным законом и рядом Грамма–Шарлье [9]. На рисунке 1 показан пример сигнала после фильтрации.

Для оценки моделей распределения использовался процент объяснённой дисперсии. Аппроксимация рядом Грамма–Шарлье в большинстве случаев демонстрировала более высокую точность (до 99,5%). Плотности вероятности нормированных значений сигнала, зарегистрированного с двух деформографов, представлены на рисунке 2. Данный график позволяет визуально оценить откло-

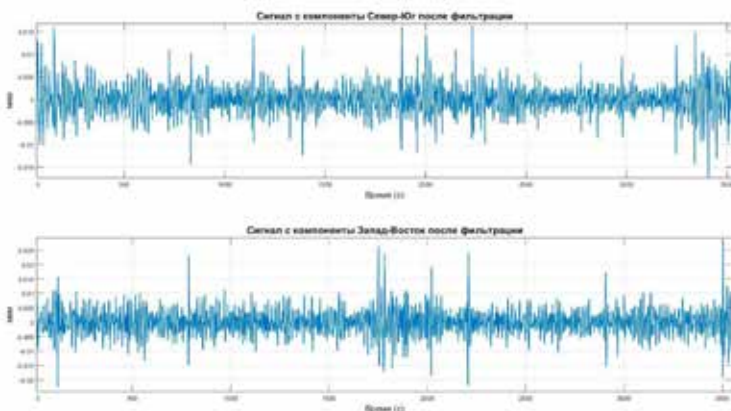


Рис. 1. Сигнал после фильтрации полосовым фильтром для двух компонент деформографов

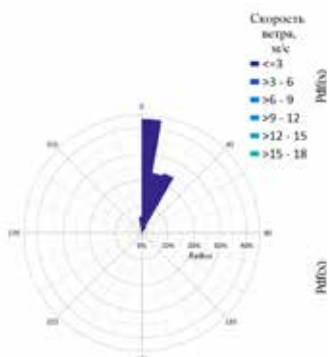
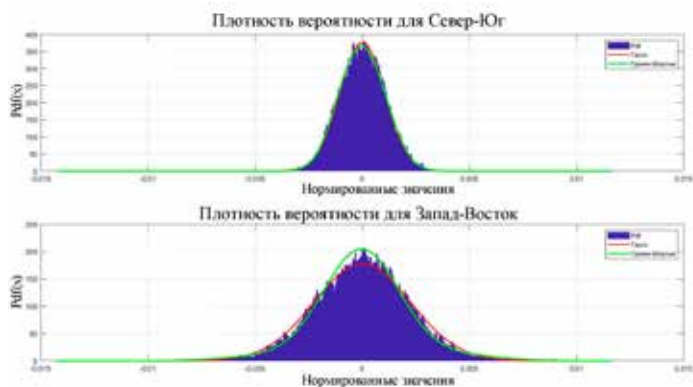


Рис. 2. Плотность вероятности нормированных значений сигнала, зарегистрированного с двух деформографов, ориентированных в направлениях Север-Юг и Запад-Восток зарегистрированного 12.07.2019 в период времени с 20:09:23 по 21:09:23



нения от нормального распределения и точность аппроксимации рядом Грамма–Шарлье.

Анализ показал, что для компоненты Север–Юг положительная асимметрия наблюдалась в 9 из 16 фрагментов, эксцесс — преимущественно положительный (15 из 16). Для компоненты Запад–Восток положительная асимметрия — в 8 случаях, эксцесс положителен во всех случаях. Также отметим наличие корреляции между σ по двум компонентам (коэффициент детерминации $R^2 = 0,9$), что может свидетельствовать о единой природе фоновых воздействий (ветровая нагрузка, морская зыбь) [10]. Отклонения распределений от нормальных, особенно положительные эксцессы, указывают на наличие редких, но мощных колебаний — потенциально связанных с экстремальными морскими событиями [11].

Проведённый статистический анализ фонового микросейсмического сигнала в диапазоне 0,05–0,5 Гц показал, что он в среднем близок к нормальному распределению, но зачастую имеет небольшую положительную асимметрию и эксцесс. Наилучшее приближение распределений достигается с использованием ряда Грамма–Шарлье. Эти результаты важны для построения моделей фильтрации шума и выявления отклонений, связанных с геофизическими процессами.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта № 075-15-2024-642 «Исследование процессов и закономерностей возникновения, развития и трансформации катастрофических явлений в океанах и на континентах методами сейсмоакустического мониторинга».

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. Beucler E., Mocquet A., Schimmel M., Chevrot S., Quillard O., Vergne J., Sylvander M. Observation of deep water microseisms in the North Atlantic Ocean using tide modulations // Geophysical Research Letters. 2015. 42. P. 316–322.
3. Arduin F., Stutzmann E., Schimmel M., Mangeney A. Ocean wave sources of seismic noise // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2011. 116. C09004.
4. Tanimoto T., Anderson A. Seismic noise between 0.003 Hz and 1.0 Hz and its classification // Progress in Earth and Planetary Science. 2023. 10, 56.
5. Dolgikh G.I., Dolgikh S.G., Chupin V.A., Davydov A.V., Mishakov A.V. Remote seismoacoustic monitoring of tropical cyclones in the sea of Japan // Remote Sensing. 2023. T. 15. № 6. С. 1707.

6. Долгих Г.И., Валентин Д.И., Долгих С.Г., Ковалёв С.Н., Корень И.А., Овчаренко В.В., Фищенко В.К. Применение лазерных деформографов вертикальной и горизонтальной ориентаций в геофизических исследованиях переходных зон // Физика Земли. 2002. № 8. С. 69-73.
7. 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.
8. Montgomery Douglas C., Runger George C. Applied Statistics and Probability for Engineers // 5th Edition. Wiley. 2010. 784 p.
9. Сайфуллин Р.Т., Бочкарев А.В. Вычисление коэффициентов асимметрии и эксцесса хроматографических пиков с применением функций Чебышева-Эрмита и рядов Грама-Шарлье // Вестник Самарского государственного технического университета. Серия: Технические науки. 2020. Т. 28. № 4. С. 89-105.
10. Anthony R.E., Aster R.C., McGrath D. Links between atmosphere, ocean, and cryosphere from two decades of microseism observations on the Antarctic Peninsula // Journal of Geophysical Research: Earth Surface. 2017. Т. 122. № 1. С. 153-166.
11. Слюняев А.В., Пелиновский Д.Е., Пелиновский Е.Н. Морские волны-убийцы: наблюдения, физика и математика // Успехи физических наук. 2023. Т. 193. № 2. С. 155-181.

ГИДРОАКУСТИЧЕСКАЯ ДОННАЯ СТАНЦИЯ С КОМБИНИРОВАННЫМ СКАЛЯРНО-ВЕКТОРНЫМ ПРИЕМНИКОМ «КРАБ»

Ковзель Д.Г., Гриценко В.А.

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

Разработка станции «Краб» была начата в 2019 г. по заказу фирмы-оператора проекта «Сахалин-2» «Эксон Нефтегаз Лимитед» и предназначалась для изучения векторных гидроакустических полей на шельфе в рамках экологических программ. Известно [1], что некоторые виды рыб, не имеющие плавательного пузыря, воспринимают компоненты колебательной скорости значительно сильнее, чем акустическое давление. Предположительно и кальмар может реагировать именно на смещения частиц воды в низкочастотной акустической волне. Возможность определения направления на источник гидроакустического сигнала, обеспечиваемая векторным приемником, может быть полезна в задачах пассивного акустического мониторинга морских животных (ПАМ МЖ), позволяя точнее селектировать сигналы (вокализации) отдельных МЖ. В рамках гос. задания станция используется также для исследования практических возможностей пеленгации источников акустического сигнала стационарной приемной донной станцией с комбинированным приемником в заданной акватории.

Конструктивно и функционально станция состоит из модуля датчиков (МД) соколеблющегося типа и регистратора, установленных в пирамидальной раме (рис. 1). В сферическом корпусе МД, установленном внутри обтекателя (рис. 1в) размещены три сейсмоматчика электромагнитной системы HS-1 производства Geospace Technologies, модуль ориентации (гироскопы и акселерометры) и электронная плата. Магнитного компаса МД не имеет, т.к. магниты измерительных катушек мешают его работе. Ориентация станции в горизонтальной плоскости производится по источникам гидроакустического шума с известными координатами – например, по сигналам стационарного излучателя.



Рис. 1. Станция «Краб» при постановках с судна (а) и катера (б). Измерительный модуль станции внутри обтекателя – (в)

Станция аппаратно, функционально и программно унифицирована с измерительным комплексом «Шельф» [2], что обеспечивает возможность работы в составе комплекса. Например, при постановке станции контроль наклона МД производится через аппаратуру акустической связи «Шельф-14».

Измерительные каналы станции прошли калибровку на вибростоле. Применимость полученных характеристик в условиях морского эксперимента рассмотрены в [3]. Для перетяжеленного датчика:

$$\xi = \xi_0^{3\rho_0/(2\rho+\rho_0)}, \quad (1)$$

где ξ – колебательная скорость сферического приемника, ξ_0 – колебательная скорость в звуковой волне, ρ – средняя плотность сферы, ρ_0 – плотность морской воды.

МД «Краб» вариантов 2020–2025 гг. изготавливались с плавучестью, близкой к нулевой – $\rho = 1,04$ и $\xi/\xi_0 = 0,9935$. Т.е. характеристики МД в воде должны практически совпадать с характеристиками, измеренными на вибростоле при условии малого акустического

размера датчика $ka \ll 1$, где $k = 2\pi/\lambda$ – волновое число и a – радиус сферического датчика. Для МД диаметром 0,2 м это приблизительно соответствует диапазону частот до 500 Гц.

Для построения пеленга на источник акустического сигнала используются алгоритмы обработки сигнала по плотности потока акустической мощности (вектору Умова-Пойнтинга):

$$\begin{aligned} J_{x,q} &= X_{re,q} \cdot P_{re,q} - X_{im,q} \cdot P_{im,q}, \\ J_{y,q} &= Y_{re,q} \cdot P_{re,q} - Y_{im,q} \cdot P_{im,q}, \\ J_{z,q} &= Z_{re,q} \cdot P_{re,q} - Z_{im,q} \cdot P_{im,q}, \end{aligned} \quad (2)$$

где q – номер спектрального отсчета, а индексы re и im указывают на реальную и мнимую компоненты спектральных отсчетов. Каждая компонента потока акустической мощности может иметь как положительные, так и отрицательные значения. При последующем усреднении изотропная компонента (например, изотропный шум) ослабевает, в то время как анизотропная (сигнальная) будет стремиться к своему «стационарному» значению.

Следующим шагом обработки является компенсация возможного наклона МД (измеряемом встроенным модулем ориентации) путем последовательного поворота системы координат МД вокруг осей OX и OY . Для расчета горизонтального пеленга на цель достаточно компонент $J'_{x,q}$ и $J'_{y,q}$. Однако весьма вероятно, что учет в каком-либо виде компоненты $J'_{z,q}$ при обучении нейросети повысит в итоге точность пеленгации.

Дальнейшие действия производятся в соответствии с методикой расчета пеленга, изложенной в работе [4], с некоторыми изменениями, направленными на повышение эффективности вычислений. Рассчитывается акустический пеленг цели φ в системе координат, привязанной к МД, и затем находится азимут цели α , отсчитываемый по часовой стрелке от направления на географический север.

В постановках 2023–2024 гг. станция «Краб» устанавливалась в точку 1,5 км мористее м. Шульца. В качестве источников гидроакустического шума использовались стационарный излучатель и суда, проходящие мимо точки постановки ПКС в порт Зарубино и обратно. Их текущее положение фиксировалось постом автоматической идентификационной системы (АИС), развернутым на

капониере № 4 МЭС «м. Шульца». Эксперименты показали, что акустические пеленги на излучатель имеют заметную зависимость от выбранного частотного диапазона, слабо связанную с изменениями гидрологических условий в районе. Эту зависимость, ее стабильность и влияние на нее различных факторов еще предстоит исследовать в дальнейших экспериментах. Наименьший разброс ($1,7^\circ$) значение пеленга на стационарный излучатель имеет в полосе частот 120-1000 Гц. Проходящие суда обнаруживаются на дистанциях порядка 10 км, устойчивый пеленг удается получить до 5 км. Как и при пеленгации излучателя, результаты наиболее стабильны в диапазоне частот 120–1000 Гц.

На рисунке 2 приведен типичный угловой спектр, получаемый при проходе судна мимо точки постановки ПКС. Горизонтальная ось – двойная, отображает как время, так и расстояние от точки постановки ПКС до судна. Цветовая кодировка по углу выбрана замкнутой, таким образом, чтобы при переходе азимута цели через 0 не происходило резкого скачка цвета. Для наглядности области рисунка с низкими значениями модуля вектора Умова (менее +6 дБ над уровнем фона) зачернены.

Очевидно, что в сложной акватории, такой как прилегающая к мысу Шульца, даже при условии постоянной точки постанов-

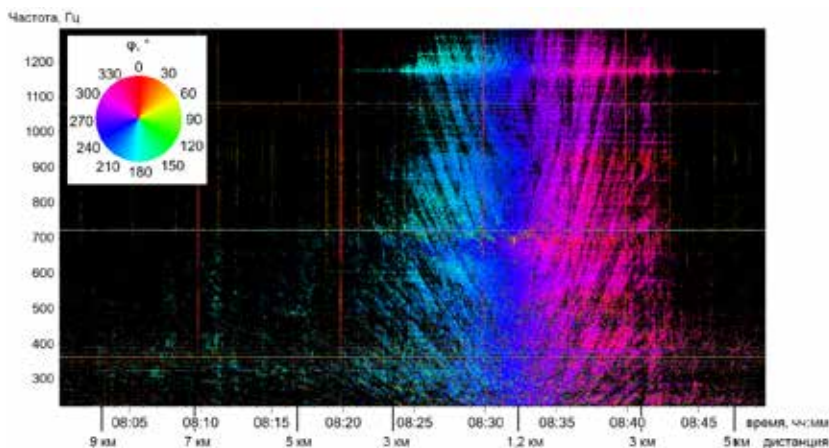


Рис. 2. Угловой спектр пеленга на цель в горизонтальной с затемнением участков со значениями модуля вектора Умова менее +6 дБ над уровнем фона

ки и ориентации станции, для компенсации большого количества влияющих на результаты пеленгации целей факторов, несмотря на все возможности аналитических решений, для каждого «пикселя» карты и для каждого частного диапазона потребуется вводить свой корректирующий угол. Возможно, практическое решение задач обнаружения и пеленгации целей в сложной мелководной акватории будет достигнуто методами машинного обучения.

Работы ведутся в ТОИ ДВО РАН в рамках гос. задания «Изучение природы линейного и нелинейного взаимодействия геосферных полей переходных зон Мирового океана и их последствий» № 124022100074–9.

Литература

1. Popper A.N., Hawkins A.D. The importance of particle motion to fishes and invertebrates // J. Acoust. Soc. Am. 2018. 143 (1). С. 470–488.
2. Ковзель Д.Г. Технические средства гидроакустического мониторинга сейсморазведочных работ на шельфе // Акустический журнал. 2018. Т. 64. № 5. С. 605–617.
3. Захаров Л.Н. О методах калибровки гидроакустических приемников колебательной скорости // Акуст. журн. 1971. Т. 17. № 4. С. 558–562.
4. Захаров К.Л. Частотно-угловые характеристики гидроакустического сигнала при использовании векторно-фазового метода // Электронное научное издание «Устойчивое инновационное развитие: проектирование и управление» www.rypravlenie.ru. 2014. Т. 10. № 3 (24). С. 7.

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЗОНЫ СМЕШЕНИЯ РЕЧНЫХ И МОРСКИХ ВОД НА ШЕЛЬФЕ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ (ОХОТСКОЕ МОРЕ) ПО ДАННЫМ СУДОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ (1937–2020 гг.)

Коломейцев В.В.¹, Горин С.Л.²

¹Камчатский филиал ГНЦ РФ ФГБНУ «ВНИРО» («КамчатНИРО»)

² ГНЦ РФ ФГБНУ «ВНИРО», г. Петропавловск-Камчатский
v.kolomeycev@kamniro.vniro.ru

Шельф Западной Камчатки (ЗК) является одним из самых продуктивных районов Охотского моря и имеет важнейшее значение для экономики Камчатского края и Дальнего Востока. Здесь ведется интенсивный промысел многих ценных видов рыб и беспозвоночных [1]. Динамика их численности, сроки и места нереста, плотность промысловых скоплений, пути миграций тесно связаны с гидрологическими условиями на шельфе, в том числе с соленостью воды [1–3]. Ранее мы показали [4], что несмотря на большой объем океанографических данных, собранных на шельфе ЗК за более чем вековую историю его изучения, в опубликованных за это время работах практически ничего не сообщалось о зоне смешения речных и морских вод (ЗС). Устранению этого пробела и посвящена работа авторов настоящего доклада. Мы рассматриваем закономерности сезонного изменения размеров и конфигурации ЗС на шельфе ЗК в теплое время года по декадам, а также обсуждаем такой важный аспект исследуемой проблемы, как возможность использования реанализов и спутниковых данных для заполнения имеющихся пробелов в наблюдениях *in situ*.

Основой для работы послужила база данных по восточной части Охотского моря (БД ОЗК), созданная авторами по материалам всех судовых наблюдений (*in situ*), накопленных в КамчатНИРО [5]. Для анализа пространственно-временной динамики ЗС на шельфе ЗК использовали картографические методы. Сначала вся исследуемая акватория была разбита на полигоны. Их границы проводили с учетом того обстоятельства, что вблизи берега горизонтальные градиенты гидрологических характеристик увеличиваются

(чем ближе к берегу, тем уже были выделенные полигоны): 0–10, 10–25, 25–45, 45–65, 65–100, >100 км. По широте деление шельфа на полигоны проводили через 0,5 градуса. Затем, из БД ОЗК были выбраны данные о поверхностной солености за май–октябрь 1937–2020 гг., которые сортировались по полигонам и календарным декадам. После этого внутри каждого полигона рассчитывали средние многолетние величины солености по декадам (они присваивались его геометрическому центру). На завершающем этапе с помощью интерполяции по методу «естественной окрестности» строили горизонтальные распределения. Следует отметить, что БД ОЗК наполнена данными очень неравномерно (как в пространстве, так и во времени), поэтому на построенных нами картах реальность отражена с некоторой долей приближения.

Выделение ЗС и расчет ее площади проводили по построенным картам поверхностной солености по изохалине 31,5 епс. Выбор этой изохалины в качестве внешней границы ЗС был сделан на основе предварительного анализа, который заключался в следующем. Сначала построили распределения поверхностной солености на нескольких широтных разрезах (от берега ЗК в направлении открытого моря) для каждой декады календарного лета по средним величинам за 1937–2020 гг. Затем для каждого разреза рассчитали градиенты солености. Таким образом было установлено, что изохалина 31,5 епс соответствует области высоких градиентов солености (в пределах построенных разрезов) и прослеживается в течение всего теплого времени года.

По средним многолетним данным за период с 1937 по 2020 гг., ЗС речных и морских вод на шельфе ЗК появляется в начале мая в южной части шельфа — в районе устья р. Большая — крупнейшей реки этого региона. В середине мая формируется еще один очаг распределения — но теперь на центральном участке побережья ЗК, в районе впадения ряда относительно крупных рек — Большой Воровской, Облуковины и Ичи. В третьей декаде мая эти два очага ЗС сохраняются, но увеличиваются в размерах. В начале июня ЗС объединяется и приобретает сплошную, вытянутую вдоль берега форму, которая сохраняется до конца июля. При этом основной очаг распределения по-прежнему расположен в районе устья р. Большая. С конца июня до конца июля наблюдается пик развития ЗС, когда ее площадь составляет 14,7–16,6 тыс. кв. км (рис. 1).

В августе ЗС постепенно уменьшается в размерах, и с третьей декады августа по вторую декаду сентября ее площадь составляет 0,5–5,5 тыс. кв. км. В конце сентября – начале октября наблюдается увеличение ЗС до 7,1–8,8 тыс. кв. км. К сожалению, последующий период года данными практически не освещен, поэтому динамика ЗС в октябре и ноябре с декадной дискретностью пока не известна.

Очевидно, что описанная изменчивость ЗС речных и морских вод обусловлена сезонными колебаниями речного стока: весенне-летним половодьем, кратковременной меженью на рубеже лета и осени, а также осенними паводками. Но пока нам не удалось показать эту взаимосвязь в количественном виде. В первую очередь это связано с недостаточностью данных о стоке воды: к началу 2000-х гг. сеть наблюдений Гидрометслужбы за речным стоком на ЗК сократилась практически до нуля. Но работа в данном направлении продолжается, и мы надеемся рассчитать характеристики речного стока с помощью принятых в гидрологии суши статистических методов или математического моделирования.

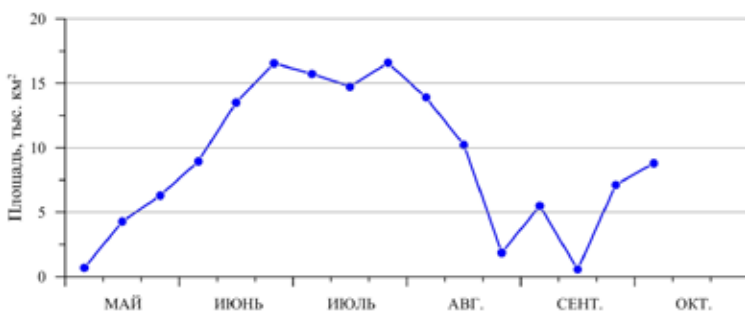


Рис. 1. Изменение площади ЗС на шельфе Западной Камчатки по декадам (с мая по первую декаду октября) в среднем за период 1937–2020 гг.

Для изучения пространственно-временной изменчивости гидрометеорологических процессов важно наличие данных наблюдений с регулярным пространственным и временным покрытием района исследований. Однако на практике часто такого не происходит. В том числе это касается и БД ОЗК, которая легла в основу настоящего исследования.

В современной научной практике для решения этой проблемы применяются реанализы и спутниковые наблюдения. Но воз-

возможность использования этих наборов данных для конкретного района нуждается в проверке. Для сопоставления с реанализами и данными спутниковых наблюдений из БД ОЗК были выбраны семь океанологических съемок («образцовых» съемок, охватывающих подробно весь шельф ЗК), выполненных в летний период с 1998 по 2020 гг. Среди реанализов и спутниковых данных в работу были приняты следующие: глобальные реанализы GLORYS12V1, ORAS5, C-GLORS; региональный реанализ JCOPE2M; комбинированные данные спутниковых наблюдений, полученные в рамках космических исследовательских миссий SMAP (Soil Moisture Active Passive) и SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity). Далее из каждого реанализа и набора спутниковых данных извлекалось семь выборок, в которых координаты и даты точек соответствовали станциям в семи «образцовых» съемках из БД ОЗК.

По всем выборкам были построены карты распределения солености на поверхности, на которых проводили границы ЗС речных и морских вод (по изохалине 31,5 епс). Границы ЗС, рассчитанные по реанализам и спутниковым данным, визуально сравнивали с фактическими границами (по «образцовым» съемкам). Кроме этого, между собой сопоставляли площади ЗС, рассчитанные по реанализам и спутниковым данным, с фактическими данными.

Сопоставление данных *in situ* с рассчитанными по реанализам и по данным спутниковых наблюдений выявило преимущественно слабые линейные связи (по шкале Чеддока) Наиболее высокие коэффициенты и значимые корреляции получились для реанализов GLORYS12V1 () и JCOPE2M (). Однако главный вклад в эту зависимость внесли значения, находящиеся в области с высокой соленостью, соответствующие морской (открытой) части шельфа ЗК. А в области с соленостью менее 31,5 епс, соответствующей ЗС, разброс значений существенно выше, и коэффициент корреляции становится незначимым (т.е. линейная связь не прослеживается). Кроме того, визуальное сравнение карт распределения солености по данным *in situ* и по реанализам или спутниковым данным выявило отсутствие сходства. Расчёты площадей ЗС для всех сравниваемых случаев показали отсутствие связи между реанализами / данными спутниковых наблюдений и фактическими данными. Таким образом, при текущем уровне развития выбранных для сравнения реанализов и наборов спутниковых данных, эти ин-

струменты нельзя использовать для компенсации существующих недостатков пространственно-временного наполнения БД ОЗК по солености воды. Возможно, решению этой проблемы поможет моделирование на региональном уровне с использованием данных по солености *in situ* и водного стока рек ЗК. Но для этого сначала нужно создать модель речного стока (в последние 20 лет на ЗК почти не осталось стоковых постов). И только после этого можно будет приступить к моделированию собственно ЗС.

Таким образом, ЗС начинает развиваться в начале мая, достигает наибольших размеров в конце июня и сохраняется в таком виде в течение июля. С августа ЗС постепенно уменьшается в размерах, сокращаясь до минимума в середине сентября. В конце сентября – начале октября ЗС снова увеличивается. В пространственно-временном наполнении БД ОЗК данными по солености есть очевидные пробелы. Поэтому мы попытались найти способ для улучшения этой ситуации с помощью различных реанализов и спутниковых данных. Но проверка на основе картографического и статистического анализа реанализов GLORYS12V1, JCOPE2M, C-GLORS, ORAS5 и спутниковых данных SMAP / SMOS показала невозможность решения этой проблемы с помощью существующих наборов данных.

Литература

1. Шунтов В.П. Биология дальневосточных морей. Владивосток: ТИНРО-центр, 2001. Т. 1. 580 с.
2. Шунтов В.П., Дулепова Е.П. Биологический баланс, современное состояние био- и рыбопродуктивности экосистемы Охотского моря и элементы ее функционирования // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том IX: Охотское море. Вып. 2: Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности. СПб.: Гидрометеиздат, 1998. С. 81-93.
3. Фигуркин А.Л. Океанологические условия шельфа и склона Охотского моря в холодную половину года и их влияние на нерест минтая: дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.28. Владивосток, 2003. 157 с.
4. Коломейцев В.В., Горин С.Л. Состояние изученности термохалинных условий на шельфе Западной Камчатки // Изв. ТИНРО. 2024. Т. 204. Вып. 4. С. 823-842.
5. Коломейцев В.В., Горин С.Л. База данных по океанографии восточной части Охотского моря // Изв. ТИНРО. 2023. Т. 203. Вып. 1. С. 200-213.

ПРИМЕНЕНИЕ ТЕХНИЧЕСКИХ СРЕДСТВ МОНИТОРИНГА АКУСТИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ЗОН В УСЛОВИЯХ, МОДЕЛИРУЮЩИХ ПРИРОДНОЕ ЗАЛЕГАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

**Копылова А.Е., Терешкин А.А., Грунин А.П.,
Луговой В.А., Цой Д.И.**

*Институт горного дела – обособленное подразделение
ХФИЦ ДВО РАН (ИГД ДВО РАН), г. Хабаровск
gustavkat@mail.ru*

Анализ методов мониторинга активных зон повышенного горного давления при освоении рудных месторождений показывает, что среди современных методов наиболее перспективным и информативным, является геоакустический метод, который основан на регистрации импульсов акустической эмиссии (АЭ) [1, 2], сопровождающей процесс нагружения и разрушения горных пород.

Изучение геодинамического состояния массивов горных пород и решения проблем управления горным давлением при подземной отработке полезных ископаемых геоакустическим методом, как правило, основано на исследовании акустических свойств массива исключительно натурных данных исследуемого объекта [3, 4].

Однако для более углубленного анализа поведения физико-механических [5], деформационных, а также динамики поведения акустических свойств горных пород склонных к хрупкому разрушению, необходимы комплексные исследования, предполагающие изучение данных свойств в лабораторных условиях с моделированием условий их природного залегания [6].

Разработанный в ИГД ДВО РАН прибор локального контроля Prognoz-L [7] основанный на принципе регистрации и анализе импульсов АЭ, позволяющий производить оперативную оценку удароопасности приконтурной части массива горных пород, более чем за 10 лет претерпел ряд технических и методических изменений, в том числе глубокую аппаратную модернизацию. Прибор работает в частотном диапазоне, характеризующий по классической теории механики твердых тел [8] стадию зарождения очага разрушения 5–20 кГц.

Аппаратными средствами лаборатории геомеханики была произведена интеграция прибора локального контроля в лабораторный комплекс АСИС СПЕЦ ГЕОТЕК рис. 1, позволяющий проводить испытания образца в режиме осесимметричного сжатия $\sigma_2 = \sigma_3$ [9].



Рис. 1. Интеграция прибора Prognoz-L в лабораторный комплекс АСИС СПЕЦ ГЕОТЕК

Основной задачей лабораторных исследований методом регистрации и анализа АЭ событий, является необходимость углубленного изучения многофакторности условий и причин динамических проявлений горного давления на месторождениях, отрабатываемых подземным способом склонных к негативному влиянию повышенного горного давления, выявление предвестников и создания на этой основе эффективной методики комплексной оценки геомеханического состояния геосреды, что позволит повысить надежность прогноза опасных геодинамических явлений. Интеграция акустических средств позволяет одновременно проводить комплексные испытания, направленные на получение физико-механических, деформационных и акустических параметров и исследования корреляционных связей между ними.

Подготовка образца перед проведением испытания включает в себя:

- обеспечением необходимой геометрии керн в пропорции $2/1\ h/d$;
- изоляцию образца от проникновения гидравлической жидкости, которая обеспечивает боковое давление $\sigma_2 = \sigma_3$;
- монтаж датчиков вертикальной и радиальной деформации;
- монтаж первичного преобразователя модели AP2099-1000

Испытания образцов горных пород методом объемного осесимметричного сжатия, производиться в режиме бокового давления, моделирующее их природное залегание. Для обеспечения бокового давления физической модели, методом щелевой разгрузки [10] проводятся исследования направлений и значений действующих напряжений на исследуемых объектах. Нагрузка вертикальной оси, моделирующая направление главного напряжения обеспечивается актуатором в составе электропривода с максимальным значением 50 кН.

При проведении испытаний предела прочности образца на трехосное сжатие, ведется непрерывная запись протокола с частотой дискретизации 10 Гц для деформационных параметров и 100 кГц для акустических. На рисунке 2 изображена сигналограмма

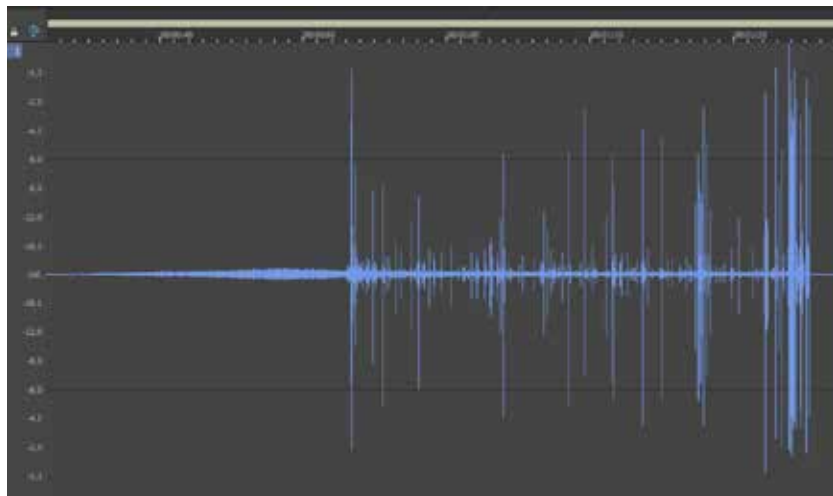


Рис. 2. Сигналограмма АЭ при испытании алевролита месторождения «Южное»

ма регистрации импульсов АЭ при испытании образца алевролита с месторождения «Южное» АО ГМК «Дальполиметалл». Предел прочности данного образца составляет $\sigma_{сж} = 84$ МПа, при скорости нагружения 1 МПа/мин. и значении бокового обжатия $\sigma_2 = \sigma_3 = 10$ МПа.

На рисунке 3 схематично изображена кривая «напряжение-деформация-активность АЭ» образца алевролитаместорождения «Южное». Синяя линия отображает изменение напряжения, красная линия - изменение активности АЭ в процессе испытания. В качестве различных проявлений АЭ, наблюдаемых при формировании зоны процесса, выделяются три стадии разрушения. Стадия А свидетельствует о реакции текучести породы. Стадия В характеризует переход из упругого состояния в зону пластичных, необратимых деформаций. Когда деформация превышает предел прочности породы, происходит разрыв магистральной трещины и разрушение образца характеризующийся падением напряжения, на которое указывает пик активности АЭ. Далее наступает стадия С, когда образец деформируется в виде сдвига по поверхностям разрыва [11].

Основной задачей проведения лабораторных испытаний является выявление границы между стадиями А и В где происходит

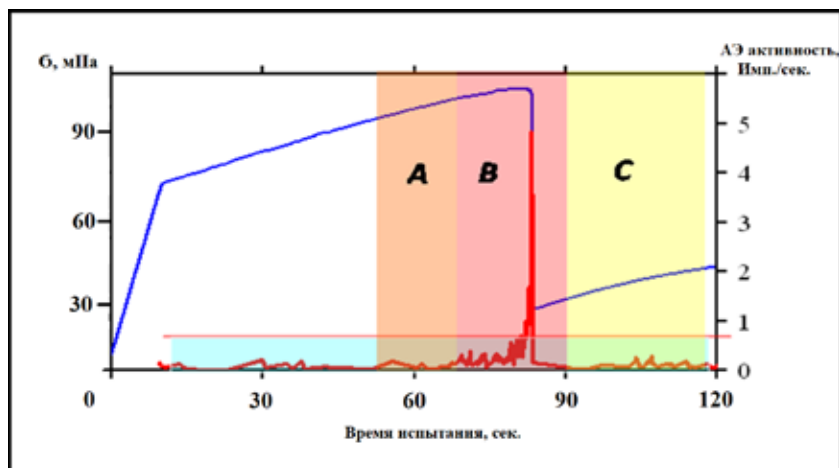


Рис. 3. Кривая «напряжение-деформация- активность АЭ», полученная в ходе лабораторных испытаний

начальный этап необратимых деформаций, исследование значений основных параметров АЭ событий на данных стадиях, а также уточнение критериев оценки для разработанных технических средств мониторинга удароопасности локальных участков подземных выработок массива горных пород.

Литература

1. Lockner D.A., Byerlee J.D., Kuksenko V. et al. Chapter. Observations of Quasistatic Fault Growth from Acoustic Emissions // *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks*. Academic Press. 1992. P. 3-31.
2. Lockner D.A., Byerlee J.D., Kuksenko V. et al. Quasi-static fault growth and shear fracture energy in granite // *Nature*. 1991. Vol. 350. № 6313. P. 39-42.
3. Ломов М.А., Константинов А.В., Терешкин А.А. Перспективные методы оценки и контроля геомеханического состояния массивов пород // *Проблемы недропользования*. 2019. № 4 (23). С. 83-90.
4. Rasskazov M.I., Tereshkin A.A., Tsoi D.I., Miroshnikov V.I., Bagautdinov I.I., Kozhogulov K., Konstantinov A.V. Research of the formation of zones of stress concentration and dynamic manifestations based on seismoacoustic monitoring data in the fields of the Kola Peninsula // *E3S Web of Conferences*, 2020. C.01009.
5. Рассказов М.И., Цой Д.И., Крюков В.Г. [и др.]. Изучение горно-геологических особенностей и определение физико-механических свойств горных пород золоторудного Албынского месторождения // *Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал)*. 2021. № 5-2. С. 146-161.
6. Van der Baan M., Chorney D. Insights from micromechanical modeling of intact rock failure: event characteristics, stress drops, and force networks // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2019. V. 124. № 12. P. 12955-12980.
7. Рассказов И.Ю., Аникин П.А., Грунин А.П., Мигунов Д.С., Терешкин А.А. Совершенствование технических средств локального контроля удароопасности при ведении горных работ // *Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых*. 2023. № 5. С. 177-184.
8. Беляков Н.А., Карасев М.А., Трушко В.Л. Механика сплошной среды // Санкт-Петербург: ООО "Издательство "ЛЕМА". 2019. С. 114
9. Паньков И.Л., Евсеев В.С. Результаты экспериментального и теоретического определения прочности известняка в условиях трехосного сжатия по схеме Бекера // *Горное эхо*. 2024. № 2(95). 19-22.
10. Зубков А.В., Бирючев И.В., Криницын Р.В. Исследования изменения напряженно-деформированного состояния массива горных пород // *Горный журнал*. 2012. № 1. С. 44-47.
11. Трушко В.Л., Розанов А.О., Саитгалеев М.М., Петров Д.Н., Ильинов М.Д., Карманский Д.А., Селихов А.А. Критерии акустической эмиссии для анализа процесса разрушения горных пород и оценки формирования трещинных коллекторов на больших глубинах // *Записки Горного института*. 2024. Т. 269. С. 848-858.

АВТОМАТИЗИРОВАННОЕ ВЫЯВЛЕНИЕ АНОМАЛИЙ В ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ: ПОДХОД НА ОСНОВЕ ГЛУБОКИХ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ

Коротченко Р.А.

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

При анализе результатов гидрофизических наблюдений важным является процесс предварительной обработки полученных данных. На этом этапе требуется выполнить оценку качества полученных данных и провести процедуры фильтрации шумов аппаратуры, присутствующих в наблюдениях. Естественной задачей предобработки данных, направленной на удаление аппаратных сбоев, является поиск типичных аномалий, характерных для датчиков регистрации, например, таких как: замирание показаний из-за недостаточного питания и относительно резкие скачки в показаниях, нехарактерных физическим процессам. Если наблюдения проводятся длительное время и множеством датчиков, то актуальным становится разработка автоматизированных методов обнаружения аномалий. Традиционно для обнаружения аномалий используются статистические методы, однако развитие компьютерных технологий и методов машинного обучения показали эффективность обнаружения аномалий с использованием нейронных сетей, позволяющих изучать сложные и неочевидные взаимосвязи [1].

Регулярные сезонные наблюдения гидрологической обстановки на шельфе Японского моря в заливе Посыет и получаемые многосуточные наблюдений с десятков датчиков температуры в виде временных рядов определили актуальность автоматизации обработки данных регистрации. Задача обработки заключается в автоматическом обнаружении, фрагментации и классификации аномалий в гидрофизических временных рядах. Рассматриваются три класса фрагментов данных:

1. «Нормальные» данные: соответствуют ожидаемому поведению датчика;

2. «Замирание» датчика: характеризуется постоянством или ничтожным изменением показаний в течение длительного времени;

3. «Вспышки», блоки с возрастающей дисперсией: участки временного ряда с аномально высоким уровнем шума или резкими хаотическими колебаниями, несоответствующими натурным явлениям.

Под аномалиями понимаются второй и третий тип данных.

Для решения задачи обнаружения, фрагментации и классификации данных были разработаны две нейросети разной архитектуры: сеть типа BiLSTM (двунаправленная рекуррентная сеть с долгосрочной и краткосрочной памятью) и сеть типа CNN (сверточная нейронная сеть) [2].

Обе сети являются классификаторами данных типа «последовательность – последовательность» и позволяют классифицировать каждый временной шаг входных данных. Это позволяет обрабатывать временной ряд, чтобы выделять аномалий указанного типа. Входные данные для сетей содержат сегмент гидрофизических данных и рассчитанные признаки, после обработки которых сеть классифицирует точки поступивших данных и выделяет фрагменты, которые интерпретируются как нормальные и аномальные, класса «замирание» или «вспышка». В качестве признака применялись варианты: информационная энтропия Шеннона [3] для сегмента ряда и амплитуды дифференцирования значений по времени, чтобы выделять изменчивость регистрируемых значений.

На рисунке 1 представлены матрица ошибок по результатам обработки записей данных различными типами сетей, с использованием признака по информационной энтропии Шеннона.

На рисунке 2 представлена матрица ошибок по результатам обработки записей данных нейросетью типа BiLSTM с использованием признака изменчивости значений амплитуды.

Точность классификации аномалий типа «замирание» с помощью BiLSTM сети достигает 99.9%, нейросеть на основе CNN достигает точности 93.2%.

Точность классификации аномалий типа «замирание» с помощью BiLSTM сети достигает 86,6%. Важным развитием обнаружения аномалий различного типа с помощью искусственного интеллекта и нейросетей является поиск в океанологических наблюдениях природных феноменов, таких как температурные боры

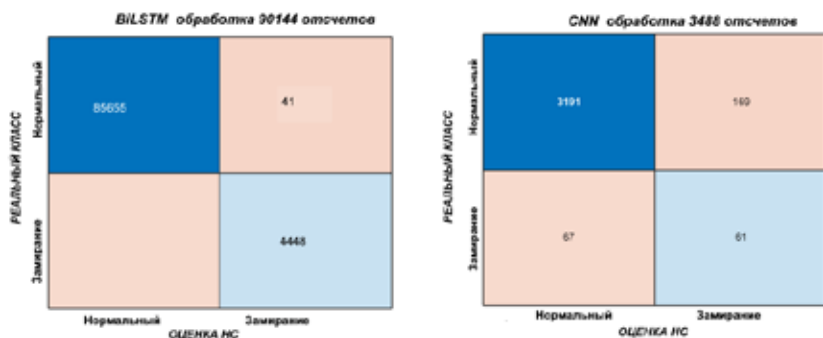


Рис. 1. Матрицы ошибок обработки временных рядов нейросетями разной архитектуры

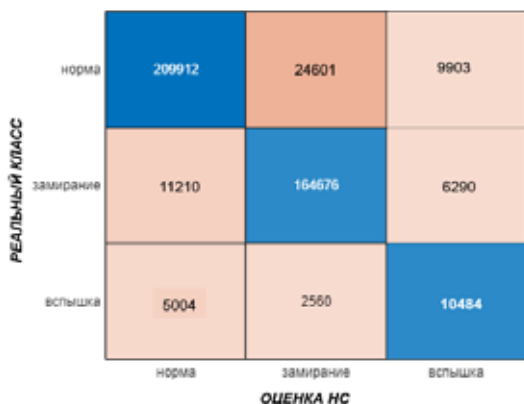


Рис. 2. Матрицы ошибок обработки временных рядов нейросетью BiLSTM

и вихревые волновые процессы.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 124022100074-9 «Изучение природы линейного и нелинейного взаимодействия геосферных полей переходных зон Мирового океана и их последствий».

Литература

1. Kang Hango, Kim Dongil, Lim Sungsu Machine Learning-Based Anomaly Detection on Seawater Temperature Data with Oversampling // J. Mar. Sci. Eng. 2024. V. 12. No 5. P. 807;
2. Гудфеллоу Я., Бенджио И., Курвилль А. Глубокое обучение. ДМК, 2018.
3. Верещагин Н. Информация, кодирование и предсказание. 2012. Издательство: МЦНМО, ФМОП.

ПОВЫШЕНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ РАБОТЫ ГИДРОАКУСТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ВБЛИЗИ УПРУГОГО СЛОЯ ЛЬДА

**Короченцев В.И.¹, Бондаренко Т.Ж.², Демьянов Т.Г.³,
Овчаренко В.В.⁴**

¹*Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток*

²*МГУ им. адм. Г.И. Невельского, г. Владивосток*

³*Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток*

⁴*Тихоокеанский океанологический институт имени В. И. Ильичёва, г. Владивосток*

Изгибные колебания в воде, способны значительно влиять на окружающую среду, в которой они возникают. Они представляют собой сочетание механических колебаний ледяной пластины и связанных с ними гравитационных волн в воде. Преобразование изгибных колебаний во льду в продольные колебания в морской воде может привести к повышению эффективности работы гидроакустической антенной решетки вблизи упругой ледяной пластины. Данный процесс способствует улучшению функционирования гидроакустической антенной решетки благодаря использованию упругих свойств льда.

Если по ледяной пластине распространяется изгибная волна, она вызывает локальные деформации поверхности пластины. Эти деформации передаются воде под льдом через граничное давление.

Ледяная пластина оказывает переменное давление на морскую среду внизу (в зависимости от частоты и амплитуды изгиба). Это давление возбуждает упругие волны в морской среде. Эффективность передачи зависит от частоты колебаний, толщины льда и плотности среды.

Гидроакустическая антенная решетка, состоящая из трех элементов, расположенных на расстоянии полдлины волны друг от друга, находится в области M_0 с координатами r_0 , расположена в декартовой системе координат, плоскость xu совпадает с плоскостью падения волны. Известны следующие характеристики сред: толщина слоя ледовой пластины, плотность ледовой пластины, морской воды, воздуха, фазовые скорости распространения продоль-

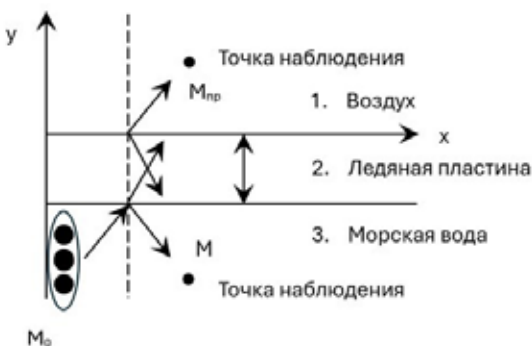


Рис. 1. Схематическое изображение расположения поверхности раздела трех сред и гидроакустической антенной решетки, формирующей звуковую (сферическую) волну, падающую на границу раздела, вода – лед

ных волн для первой и третьей сред, и так же фазовая скорость распространения изгибных волн для второй среды. Так же заданы конечные размеры антенной решетки. При заданных характеристиках необходимо определить акустическое давление и колебательную скорость, создаваемые гидроакустической

антенной решеткой, которая может располагаться как в слое льда, так и в морской воде [1].

В ледяной пластине поле гидроакустической антенной решетки возбуждает изгибные колебания, которые описываются следующим дифференциальным уравнением четвертого порядка (1):

$$\nabla^4 \eta + \frac{3\rho(1-\sigma^2)}{Eh} \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} = 0, \quad (1)$$

где:

$$\nabla^4 = \Delta^2 = \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right)^2 = \frac{\partial^4}{\partial x^4} + \frac{\partial^4}{\partial y^4} + 2 \frac{\partial^4}{\partial x^2 \partial y^2}$$

∇^4 – оператор производной четвертого порядка;

E – модуль упругости Юнга;

σ – коэффициент Пуассона;

η – смещение в средней плоскости слоя льда.

h – половина толщины слоя льда;

ρ – плотность льда.

Колебательная скорость (2, 3) и акустическое давление (4) в волне состоят из активной и реактивной составляющих [2]. При

излучении и приеме акустической энергии участвуют обе компоненты (излучение идет от суммы конечных сферических элементов).

Суммируя выражения (2, 3) и (4), выделяем активную и реактивную часть поля.

$$v_r = -\frac{\omega}{c} e^{j\omega t} \sum_{m=0}^{\infty} A_m \frac{dh_m^{(2)}(z)}{dz} P_m(x) \quad (2)$$

$$v_\theta = \frac{\sin\theta}{r} e^{j\omega t} \sum_{m=0}^{\infty} A_m h_m^{(2)}(z) \frac{dP_m(x)}{dx} \quad (3)$$

$$p = j\omega\rho e^{j\omega t} \sum_{m=0}^{\infty} A_m h_m^{(2)}(z) P_m(x) \quad (4)$$

где:

c – скорость звука в среде;

ω – частота;

$x = \cos \theta$;

θ – полярный угол;

P_m – полином Лежандра m -го порядка;

$z = kr$.

Для реактивной составляющей поля определим отражённую часть энергии от изгибной пластины льда. Соблюдая граничные условия: давление на поверхности ледяной пластины равно сумме давлений, создаваемых отдельными конечными элементами (6), и нормальная составляющая скорости всей ледяной пластинки равна нормальной составляющей суммы всех её конечных элементов (5).

$$v(\theta) = -\frac{\omega}{c} \sum_{m=0}^{\infty} A_m \frac{dh_m}{dz}(z) P_m(\cos\theta) \quad (5)$$

$$p(\theta, a) = j\omega\rho \sum_{m=0}^{\infty} A_m h_m^{(2)}\left(\frac{\omega}{c}a\right) P_m(\cos\theta) \quad (6)$$

Таким образом, вычислим смещение на поверхности пластинки льда, определим акустическое давление и колебательную скорость на поверхности. Проведем преобразование реактивной энергии гидроакустической антенной решетки в излучающую активную в дальнем поле. Полученные алгоритмы позволяют оценить долю активной и реактивной ча-

сти суммарного поля от гидроакустической антенной решетки и льда в данном поле на разных частотах.

Данная работа выполнена в рамках государственного задания Минобрнауки России в сфере научной деятельности по проекту № FZNS-2023-0008.

Литература

1. Короченцев В.И., Лобова Т.Ж., Лобов И.Ж., Губко М.А. Повышение эффективности акустической связи в мелком море с ледовым покровом, Морские интеллектуальные технологии. 2024. № 3, часть 1. С. 324-329. DOI: 10.37220/MIT.2024.65.3.057.
2. Лепендин, Л.Ф. Акустика. – М.: Высшая школа, 1978. - 448 с.

РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ ИНЖЕНЕРНО-СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА В СЕЙСМОАКТИВНЫХ РЕГИОНАХ НА ПРИМЕРЕ РАБОТЫ СЕЙСМОМЕТРИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ НА ОСТРОВЕ ШИКОТАН

Костылев Д.В.^{1,2}, Костылева Н.В.^{1,2}

¹*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск*

²*Сахалинский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», г. Южно-Сахалинск
d.kostylev@imgg.ru*

Для оценки интенсивности сейсмических воздействий на остров Шикотан за последние 25 лет, авторами проведен анализ результатов, собранных макросейсмических данных [например, 1], а также каталогов международных сейсмологических агентств и бюллетеней сейсмической станции «Южно-Сахалинск» СФ ФИЦ ЕГС РАН. Для определения интенсивности сейсмических воздействий использовалась Шкала Медведева-Шпонхойера-Карника (MSK-64) [2]. В результате выделено 266 сейсмических событий в Дальневосточном регионе, имеющих макросейсмический эффект на о. Шикотан в период 2009–2023 годов. Согласно полученным данным, наибольшее количество (90%) сейсмических событий, ощутимых на о. Шикотан находится в квадрате с координатами 42,0°–46,0° северной широты и 144,0°–150,0° восточной долготы (врезка А на рис. 1). Пороговой ощущаемой магнитудой в этом квадрате можно считать $M=3,5$ однако сильные удаленные сейсмические события с магнитудами около $M=7,0$ и выше, также могут вызывать макросейсмический эффект на о. Шикотан (рис. 1). Анализ собранных данных показал, что на о. Шикотан в период 2009–2023 годов ощутимость землетрясений составляла преимущественно 2–3 балла (39%) и 3–4 балла (48%). То есть, 87% ощутимых сейсмических событий относятся к категориям слабых и очень слабых, согласно MSK-64. Всего два события были определены как ощутимые в 5–6 баллов. Удаленные события, как правило, не оказывают сильного воздействия (рис. 2).

Макросейсмическая шкала MSK-64 описывает силу землетрясения по характеру его восприятия человеком, характеру раз-

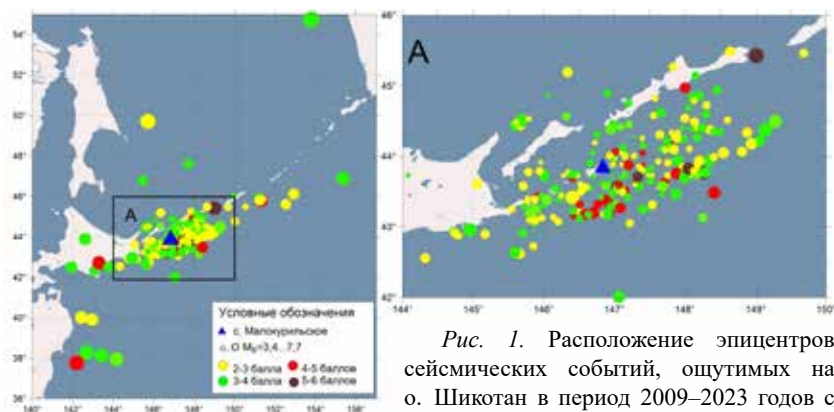


Рис. 1. Расположение эпицентров сейсмических событий, ощутимых на о. Шикотан в период 2009–2023 годов с распределением по макросейсмическому эффекту (баллам) согласно MSK-64

рушений строений и степени изменений в окружающей среде. Более точным способом оценки степени воздействия на конкретный объект является использование инструментальных методов определения интенсивности, согласно которым интенсивность определяется по максимальным значениям пиковых ускорений на объекте мониторинга при землетрясении [3]. Сахалинским филиалом ФИЦ ЕГС РАН в 2024 году начаты по работы по выполнению детальной оценки интенсивности сейсмических сотрясений зданий по инструментальным данным на острове Шикотан. Для решения данных задач в СФ ФИЦ ЕГС РАН разработан комплекс оценки сейсмических воздействий на строительные объекты на основе инженерно-сейсмометрических станций (ИСС), установленных



Рис. 2. Состав оборудования инженерно-сейсмометрической станции и примеры установки на объектах мониторинга

на зданиях городской застройки, выполненный в соответствии с нормативными документами. Аппаратная часть ИСС включает в себя оборудование российского производства, в составе молекулярно-электронного акселерометра МТСС-1033А, внесенного в государственный реестр средств измерений [4], интегрированного с регистратором модели NDAS-8426N (рис. 2). Подобные ИСС позволяют вести непрерывное наблюдение за объектом в режиме близком к реальному времени, определять сейсмические события и отправлять сообщения оператору системы.

Инженерно-сейсмометрические станции введены в эксплуатацию 01 апреля 2024 года в соответствии с требованиями оборудования зданий и сооружений в сейсмических районах. Инженерно-сейсмометрические станции интегрированы в единую сеть сбора данных СФ ФИЦ ЕГС РАН в режиме реального времени, что позволяет использовать данные получаемые станциями, в том числе и для локализации сейсмических событий в РИОЦ «Южно-Сахалинск». Используемые системы сбора и обработки данных позволяют проводить оперативную оценку инструментальной сейсмической интенсивности по данным станций сильных движений в режиме близком к реальному времени. Полученная оценка является реальной оценкой воздействия на объект мониторинга, отличной от «базовой станции» и от расчетной по населенному пункту. Анализ полученных результатов ещё раз позволяет оценить достоверность результатов, получаемых на основании уравнения макросейсмического поля для Курильских островов. По результатам работы ИСС для 27-ми сейсмических событий в период с 01.04.2024 по 20.06.2025 гг. инструментальная интенсивность (I) по данным станций на острове Шикотан превысила значение $I=3,6$ (по шкале ШСИ-17) (рис. 3, слева). Максимальная интенсивность составила $I=5,6$ (20 августа 2024 г.) и $I=6,7$ (30 мая 2025 г.) для ИСС «Малокурильское».

Данные полученные с использованием ИСС на острове Шикотан подтвердили и уточнили сведения, полученные в результате анализа макросейсмических данных за 25 лет, о том, что наиболее сильные сейсмические проявления для острова Шикотан происходят от землетрясений с эпицентрами к востоку и юго-востоку от острова на удалении до 1 градуса, а основной эффект воздействия приходится на вертикальную составляющую (рис. 3, справа). Именно в этом районе 4(5) октября 1994 года произошло сильней-

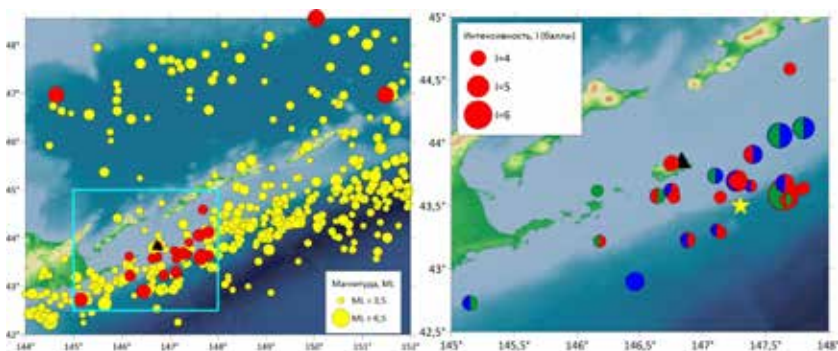


Рис. 3. Слева – эпицентры всех сейсмических событий с $M \geq 3,5$ с 01.04.2024 по 20.06.2025 гг. Красным цветом выделены землетрясения с $I \geq 3,6$ по инструментальным данным инженерно-сейсмометрических станций на объектах мониторинга (черный треугольник). Справа – эпицентры ощутимых землетрясений с указанием цветом осей максимального воздействия (красный цвет – вертикальная составляющая, зеленый цвет – направление север-юг, синий цвет – направление восток-запад). Желтая звездочка – эпицентр Шикотанского землетрясения 1994 года

шее для островов Малой Курильской гряды землетрясение (моментная магнитуда $M_w = 8,3$ интенсивность колебаний грунта на о. Шикотан – 8–9 баллов), которое привело к значительным разрушениям зданий и сооружений различного назначения на островах Шикотан, Кунашир, Итуруп и гибели людей [5].

Литература

1. Фокина Т.А. (отв. сост.), Лукаш Н.А. Макросейсмический эффект ощутимых землетрясений Курило-Охотского региона и прилегающих территорий в населенных пунктах в 2020 г. // Землетрясения Северной Евразии. – 2024. – Вып. 27 (2020 г.). – [Электронное приложение]. – URL: <http://www.gsras.ru/zse/app-27.html>.
2. Медведев С.В., Шпонхойер В., Карник В. Международная шкала сейсмической интенсивности MSK-64. – М.: МГК АН СССР, 1965. – 11 с.
3. Аптикаев Ф.Ф., Эргелева О.О., Бержинский Ю.А., Клячко М.А., Шестоперов Г.С., Стром А.Л. Проект новой российской сейсмической шкалы // Инженерные изыскания. 2011. № 10. С. 62-71.
4. Об утверждении типов средств измерений // Мир измерений. – 2021. – № 2. – С. 36-39.
5. Шикотанское землетрясение и цунами 4(5) октября 1994 года. Хроника событий, анализ последствий и современное состояние проблемы: сборник статей / составители: Тихонов И.Н., Шевченко Г.В. – Изд. 2-е доп. – Южно-Сахалинск: ФГБУН ИМГиГ ДВО РАН, 2015. – 128 с.

РЕГИСТРАЦИЯ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ И ИДЕНТИФИКАЦИЯ КАНАЛОВЫХ Т-ВОЛН С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МОЛЕКУЛЯРНО- ЭЛЕКТРОННЫХ ГИДРОФОНОВ НА КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВАХ

Костылева Н.В.^{1,2}, Костылев Д.В.^{1,2}

¹*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
n.kostyleva@imgg.ru*

²*Сахалинский филиал Федерального исследовательского центра «Единая
геофизическая служба РАН», г. Южно-Сахалинск
n.kostyleva@imgg.ru*

Для проведения эксперимента по тестированию молекулярно-электронных устройств, как серийно выпускаемых, так и экспериментальных, в рамках проекта РФФИ № 18-07-00966 «Исследование триггерных деформационных эффектов по данным о сейсмичности Сахалина с применением сейсмических датчиков нового типа», выполняемого сотрудниками ИМГиГ ДВО РАН, СФ ФИЦ ЕГС РАН совместно с МФТИ и ООО «Р-сенсорс», было предоставлено следующее оборудование: молекулярно-электронный широкополосный сейсмометр СМЕ-6111 с регистраторами NDAS-8226 и три прототипа молекулярно-электронных гидрофонов. Непрерывная регистрация сейсмоакустических сигналов специально сконструированным для исследований молекулярно-электронным гидрофоном проводится на геодинамическом полигоне Южно-Курильск (о. Кунашир) с 2019 г. Практически сразу в потоке сейсмоакустической эмиссии удалось выделить вариации, связанные с суточным, приливным, атмосферным и ионосферным факторами [1]. Не менее интересным представляется направление поиска геофизических сигналов, которые могли бы использоваться в качестве краткосрочных предвестников перед сейсмическими событиями на Дальнем Востоке. Гидроакустические волны сейсмического происхождения могут наблюдаться не только во время землетрясений, но и в предваряющий и последующий периоды времени и занимают довольно широкий диапазон частот. Применение широкополосных гидрофонных станций позволяет регистрировать

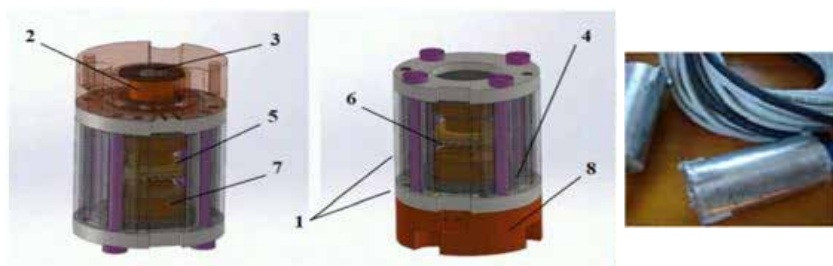
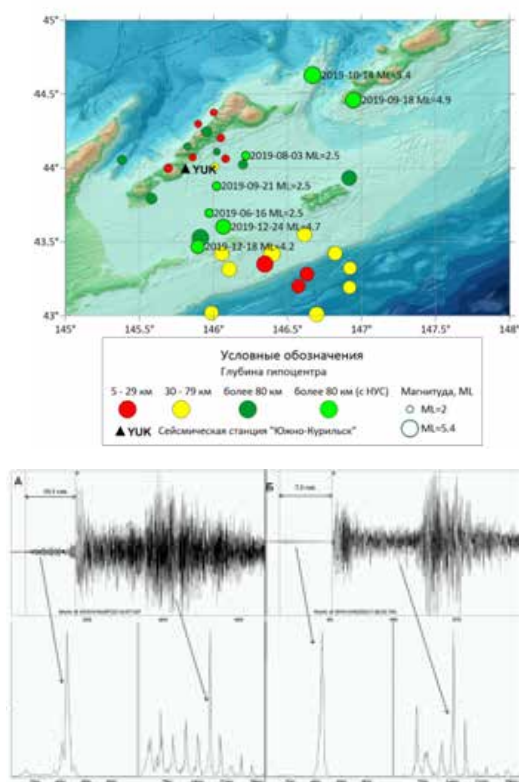


Рис. 1. Конструкция и внешний вид молекулярно-электронного гидрофона: 1 – внешний корпус гидрофона, 2 – катушка, 3 – магнит, 4 – мембраны, 5 – электропакет, 6 – электрические клеммы анодов и катодов, 7 – раствор электролита, 8 – верхняя крышка [2]

подводные акустические сигналы в разном диапазоне частот. Авторами были выполнены гидроакустические наблюдения в районе Южных Курильских островов, а предположение о существовании предшествующего землетрясениям низкочастотного сигнала – сейсмоакустического отклика на подвижку геологического массива перед сейсмическим разрывом, нашло подтверждение лишь в некоторых случаях.

Для проведения исследований этого эффекта была выбрана прямоугольная область с координатами от $43,0^\circ$ до $45,0^\circ\text{N}$ и от $145,0^\circ$ до $147,0^\circ\text{E}$ [1]. Выборка событий в этой области, согласно бюллетеню сейсмической станции «Южно-Курильск», составила 35 землетрясений с $M \geq 2,0$ за период с мая 2019 г. по февраль 2020 г. Глубины гипоцентров варьировали от 16 до 147 км. Из 35 зарегистрированных землетрясений в 7 случаях был выявлен предшествующий землетрясению низкочастотный сигнал. Все 7 событий имели глубину гипоцентра более 80 км и располагались преимущественно в Южно-Курильском проливе. На рисунке 2 показано расположение эпицентров землетрясений, пять из которых имеют четко выраженный акустический сигнал частотой 5 Гц и продолжительностью от 3 до 13 секунд. От двух землетрясений сигнал не столь выражен, но его частота совпадает с частотой идентифицированных авторами предшествующих землетрясениям низкочастотных сигналов [1]. Стоит отметить, что слабые землетрясения уверенно регистрируются гидрофоном, а применение соответствующей обработки сигналов дает возможность выделять моменты вступления сейсмических волн и измерения их параметров.

Рис. 2. Положение эпицентров сейсмических событий за исследуемый период. Закрашенными зелеными маркерами выделены события с идентифицированным предшествующим низкочастотным сигналом. Примеры записи сейсмических событий с предшествующим сигналом и спектральный анализ (с выделением по вертикальной оси степени корреляции) предшествующего сигнала и сейсмического события по записям, построенный как функция автокорреляции сигнала в программном комплексе DIMAS. А – 14.10.2019 г., Б – 18.12.2019 г.



На записях гидрофона также можно выделить примечательную группу короткопериодных волн, названную Т-волнами (undae tertiae (лат.) – третья волна). Интерес к изучению Т-волн возник в 1940-х годах, когда они были обнаружены на сейсмограммах. В настоящее время их изучение охватывает такие области, как мониторинг землетрясений, раннее обнаружение цунами и термометрия океана. Ранние исследования показали, что особенности Т-фазы соответствуют звуковой волне в море, которая достигнув берега, распространяется в глубине континента со скоростью обычных сейсмических волн [3]. Т-волны распространяются со скоростью звука в воде (приблизительно 1,5 км/с) и имеют скорость распространения ниже, чем сейсмические волны, распространяющиеся в земной коре. Кроме того, Т-волны, вызванные подводными землетрясениями, распространяются быстрее, чем цунами (скорость распространения цунами составляет приблизительно 0,2 км/с).

Зоны преобразования Т-волн обычно связаны с областями с большими батиметрическими градиентами, такими как склоны в желобах, острова, подводные горы, края континентальных шельфов или впадины на дне океана. Стоит также упомянуть, что Т-волны, распространяющиеся в океане (гидроакустические Т-волны), могут достигать континентальных склонов и преобразовываться обратно в сейсмические волны (сейсмические Т-волны), распространяющиеся по суше на сотни километров. Преобразование гидроакустических Т-волн в сейсмические зависит в основном от склона и свойств морского дна на берегу [4].

Авторам уже приходилось идентифицировать Т-фазу по записям серийных широкополосных электромеханических сейсмометров Сахалинского филиала ФИЦ ЕГС РАН, расположенных на островах Курильской гряды. Начиная с 2019 г. к обработке сейсмических записей были привлечены записи прототипа молекулярно-электронного гидрофона, на которых без предварительной фильтрации по короткопериодной составляющей наблюдался схожий сигнал (рис. 3).

Для о. Сахалин и Курильских островов это, фактически, первый продолжительный опыт использования подобного оборудования в различных условиях с подробным анализом результатов. Авторами были разработаны и апробированы различные инженерные

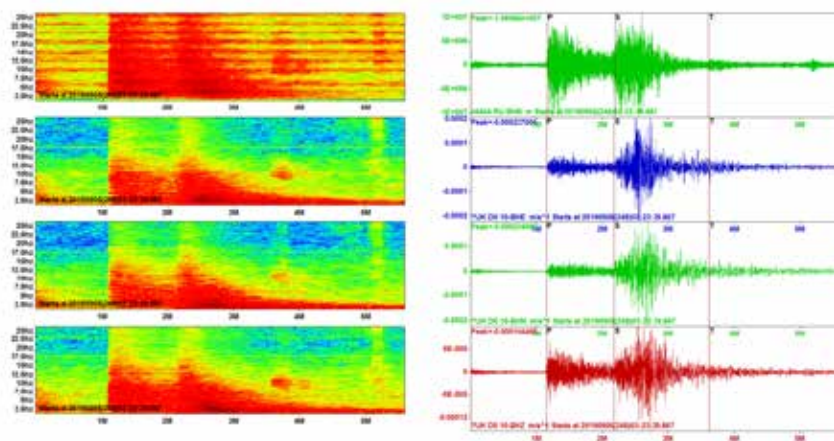


Рис. 3. Запись сейсмического события 05.09 2019 г. ($M=5.0$). Верхняя волно-вая форма- гидрофон

решения по установке оборудования, а также комбинированию данных от различных геофизических приборов.

Литература

1. Костылев Д.В., Богинская Н.В. Сейсмоакустические наблюдения с применением молекулярно-электронных гидрофонов на Сахалине и южных Курильских островах (о. Кунашир) // Геосистемы переходных зон. 2020. Т. 4. № 4. С. 486-499.
2. Zaitsev D.L., Avdyukhina S.Y., Ryzhkov M.A., Evseev I., Egorov E.V., Agafonov V.M. Frequency response and self-noise of the met hydrophone // J. of Sensors and Sensor Systems. 2018. Vol. 2. No. 7. P. 443-452.
3. Ch. F. Richter Elementary seismology // San Francisco: Freeman, 1958. - 768 pp.
4. Tiago C.A. Oliveira, Peter Nielsen, Ying-Tsong Lin, Noriyuki Kushida, Sergio M. Jesus Megameter propagation and correlation of T-waves from Kermadec Trench and Islands // Frontiers in Marine Science. 2022. V. 9. P. 1-16.

ЗВУКООТРАЖАЮЩИЕ СВОЙСТВА НЕКОТОРЫХ ПРОМЫСЛОВЫХ ВИДОВ РЫБ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ

Кузнецов М.Ю., Сыроваткин Е.В., Поляничко В.И.

*Тихоокеанский филиал ФГБНУ «ВНИРО» («ТИНРО»), г. Владивосток
vladimir.polianichko@tinro.vniro.ru*

Использование гидроакустической эхолокационной аппаратуры, имеющей высокое разрешение по глубине и позволяющей регистрировать скопления рыб в процессе движения судна непрерывно, дает дополнительные возможности пространственной дифференциации и выявления тонкой структуры горизонтального и вертикального распределения гидробионтов при проведении съемок биоресурсов.

Основой гидроакустической технологии является измерение силы обратного поверхностного рассеяния от скопления гидробионтов и расчёт их численности по известной отражательной способности отдельных особей. Эхоинтегрирующие комплексы по измеренной мощности отраженного от рыб сигнала вычисляют коэффициент обратного объемного рассеяния в пределах выбранного слоя, а затем рассчитывают коэффициент обратного поверхностного рассеяния как интеграл по диапазону глубин и получают на выходе коэффициент поверхностного рассеяния на квадратную морскую милю s_A ($\text{м}^2\text{миля}^{-2}$). Коэффициент s_A используется в расчетах акустической оценки плотности скопления [1].

Отражательные свойства водных биологических объектов количественно оцениваются акустическим сечением обратного рассеяния (σ) и силой цели (TS). В эхолокации, применяемой при биоресурсных исследованиях, акустическое сечение – это условная площадь, дающая такое же отражение во все стороны, что и реальный объект в обратном направлении [2]. Сила цели представляет собой логарифмическую форму выражения обратного рассеяния и обычно представляется как функция длины рыбы. А поскольку численность гидробионтов по эхоинтеграционной технологии обратно пропорциональна их сечению рассеяния, отклонение TS от

истинной всего на 1 дБ ведёт к смещению акустической оценки обилия почти на 30 %.

Сила цели зависит от размера гидробионтов, частоты зондирования и физиологического состояния регистрируемых скоплений. Интенсивность обратного рассеяния существенно возрастает, когда рабочая частота эхолота близка к резонансной частоте плавательного пузыря рыб [3]. Изменения показателей упитанности и стадии развития половых органов вызывают значительные вариации акустической силы цели рыб [4, 5]. Наибольший потенциальный источник изменчивости отражательной способности – аспект облучения (угол наклона) гидробионта относительно луча антенны эхолота [6]. Причиной наклона рыб по сравнению с горизонтальным положением являются особенности поведения гидробионта, например, суточные вертикальные миграции и избегательная реакция на шумовое поле приближающегося судна.

Для решения практических задач оценки запасов гидробионтов σ и TS обычно измеряют экспериментально. Наилучшие результаты дают измерения силы цели рыб в их естественной среде обитания (метод *in situ*), поскольку при регистрации учитывается поведенческий эффект, зависимость от глубины и любые возможные сезонные изменения TS , связанные с физиологией объекта. Однако этот подход накладывает определённые ограничения на условия проведения эксперимента, в частности, необходима достаточно низкая плотность распределения скопления. Имеется также проблема выделения одиночных целей и получения репрезентативной выборки размерного состава гидробионтов.

Для сбора акустических данных использовался цифровой научный эхолот EK-60 Simrad, имеющий две антенны с расщеплённым лучом 38 и 120 кГц на киле судна. Оценка численности рыб производится на частоте 38 кГц. В эхолоте были установлены: длительность импульса – 1,024 мс, интервал между посылками – 1 с.

Перед измерениями выполнялась калибровка эхолота методом сравнения с использованием стандартной (эталонной) цели. Для взятия биологических проб и определения размерно-видового состава скоплений выполнялись контрольные траления. Детектирование эхотреков и измерения TS производилось в слое, вертикальной протяжённостью равной вертикальному раскрытию трала, а горизонтальной – продолжительности траления по лагу. Критери-

ями отбора акустических изображений для измерений TS были минимальная весовая доля объекта в уловах не менее 95%.

Другим важным моментом является наличие на отобранных эхограммах одиночных целей, разрешаемых индивидуально. Идеальная рыбная концентрация для исследования сил целей представляется как однородное разреженное скопление, состоящее из рыб одного вида с одномодальным размерным распределением. Процесс фильтрации одиночных целей на эхограммах реализован в программном комплексе «SALTSE» [7]. В его основе лежит алгоритм пошагового выделения одиночных целей по технологии расщепленного луча [8]. В результате программной обработки эхограмм получали пары значений средней силы целей (TS) в дорсальном аспекте и средней длины (L) рыб в выделенном слое, которые подвергались корреляционному и регрессионному анализу для нахождения зависимости между ними [9].

Были проведены исследования отражательных свойств минтая в Охотском море, японской скумбрии и тихоокеанских лососей в северо-западной части Тихого океана, когда там традиционно выполняются судовые тралово-акустические съемки биоресурсов. С помощью методики *in situ* экспериментально получены регрессионные зависимости дорсальной отражательной способности (силы цели) исследуемых рыб от длины их тела на частоте 38 кГц (рис. 1). Из сравнения, сила цели минтая превышает силу цели ло-

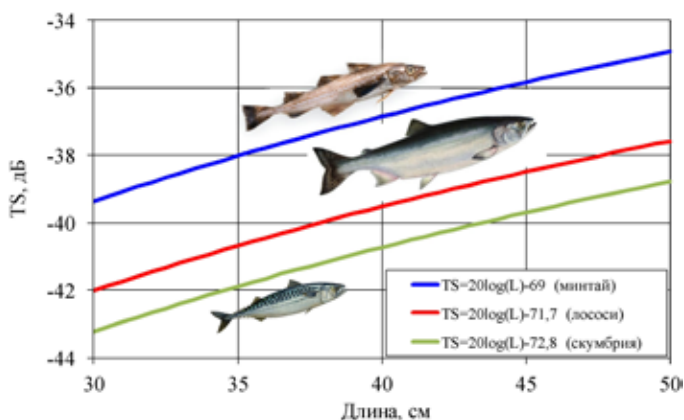


Рис. 1. Зависимости силы цели (TS) рыб от длины (дорсальный аспект, частота 38 кГц)

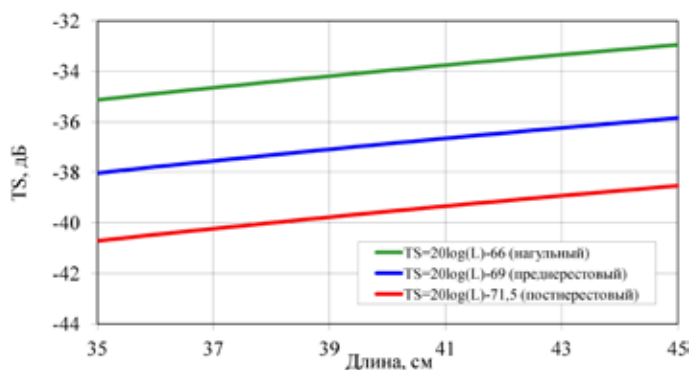


Рис. 2. Регрессионные зависимости минтая на частоте 38 кГц при различном физиологическом состоянии

сосей на 2,7 дБ. Линия регрессии скумбрии смещена вниз еще на 1,1 дБ относительно лососей и на 3,8 дБ по сравнению с минтаем.

Минтай – один из основных объектов ресурсных исследований и промысла в Дальневосточных морях, во время съемок находится в нагульном, преднерестовом и посленерестовом физиологическом состоянии, т.е. с различными стадиями зрелости половых продуктов и степенью наполнения плавательного пузыря, влияющими на отражательные способности особей. Измерения показали, что сила цели у преднерестового и нерестового минтая на 3 дБ ниже, чем у нагульного (рис. 2). Отражательная способность (сила цели) отнерестившегося минтая слабее еще на 2,5 дБ.

Измерения звукоотражающих характеристик рыб *in situ* наиболее приемлемы, поскольку учитывают их естественное поведение и распределение. Уточнение зависимости силы цели массовых промысловых видов рыб от зоологической длины дает возможность повысить точность и достоверность оценок их численности гидроакустическим эхоинтеграционным методом.

Литература

1. MacLennan D.N., Fernandes P.G., Dalen J. A consistent approach to definitions and symbols in fisheries acoustics // ICES Journal of Marine Science. 2002. V. 59. P. 365-369.
2. Юданов К.И. Гидроакустическая разведка рыбы. СПб.: Судостроение, 1992. 186 с.

3. Андреева И.Б. Рассеяние звука в океанических звукорассеивающих слоях // В кн. «Акустика океана» (под. ред. Л.М. Бреховских). М.: Наука, 1974. С. 491-558.
4. Ona E. Physiological factors causing natural variations in acoustic target strength of fish // J. Marine Biological Association of the United Kingdom. 1990. V. 70. P. 107-127.
5. Simmonds E.J., MacLennan D.N. Fisheries acoustics: theory and practice. Oxford, UK: Blackwell Science published, 2005. 437 p.
6. Mukai T., Iida K. Depth dependence of target strength of live kokanee salmon in accordance with Boyle's law // ICES Journal Of Marine Science. 1996. V. 53. P. 245-248.
7. Кузнецов М.Ю., Убарчук И.А., Поляничко В.И., Сыроваткин Е.В. Программный комплекс для визуализации, многовидовой обработки и хранения данных гидроакустических ресурсных съёмов // Труды ВНИРО. 2021. Т. 183. С. 174-190.
8. Methodology for Target Strength Measurements // ICES Cooperative Research Report № 235 (edited by E. Ona). 1999. 59 p.
9. Ricker W.E. Linear regressions in fishery research // Journal of the Fisheries Research Board of Canada. 1973. V. 30. P. 409-434.

АПРОБАЦИЯ И УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ АВТОМАТИЧЕСКОГО МНОГОЗОННОГО ИЗМЕРИТЕЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ

**Кустова Е.В.¹, Зацерковный А.В.¹, Лазарюк А.Ю.¹,
Гасанов А.Ш.²**

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

²Дальневосточный Федеральный Университет, г. Владивосток
kustova_e@poi.dvo.ru

Теплообмен в системе атмосфера – морской лёд – вода является одним из ключевых процессов, влияющих на климат и изменение площади ледового покрова на планете. Несмотря на это, он остается недостаточно изученным и опирается, в основном, на расчетные величины из-за трудностей с натурными измерениями. Профили температуры морского льда, как правило, получают при помощи измерений температуры кернов, что предполагает нарушение естественного состояния льда [1]. При измерении подледной температуры воды нарушается ледовый покров, что ведет к попаданию в поверхностные воды более холодного и плотного рассола по сравнению с ними, а также перемешиванию самих вод и, таким образом, изменению температуры. Кроме того, такие измерения являются разовыми (даже если периодическими), и не позволяют получить подробный временной ряд температурных профилей.

Для решения этой проблемы авторами предлагается Автономный Многозонный Измеритель Температуры (далее – АМЗИТ), представляющий собой автономную термокасу в твердой (полипропиленовой трубе Ø30мм) оболочке, в которой закреплены температурные датчики DS18B20 IP68 [2] с определенными интервалами. Схема и фотографии прибора представлены на рисунке 1.

За сбор и хранение данных отвечает контроллер ESP-WROOM32, к которому подключены часы реального времени DS3231 по шине I2C. Для обеспечения питания прибора использовались Li-Ion 18650 аккумуляторы 2,51Ач, 3,6В. Контроллер и батареи были помещены в герметично изолированный полипропиленовый корпус Ø110мм (рис. 2) и соединены с измерительной частью трехжильным медным кабелем в резиновой оболочке. Пере-

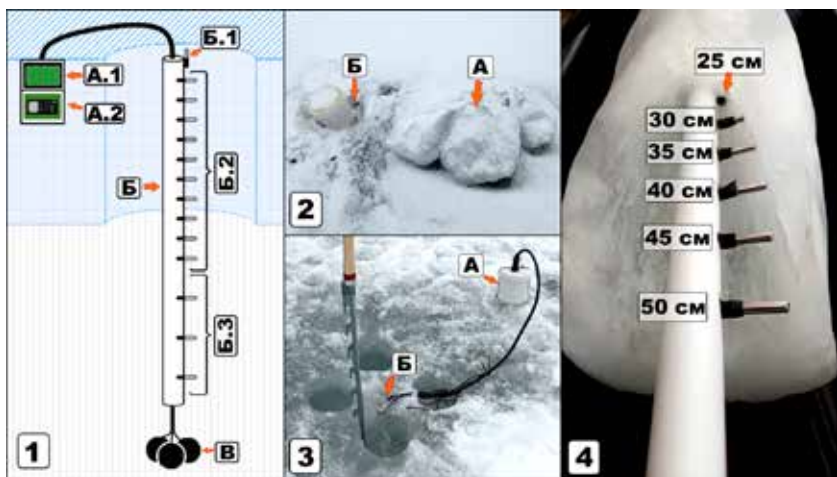


Рис. 1. Схема и фотографии АМЗИТ (постановка 2024 г.)

1 – схема прибора и фотографии его установки: А – герметичная емкость с контроллером, часами (А.1) и батареями (А.2); Б – труба с датчиками (Б.1 – атмосферный датчик, Б.2 – датчики с интервалом 5 см, Б.3 – датчики с интервалом 8,5 см); В – грузила. 2 – фотография установленного прибора, укрытого льдом и снегом. 3 – фотография прибора в процессе извлечения. 4 – фотография нижней части извлеченного керна с АМЗИТ

дача данных производилась беспроводным способом посредством встроенного Wi Fi контроллера без внешней антенны.

С целью уменьшить энергопотребление прибора контроллеру был задан следующий режим работы: 13 мин сна – 2 мин активности (опрос каждого датчика трижды, запись результатов опроса, при наличии запроса – передача данных по Wi Fi по протоколу http).

Для апробации работы прибора были выполнены несколько постановок в 2024 – 2025 гг. на льду Амурского залива.

- Первая постановка: 20-25 февраля 2024 г. Толщина льда ~60 см, 10 датчиков на трубе с шагом 85 мм; в этой постановке труба имела положительная плавучесть, которую предполагалось скомпенсировать установкой крупного куска льда поверх трубы (датчика для измерения температуры воздуха в первой конструкции не предполагалось). 21 февраля в 4:36 VLAT пять датчиков перестали отвечать, еще два датчика отключились позже, при контрольной

проверке обнаружилось, что произошел сдвиг льдин в месте измерений, и труба АМЗИТа поднялась надо льдом на ~15 см. Три оставшихся датчика отработали все оставшееся время. Из-за поднятия трубы один снимал данные температуры воздуха, второй – на уровне 42,5 см (вода в лунке), третий – 68 см (подледная вода). После извлечения и проверки все датчики оказались исправны, предположительно, сдвиг трубы нарушил соединение кабелей в месте соединения с общей шиной. Эксперимент признан частично удачным, в схему прибора добавлены грузила, изменена схема герметизации в областях соединения проводов и расположения датчиков.

- Вторая постановка: 2–8 марта 2024 г. Толщина льда ~50 см, расположение датчиков см. рис. 1(1). Труба крепилась ко льду при помощи паракорда, закрепленного на четыре рым-шурупа длиной 12 см, вкрученным в поверхность льда. Ежедневно проводились проверки прибора и сбор данных, все время эксперимента прибор отработал без сбоев. Из-за сроков постановки и, как следствие, довольно высоких температур воздуха в этот период, лед успел нарасти только до датчика 25 см, см. рис. 1(4).

За периоды экспериментов (6 дней) блок питания прибора (6 аккумуляторов) израсходовал ~30% емкости.

Поскольку одной из целей создания прибора была длительность работы в автономном режиме (на весь ледовый сезон) при максимально возможной частоте измерений, по итогам экспериментов в АМЗИТ были внесены следующие модификации:

- изменен формат записи данных на двоичный, для передачи данных использован протокол MQTT, контроллер переведен в режим клиента WiFi и MQTT (в ранних версиях контроллер работал в режиме точки доступа и http сервера, что вело к большому расходу питания);
- после подтвержденной передачи порции данных удаляются из энергонезависимой памяти контроллера, чтобы избежать ее переполнения;
- опрос датчиков производится три раза подряд, затем контроллер засыпает на 5 мин;
- соединения проводов отдельных частей прибора (контроллер+часы, батарея питания, сенсорный блок) производятся

посредством герметичных разъемов для облегчения замены в случае необходимости;

- блок контроллер+часы заключен в отдельный короб для более надежной фиксации и герметизации.

Фотография сборки АМЗИТ с внесенными изменениями представлена на рисунке 2.



Рис. 2. Сборка АМЗИТ-2025: 1 – Полипропиленовая основа с датчиками; 2 – Крышка гермокорпуса с закрепленным коннектором, связывающим блок управления с датчиками; 3 – Гермокорпус для размещения блока 5 и аккумуляторной батареи; 4 – Герметичные коннекторы типа «папа»; 5 – Отдельный блок с контроллером и часами, во время работы герметизируется; 6 – Герметичные коннекторы типа «мама»

Отладка прошивки закончена уже после завершения сезона, поэтому измерения в 2025 году фрагментированы. Тем не менее, произведены несколько постановок длительностью 2–5 дней. Ведется дальнейшая доработка прибора с целью обеспечить автоматическую передачу данных на значительные расстояния, чтобы исключить их вероятную потерю

из-за отсутствия возможности выхода на лед (или даже достаточного приближения к прибору) исследователя с приемником.

Полученные с АМЗИТ данные можно будет использовать для уточнения данных теплообмена океана с атмосферой через лед, построения временных рядов профилей температур во льду, наблюдения за влиянием солнечной радиации на изменение температуры льда и подледной воды.

Работы проведены в рамках госбюджетной темы «Исследование структуры и динамики вод Мирового океана в условиях современных климатических изменений», регистрационный номер: 124022100079-4.

Литература

1. Carnat G. et al. Investigations on physical and textural properties of Arctic first-year sea ice in the Amundsen Gulf, Canada, November 2007–June 2008 (IPY-CFL system study) // *Journal of Glaciology*. 2013. Т. 59. № 217. С. 819-837.
2. Спецификации цифрового датчика температуры DS18B20 (URL: <https://static.chipdip.ru/lib/953/DOC011953598.pdf>)

ВЛИЯНИЕ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ КОЛИЧЕСТВ МИКРОВОДОРΟΣЛЕЙ НА СТРУКТУРУ МОРСКОГО ЛЬДА ПО ДАННЫМ КОМПЬЮТЕРНОЙ ТОМОГРАФИИ

Кустова Е.В.¹, Лазарюк А.Ю.¹, Юрикова Е.А.², Горбов М.И.¹

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

²*Национальный научный центр морской биологии им. А.В. Жирмунского,
г. Владивосток*

kustova_e@poi.dvo.ru

Метод компьютерной томографии (КТ) вещества, по сути, является способом послойного определения плотности путем обработки разности ослабления рентгеновского излучения при прохождении через изучаемое вещество. Полученная плотность по шкале Хансфилда [1] может быть переведена в физическую плотность. Таким образом, можно использовать метод КТ для изучения плотности кернов морского льда. Подобные исследования были проведены ранее, методика и результаты представлены на конференции [2]. Однако, в предыдущие годы не было отмечено каких-либо явлений, способных существенно повлиять на плотность морского льда, соответственно, представленные в [2] образцы морского льда являются обычными для Амурского залива (Залив Петра Великого, Японское море).

Зимой 2025 г. на станции Т3а была зарегистрирована экстремально высокая численность клеток микроводорослей как в подледной воде, так и в припайном льду Амурского залива (рис. 1), обусловленная развитием вида *T. nordenskiöldii* (Cleve 1873).

Зимнее «цветение» этого вида наблюдается ежегодно [3], однако подобное высокое обилие клеток во льду северо-восточной части Амурского залива регистрируется впервые. В начале января при толщине льда около 25 см в районе мыса Красный отмечены их концентрации до 1 млн. кл/л на станции Т2 (370 м от берега) и до 14,8 млн. кл/л на станции Т3а (840 м). Пик развития водоросли зарегистрирован 31 января — 110 млн. кл/л в нижних слоях льда на станции Т3а.

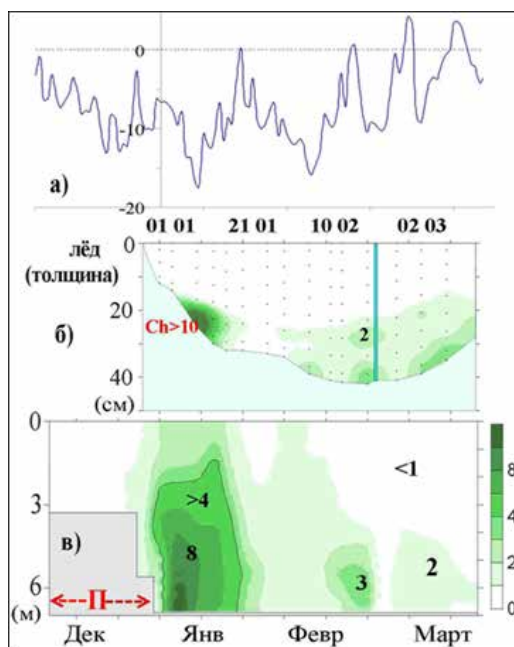


Рис. 1. Среднесуточная температура воздуха с декабря 2024 по март 2025 на метеостанции «Владивосток-гора» (а) и распределения измеренных значений хлорофилла-А в толще льда (б) и подлёдной воды (в) на северо-востоке Амурского залива (станция Т2)

Присутствие криофилов в морском льду влияет на его физико-механические свойства. Для исследования их влияния на плотность 22 февраля 2025 г. были извлечены два керна в точках Т3а и Т2.

Расчетную плотность морского льда оценивают по его температуре и солёности. Нами были выполнены послойные измерения температуры кернов в момент их извлечения и после КТ-сканирования в лаборатории, а также солёности по растопленным образцам льда [4]. В таблице 1 даны оценочные значения интегральной плотности кернов, установленные [5] по усредненным значениям температуры и солёности, а также по результатам их КТ-сканирования.

Среднее значение плотности льда по результатам КТ-сканирования керна Т2 практически совпадает с ее интегральной оцен-

Таблица 1. Результаты измерений кернов и расчета их плотности

Керны	Температура, °C	Соленость, psu	Плотность по [5], кг/м ³	Плотность по результатам КТ		
				минимум	максимум	средняя
T2	-4,37	5,63	928	915,3	937,3	927
T3a	-3,62	7,42	931	865,97	930,9	911,6

кой (927/928 кг/м³). Для керна Т3а разница между аналогичными значениями составляет более 2% (около 20 кг/м³), а в слоях повышенных концентраций клеток микроводорослей — более 6,5% (рис. 2б).

Были получены гистограммы распределения для значений средней плотности каждого КТ-среза (слоя) в кернах льда – 675 слоев для керна Т2 и 587 слоев для керна Т3а (рис. 2а). Анализируя их, отмечаем узкий диапазон изменений в кернах Т2 с ярко выраженным максимумом частоты около 926 кг/м³ – 182 слоя КТ-сканирования. В то же время, значения плотности в кернах Т3а, варьируя от 866 до 931 кг/м³, имеют несколько экстремумов (875 и 908 кг/м³) с максимумом 924 кг/м³ (99 слоев). При этом 42% КТ-срезов (слоев) керна Т3а имеют плотность ниже минимума плотности керна Т2.

Гидрологические исследования, выполненные в северной части Амурского залива в последующий период, показали более быстрое уменьшение толщины льда в точке Т3а по сравнению с Т2.

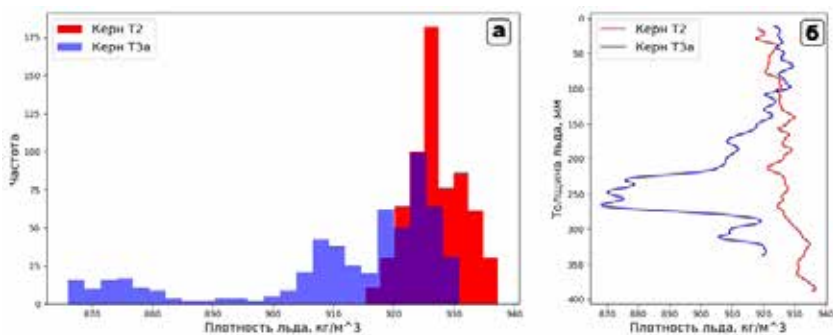


Рис. 2. Гистограмма частотного распределения плотности льда по КТ-срезам (а) и вертикальные профили плотности кернов Т2 и Т3а (б)

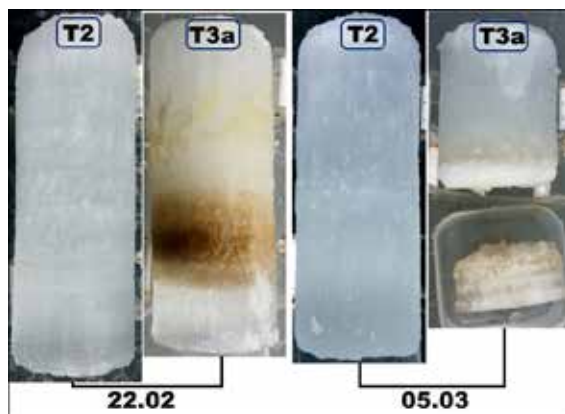


Рис. 3 Керна, извлеченные в точках T2 и T3a в фев-
рале и марте 2025 г.

По-видимому, этот эффект был обусловлен интенсивным поглощением солнечной радиации слоем повышенного содержания клеток микроводорослей, его разогревом и ускоренным таянием (рис. 3).

Работы проведены в рамках госбюджетной темы «Исследование структуры и динамики вод Мирового океана в условиях современных климатических изменений», регистрационный номер: 124022100079-4. Исследование поддержано Федеральной службой по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (соглашение №169-15-2023-002 от 01.03.2023).

Литература

1. Хофер М. Компьютерная томография. Базовое руководство / М. Хофер. - 2-е изд., перераб. и доп. - М.: Мед. лит., 2008. - 224 с.
2. Кустова Е.В., Лазарюк А.Ю., Харламов П.О., Тювеев А.В., Мельниченко Н.А. Определение плотности морского льда средствами компьютерной томографии //ФИЗИКА ГЕОСФЕР. – 2023. – С. 62-65.
3. Коновалова, Г.В. Сезонная характеристика фитопланктона в Амурском заливе Японского моря / Г.В. Коновалова // Океанология. 1972. Т. 12, № 1. С. 123-128.
4. Мельниченко Н.А., Тювеев А.В., Лазарюк А.Ю., Кустова Е.В., Харламов П.О. Вертикальное распределение рассола и объемная структура тонкого однолетнего льда Амурского залива по данным методов ядерного магнитного резонанса и магнитно-резонансной томографии // Океанология. 2019. Т. 59. №. 5. С. 859-869.
5. Назинцев Ю.Л., Панов В.В. Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда //СПб.: Изд-во Гидрометеоиздат. – 2000.

СКОРОСТЬ АПВЕЛЛИНГА И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА ИЗМЕНЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ БИОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРИБРЕЖНЫХ АКВАТОРИЯХ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО

Левченко Е.В.¹, Рудых Н.И.²

¹*Национальный научный центр морской биологии им. А.В. Жирмунского,*

г. Владивосток

leovit@mail.ru

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

Акватории зал. Петра Великого подвержены регулярному воздействию апвеллингов–даунвеллингов [1–5]. В частности, выявлена периодичность возникновения прибрежного ветрового апвеллинга во время перехода с летнего на зимний муссон [6]. Показано, что формирование и разрушение гипоксии придонных вод Амурского залива зависит от функционирования системы «апвеллинг–даунвеллинг» [7]. Установлено, что прибрежный апвеллинг в конце летнего периода является ключевым фактором межгодовой изменчивости гидрохимического состояния вод Уссурийского залива [8].

Достоверно установлена первостепенная роль прибрежного апвеллинга в доставке биогенных элементов в эстуарные заливы, в том числе в окраинных морях северно-западной части Тихого океана [9–11]. Тем не менее, в настоящее время не созданы модели, описывающие зависимость изменения содержания растворенных форм биогенных элементов от динамики апвеллинга–даунвеллинга, в том числе, в зал. Петра Великого. Такие исследования необходимы для детальной характеристики роли этого процесса в гидрологии, биологии и гидрохимии рассматриваемого бассейна.

Цель настоящего исследования – изучение изменения среднемесячной скорости апвеллинга в шельфовой зоне залива Петра Великого и описание её влияния на изменение содержания биогенных элементов в прибрежных акваториях залива в виде функциональных моделей с использованием статистических методов анализа.

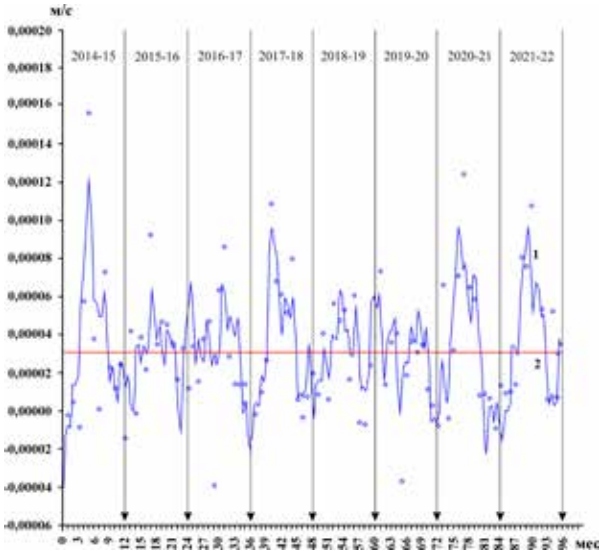
Данные для анализа процесса апвеллинга–даунвеллинга в шельфовой зоне Залива Петра Великого Японского моря с ав-

густа 2014 до июля 2022 г. были получены с помощью сервера ERDDAP [http://coastwatch.pfeg.noaa.gov/erddap/ru/griddap/erdQBstressmday_LonPM180.html]. Значения экмановской вертикальной скорости рассчитаны по спутниковым данным в Лаборатории физических наук Национального управления океанических и атмосферных исследований США (Physical Sciences Laboratory, NOAA, USA). Обработка данных проведена с помощью пакета программ Ocean Data View (ODV 5.8.2) [12].

Изменение среднемесячной скорости экмановского апвеллинга-даунвеллинга в исследуемой акватории в период с августа 2014 до июля 2022 г. происходило со сложной периодичностью (рис. 1). При оценке влияния этого процесса на межгодовую динамику содержания биогенных элементов использован метод регрессионного анализа [13]. Показано, что экмановский апвеллинг-даунвеллинг в шельфовой зоне залива Петра Великого оказывает различное влияние на содержание биогенных элементов в разных прибрежных акваториях. Например, зависимость влияния скорости апвеллинга на межгодовые изменения содержания общего растворенного фосфора для Амурского залива может быть описана уравнением:

$$Y = 0,034 \times ((\exp((Y/0,073^4)^3) - 1) \times \exp(-0,5 \times ((X - 0,073^4)/(0,073/\exp(1))^4)^2) + 1).$$

Рис. 1. График функции изменения (1) и среднее значение (2) среднемесячной скорости экмановского апвеллинга-даунвеллинга в шельфовой зоне Залива Петра Великого Японского моря с августа 2014 до июля 2022 г. (1-й месяц – август 2014 г.)



Литература

1. Жабин И.А., Грамм-Осипова О.Л., Юрасов Г.И. Ветровой апвеллинг у северо-западного побережья Японского моря // Метеорол. и гидрол. 1993. № 10. С. 82-86.
2. Юрасов Г.И., Вилянская Е.А. Характеристики апвеллинга в заливе Петра Великого в осенне-зимний сезон 1999–2000 гг. // Метеорол. и гидрол. 2010. № 10. С. 54-63.
3. Зуенко Ю.И., Рачков В.И. Климатические изменения температуры, солености и концентраций биогенных элементов в Амурском заливе Японского моря // Изв. ТИНРО. 2015. Т. 183. С. 186-199. DOI: 10.26428/1606-9919-2015-183-186-199.
4. Жабин И.А., Дмитриева Е.В., Кильматов Т.Р., Андреев А.Г. Влияние ветровых условий на изменчивость апвеллинга у побережья Приморья (северо-западная часть Японского моря) // Метеорол. и гидрол. 2017. № 3. С. 58-67.
5. Кошелева А.В., Ярошук И.О., Храпченков Ф.Ф. и др. Апвеллинг на узком шельфе Японского моря в 2011 г. // Фундам. и прикл. гидрофизика. 2021. Т. 14. № 1. С. 31-42. DOI: 10.7868/S2073667321010032.
6. Храпченков Ф.Ф., Ярошук И.О., Кошелева А.В., Дубина В.А. Ветровой апвеллинг в заливе Петра Великого по спутниковым и морским наблюдениям // Исслед. Земли из космоса. 2014. № 3. С. 33-40. DOI: 10.7868/S0205961414020067.
7. Тищенко П.П., Тищенко П.Я., Лобанов В.Б. и др. Роль даунвеллинга/апвеллинга в формировании/разрушении гипоксии придонных вод Амурского залива (Японское море) // Изв. ТИНРО. 2015. Т. 183. С. 156-165. DOI: 10.26428/1606-9919-2015-183-156-165.
8. Семкин П.Ю., Тищенко П.Я., Лобанов В.Б. и др. Особенности распределения гидрохимических параметров Уссурийского залива (Японское море) в летний период // Изв. ТИНРО. 2012. Т. 168. С. 152-168.
9. Prego R. Biogeochemical pathways of phosphate in a Galician Ria (north-western Iberian Peninsula) // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 1993. Vol. 37. Iss. 5. P. 437-451. DOI: 10.1006/ecss.1993.1066.
10. Mackas D. L. and Harrison P.J. Nitrogenous nutrient sources and sinks in the Juan de Fuca Strait/Strait of Georgia/Puget Sound estuarine system: Assessing the potential for eutrophication // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 1997. Vol. 44. Iss. 1. P. 1-21. DOI: 10.1006/ecss.1996.0110.
11. Colbert D. and McManus J. Nutrient biogeochemistry in an upwelling-influenced estuary of the Pacific northwest (Tillamook Bay, Oregon, USA) // Estuaries. 2003. Vol. 26. № 5. P. 1205-1219. DOI: 10.1007/BF02803625.
12. Schlitzer R. Ocean Data View. <http://odv.awi.de>, 2024.
13. Pollard J.H. A handbook of numerical and statistical techniques: with examples mainly from the life sciences. N.Y.: Cambridge Univ. Press, 1979. 368 p.

ФРАКТАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МИКРОКОЛЕБАНИЙ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ ПЕРЕД ЦИКЛОНАМИ

Лисовицкий А.С., Чупин В.А.

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

Низкочастотные вариации атмосферного давления, регистрируемые нанобарографами, предоставляют ценную информацию о динамике атмосферных процессов, таких как циклоны. Эти данные позволяют исследовать сложные нелинейные закономерности, характерные для крупномасштабных метеорологических явлений.

Циклоны представляют собой мощные атмосферные возмущения, сопровождающиеся резкими изменениями давления, сильными ветрами и интенсивными осадками. Они вызывают значительные колебания атмосферного давления, которые могут быть зафиксированы с помощью высокоточных приборов — нанобарографов, способных регистрировать малейшие изменения этого параметра.

Нанобарографы обеспечивают непрерывную запись временных рядов атмосферного давления с высокой точностью, что делает их эффективным инструментом для анализа динамики метеорологических процессов. Устройство предназначено для работы в условиях открытой атмосферы и регистрирует прямые изменения атмосферного давления, связанные с развитием циклонов и других крупномасштабных явлений. Таким образом, наблюдаемый сигнал отражает влияние метеорологических факторов, включая перепады давления, обусловленные движением циклонических систем.

Статистические параметры зарегистрированных временных рядов, включая их фрактальные свойства, позволяют выявлять скрытые закономерности в поведении атмосферных систем, особенно в периоды активной циклонической деятельности. Фрактальный подход даёт возможность оценить степень хаотичности, сложности и самоподобия изучаемых процессов.

Атмосфера представляет собой сложную динамическую систему, в которой под действием внешних факторов возникают и

развиваются напряжения, накапливаемые в виде перепадов давления и температуры. Эта система поглощает энергию и передаёт её между своими элементами, постепенно приходя к неустойчивому состоянию.

Для объяснения поведения таких систем П. Бак, Ч. Танг и К. Визенфельд [1] предложили концепцию самоорганизованной критичности (СОК). Согласно этой теории, любая протяжённая диссипативная система со временем приходит к такому состоянию, в котором даже небольшие возмущения могут приводить к событиям различного масштаба — от локальных до глобальных. Характерной особенностью таких систем является их фрактальная структура и степенная статистика событий.

Одним из основных методов фрактального анализа рядов данных является метод фрактальных длин (L). Существует несколько вариантов реализации алгоритма расчета $L(n)$. Метод Хигучи подразумевает, что при рассмотрении ряда $Y(j)$, $j=1, 2, \dots, N$ для каждого $L(n)$ вычисление выполняется n раз. Длина кривой рассчитывается по точкам, относящимся к моментам $m, m+n, m+2n$, где $m = 1, 2, \dots, n$ — начальное смещение:

$$L_m(n) = \left(\sum_{i=1}^{[(N-m)/n]} Y(m+n) - Y(m+(i-1)n) \right) \frac{N-1}{\left[\frac{N-m}{n} \right] n}, \quad (1)$$

где $\frac{N-1}{\left[\frac{N-m}{n} \right] n}$ — нормализующий множитель; $\left[\frac{N-m}{n} \right]$ — наибольшее целое значение, не превышающее $\frac{N-m}{n}$.

Окончательная длина кривой определяется как арифметическое среднее по n значениям, каждое из которых есть $L_m(n)$. Вычисляется среднее значение $\langle L(n) \rangle$ по всем m и строим зависимость $\log \langle L(n) \rangle$ от $\log n$. Затем аппроксимируем эту зависимость прямой линией с помощью метода наименьших квадратов. Эта прямая описывается уравнением $y = -Dx + b$, где D — искомая фрактальная размерность. Уравнение мы получаем после линейной аппроксимации графика [2].

Для проведения анализа были использованы данные наноба-рографа, зарегистрированные в периоды активной циклонической

деятельности, с целью выявления статистических особенностей и потенциальных индикаторов циклонических событий. В качестве объектов исследования выбраны временные интервалы, включающие несколько значительных циклонов, которые проходили в разные годы и характеризовались резкими колебаниями атмосферного давления.

Каждый из выбранных периодов соответствует одному или нескольким циклоническим системам, оказывавшим существенное влияние на метеорологическую обстановку в регионе наблюдения:

- 31 июля – 12 августа 2020 года — циклон HAGUPIT, в том числе 6–7 августа, когда он проходил в непосредственной близости от станции наблюдения.
- 4 сентября – 17 сентября 2022 года — циклон MUIFA, достигший максимальной близости к станции 17 сентября.

В качестве спокойного периода, в течение которого не наблюдалось циклонов и значимых атмосферных возмущений, был выбран интервал с 1 апреля по 30 апреля 2023 года. Этот период используется как фоновый для сравнения с циклоническими эпизодами и позволяет выявить особенности поведения временных рядов давления в условиях как спокойной, так и возмущённой атмосферной динамики.

Экспериментальные данные в цифровом и аналоговом форматах поступают в лабораторное помещение, где они подвергаются первичной обработке и сохраняются с созданием банка данных. Все системы, оснащенные четырьмя компьютерами, объединены в единую сеть и используют часы точного времени, обеспечивающие синхронизацию данных с точностью до 10^{-7} – 10^{-8} секунд [3].

Анализ данных, полученных с лазерного нанобарографа (рис. 1), позволил сформулировать следующие выводы:

Во время прохождения циклонов наблюдается увеличение фрактальной размерности (D). Сравнение пассивного периода (без активности циклонов) и активного периода (присутствие циклона) показывает, что значения фрактальной размерности во время циклонов достигают значений 1,8, что выше значений в пассивном режиме (1,1–1,6). Перед циклоном HAGUPIT в 2020 году наблюдается также увеличения фрактальной размерности что показано на правом нижнем рисунке, в период с 21–29 июля, когда активность циклона еще не проявлялась. Также на графиках отмечены

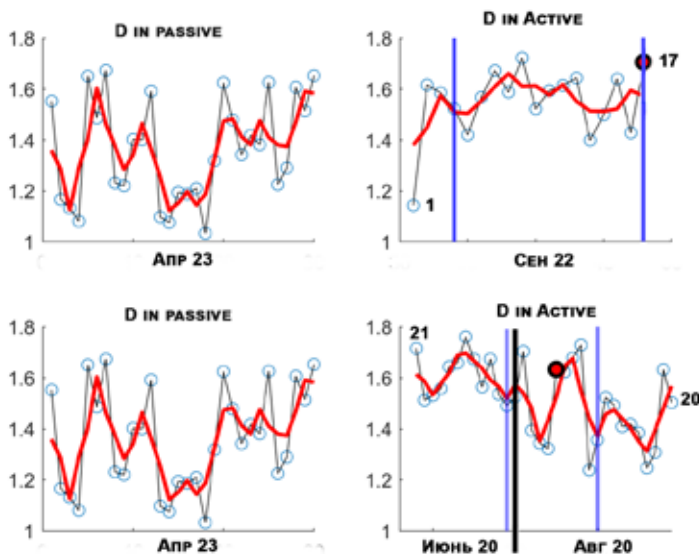


Рис. 1. Данные фрактальной размерности с данных нанобарографа. Черная линия на графике обозначает разделение между месяцами, а синяя рамка указывает на временной интервал, соответствующий продолжительности циклона

точки, соответствующие моментам максимального приближения циклона к экспериментальной станции. В обоих случаях (первый и второй циклоны) наблюдается пик или значительное повышение фрактальной размерности в момент наибольшего влияния циклона

До прихода циклона (перед циклоном MUIFA показанным на нижнем правом графике), отмечается предварительное увеличение фрактальной размерности. На данном примере видно, что уже с 21 по 29 июля, когда активность циклона еще не наблюдалась, значения D начали расти, что может свидетельствовать о развитии предциклоновых процессов.

На основе проведенного анализа можно сделать вывод о том, что фрактальная размерность (D), вычисленная по методу Хигучи на основе данных нанобарографа, демонстрирует значительные изменения во время прохождения циклонов. Особенно интересным является наблюдение предциклоновых изменений D , что открывает возможности для её использования как прогностического индикатора. Однако для подтверждения этих выводов необходимы

дополнительные исследования с использованием большего объёма данных и различных сценариев.

Работа выполнена при финансовой поддержке госбюджетной темы ТОИ ДВО РАН № 124022100074-9 «Изучение природы линейного и нелинейного взаимодействия геосферных полей переходных зон Мирового океана и их последствий» и при частичной финансовой поддержке гранта № 075-15-2024-642 «Исследование процессов и закономерностей возникновения, развития и трансформации катастрофических явлений в океанах и на континентах методами сейсмоакустического мониторинга».

Литература

1. Bak P., Tang C., Wiesenfeld K. Self-organized criticality // Phys. Rev. B. 1988. P. 364-374.
2. Higuchi T. Relationship between the fractal dimension and the power law index for a time series: a numerical investigation // Physica D, 1990. P. 254-264.
3. Долгих Г.И, Привалов В.Е. Лазерная физика. Фундаментальные и прикладные исследования // Владивосток: ООО «Рея», 2016. – 352 с.

ОБЗОР РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ ЛАЗЕРНЫМ ДЕФОРМОМЕТРОМ НА «НИКОЛАЕВСКОМ» РУДНИКЕ И МЕСТОРОЖДЕНИИ «АНТЕЙ»

Луговой В.А., Цой Д.И., Терешкин А. А., Рассказов М.И.

*Хабаровский Федеральный Исследовательский центр
Дальневосточного отделения РАН, г. Хабаровск
denis.tsoi@mail.ru*

Освоение месторождений твердых полезных ископаемых на современном этапе происходит в усложняющихся горно-геологических и геомеханических условиях [1–4].

В процессе создания многоуровневой системы комплексного геодинамического мониторинга в 2012 г. в горной выработке (квершлаг Ф-400) на месторождении «Антей» ПАО «ППГХО» на глубине 300 м. был установлен 50-метровый лазерный деформометр [5, 6].

В III квартале 2022 г. введен в эксплуатацию лазерный деформометр в районе действующего Николаевского рудника АО «ГМК «Дальполиметалл» [7]. Он размещен на горизонте -320 м Николаевского рудника в районе рудной залежи «Жерловая» по горной выработке штрек Разведочный 3 на отметке -323 м.

Конструктивно обе системы выполнены одинаково [7]. Длина рабочего плеча – 50 м, точность измерений 0,1 нм.

Результаты измерений микродеформаций земной коры записываются в виде часовых файлов с частотой 500 Гц, что позволяет исследовать сигналы в полосе от 0 (условно) до 250 Гц. В дальнейшем проводится их обработка на основе современных методов спектрального и статистического анализа. Выполненная обработка позволяет выявить особенности деформаций земной коры в зоне контроля лазерного деформометра.

Регистрация крупных удаленных землетрясений.

На рисунке 1а представлена характерная запись лазерным деформометром деформационных колебаний горного массива месторождения Антей от крупного удаленного землетрясения магнитудой 7,8, произошедшего в заливе Аляска (США), 23 января 2018 г.

Расстояние от очага землетрясения до деформометра составляет 5750 км. **Параметры сигнала:** амплитуда – 5,2 мкм; длительность события 21 мин 20 сек; в результате землетрясения произошло резкое увеличение смещения с 0,9 мкм до 6,1 мкм, предвестником землетрясения выступает поведение сигнала в течение первых суток (значительное снижение зарегистрированно-го смещения).

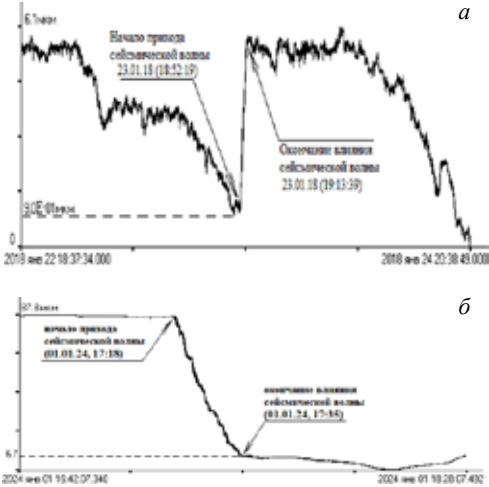


Рис. 1. Участок записи сигнала, вызванного землетрясением на западном побережье Хонсю, Япония. (а – 19.06.19 на месторождении «Антей», б – Николаевское месторождение)

На рисунке 1б изображен участок записи лазерного деформометра, на котором отражено влияние сейсмической волны от землетрясения на массив горных пород Николаевского месторождения, произошедшее 01.01.2024 г. недалеко от о. Хонсю, Япония.

Параметры сигнала: в результате этого воздействия магнитудой 7,3, амплитуда составила около 80 мкм, при этом расстояние от эпицентра события до места установки системы составило 772 км, полоса частот (с большим энергетическим весом сигналов) 36–70 Гц (рис. 2).

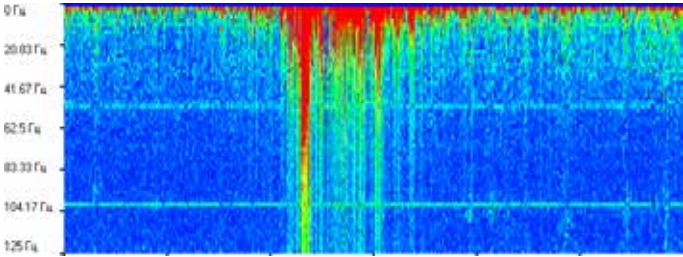


Рис. 2. Динамическая спектрограмма (землетрясение 01.01.2024 г., о. Хонсю, Япония)

Результаты анализа влияния удаленных землетрясений на геодинамическую активность массива горных пород, полученные с участием многоканальной автоматизированной геоакустической системой контроля горного давления “PROGNOZ ADS”, представлены на рисунке 3.

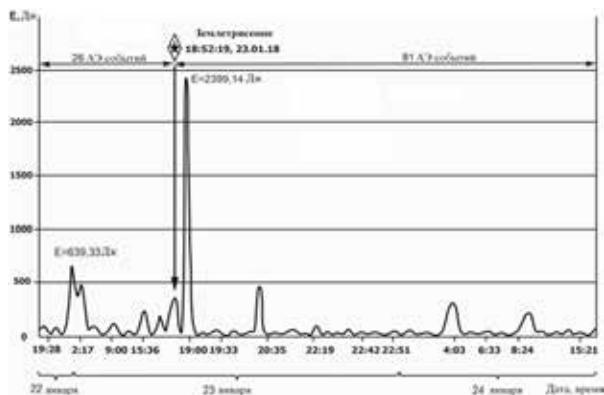


Рис. 3. График геоакустической активности до и после землетрясения

Регистрация горных ударов.

С точки зрения исследования возможности регистрации предвестников высокоэнергетических сейсмособытий в горном массиве особый интерес представляет анализ деформационных сигналов, сопутствующих горному удару в контролируемой деформометром зоне, зарегистрированному 29 февраля 2016 года на месторождении «Антей».

Запись деформационного сигнала от горного удара лазерным деформометром (рис. 4) охватывает интервал времени от 26 февраля до 13 марта 2016 года. Децимация при анализе сигнала порядка 10 000, что определяет частотный диапазон анализа до 50 мГц.

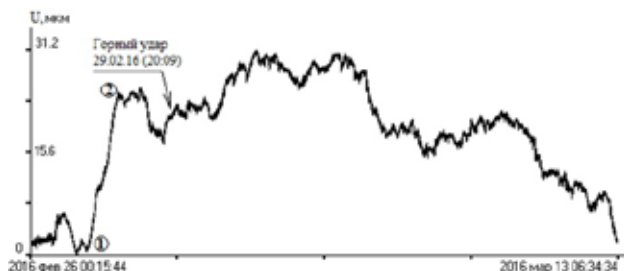


Рис. 4. Двухнедельная запись лазерного деформометра

Интересным представляется участок записи, отмеченный цифрами 1 и 2. Его следует интерпретировать, как значительное сжатие горного массива, предшествующее горному удару. Цифра 1 – начало сжатия – 27 февраля 13 часов 33 мин. Цифра 2 – окончание сжатия – 28 февраля 19 часов 57 мин. Таким образом, примерно за 1,5 суток до удара зафиксировано anomальное поведение горного массива в зоне контроля лазерного деформометра.

Такое anomальное поведение деформационной волны за 1,5 суток до момента развития горного удара указывает на возможность прогноза момента возникновения горного удара и возможность принятия адекватных мер для обеспечения безопасности проводимых работ.

Далее представлены горные удары, зарегистрированные деформационной системой на Николаевском руднике, г. Дальнегорск.

На рисунке 5 представлен участок записи лазерного деформометра, на котором зафиксирован горный удар, произошедший 04.12.2023 в 2:15 по местному времени.

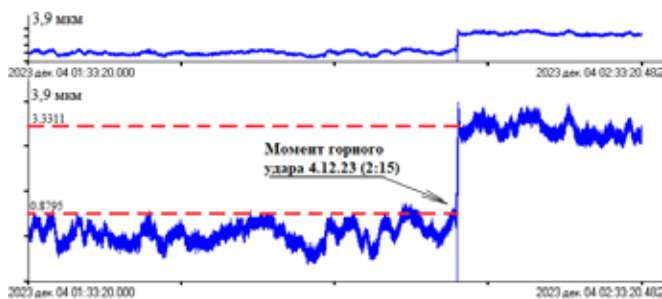


Рис. 5. Фрагмент записи лазерного деформометра

Параметры сигналов: амплитуда возрастает с 0,88 до 3,33 мкм. Динамическая спектрограмма показывает: до момента удара сигналы (шумы) наблюдаются в низкочастотной области спектра в полосе от 0 (условно) до 1 Гц. После горного удара спектр энергетически значимых сигналов смещается в высокочастотную область спектра, в полосу (150–160) Гц.

Несколько иная картина наблюдалась при регистрации горного удара 17.01.2024 г. **Параметры сигналов:** в течение первых 45 минут амплитуда равномерно уменьшается с 1,72 мкм до 0. В

следующие 30 минут быстро возрастает до 5 мкм; горный удар наблюдается через 38 минут после момента резкого возрастания сигнала. Длительность события – 8 с. До момента наступления момента удара шумы наблюдаются в низкочастотной области спектра в полосе от 0(условно) до 1 Гц. Примерно за 10 минут до удара смещаются в полосу 1-25 Гц. Во время удара энергетически значимая частота порядка 125 Гц.

Выводы. Результаты измерений лазерным деформометром на массивах Краснокаменского и Дальнегорского месторождений свидетельствуют о следующем:

- выявлены особенности поведения сигналов лазерного деформометра при регистрации землетрясений и горных ударов, что может быть использовано при прогнозе этих событий;
- совместный анализ результатов измерений лазерным деформометром и системой геоакустического контроля “PROGNOZ ADS” позволяет следить за динамикой энергетических и частотных характеристик сигналов геоакустической эмиссии, направлением ее распространения в массивах, что позволяет прогнозировать появление опасных для работы участков в горной выработке;
- для дальнейших исследований актуальной является задача обнаружения и регистрация медленных деформационных волн, которые могут являться триггерным механизмом высокоэнергетических событий и как полагают авторы [8] деформационную раскачку следует искать в сигналах с периодами (0,5-2) часа, полосе частот (1,5-5,5) •10⁻⁴ Гц за 1,5-2 суток перед сейсмособытиями.

Литература

1. Jiakun Lv, Zhijun Wan, Yongjie Yang, Junhui Wang, Yuan Zhang, Sifei Liu. Failure characteristics and stability control technology of dynamic pressure roadway affected by the mining activity: A case study, Engineering Failure Analysis. 2022. V. 131. 105857. ISSN 1350-6307. <https://doi.org/10.1016/j.engfailanal.2021.105857>.
2. Geomechanical justification of security measures in the development of the South Khingan deposit of manganese ore / M.I. Rasskazov, M.I. Potapchuk, G.A. Kursakin, D.I. Tsoi // Problems of Complex Development of Georesources: electronic resource, Khabarovsk, 25–27 сентября 2018 года. – Khabarovsk: EDP Sciences, 2018. – P. 02014. – DOI 10.1051/e3sconf/20185602014.
3. Изучение горно-геологических особенностей и определение физико-механических свойств горных пород золоторудного месторождения Делькен / М.И. Рассказов, М.И. Потапчук, Д.И. Цой [и др.] // Проблемы недропользо-

- вания. 2020. № 2(25). С. 116-126. DOI 10.25635/2313-1586.2020.02.116. EDN YLSJIW.
4. Изучение горно-геологических особенностей и определение физико-механических свойств горных пород золоторудного Албынского месторождения / М.И. Рассказов, Д.И. Цой, В.Г. Крюков [и др.] // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2021. № 5-2. С. 146-161. DOI 10.25018/0236_1493_2021_52_0_146. EDN NZBQBT.
 5. Исследование влияния длиннопериодных деформационных волн на геоакустическую активность горного массива / Д.И. Цой, М.И. Рассказов, А.В. Гладырь [и др.] // Проблемы недропользования. 2019. № 4(23). С. 66-73. DOI 10.25635/2313-1586.2019.04.066.
 6. Особенности применения лазерных деформографов классического и маятникового типов / Г.И. Долгих, С.Г. Долгих, В.В. Овчаренко [и др.] // Фотоника. 2021. Т. 15. № 6. С. 474-483. DOI 10.22184/1993-7296.FRos.2021.15.6.474.483.
 7. Цой Д.И. Технические возможности лазерного деформографа при размещении в подземной горной выработке / Д.И. Цой, М.И. Рассказов, А.А. Терешкин // Проблемы и перспективы комплексного освоения и сохранения земных недр, Москва, 25–29 июня 2018 года. – Москва: Институт проблем комплексного освоения недр РАН, 2018. – С. 136-139.
 8. Ларионов И.А., Шевцов Б.М. Геоакустическая эмиссия и деформации осадочных пород. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России, Петропавловск-Камчатский, 11-17 октября 2009г.

СГОНЫ НА ПОБЕРЕЖЬЕ ЗАЛИВА ТЕРПЕНИЯ (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ О. САХАЛИН)

Любичкий Ю.В.

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

Сгонные понижения уровня моря оказывают негативное влияние на хозяйственную деятельность: затрудняется судоходство на лимитирующих участках фарватеров, оголяются оголовки водозаборных сооружений, возникают проблемы с эксплуатацией объектов марикультуры. В некоторых районах Мирового океана, например, в Азовском море [1], сгоны достигают величины нескольких метров.

Практически на всем побережье дальневосточных морей величина сгонов невелика. Это объясняется относительной глубоководностью большинства прибрежных акваторий. Значимые сгоны по данным наблюдений над уровнем моря зарегистрированы только в северной части Татарского прилива, в Анадырском лимане и заливе Терпения.

Исследование условий и причин формирования сгонов в заливе Терпения (рис. 1) имеет важное прикладное значение, поскольку в этом районе действует система водозабора морской воды, поступающей в систему охлаждения Вахрушевской ГРЭС [2]. Получение оценок экстремальных значений сгонов редкой повторяемости необходимо для проектирования новых и реконструкции действующих гидротехнических сооружений.

Исследования выполнены на основе материалов многолетних наблюдений (41 год) над уровнем моря в Поронайске (рис. 1). По результатам численного моделирования в данном пункте величина сгонов является наибольшей в пределах залива Терпения, восточнее и южнее она уменьшается [2]. Используются данные измерений поплавкового самописца уровня моря (СУМ) за 1961, 1965-1975, 1977-1989, 1991-2000 гг., гидростатического датчика автоматизированного поста (АП) службы цунами Росгидромета за 2013, 2020-2024 гг. Для получения сгонно-нагонной компоненты



Рис. 1. Схема расположения района исследований. 2 – Генеральная траектория движения циклонов, вызвавших сгоны в Поронайске величиной более 50 см. Маркерами отмечено положение центров циклонов во время формирования максимумов сгонов

из суммарного уровня моря вычитался прилив, рассчитанный методом наименьших квадратов по годовым сериям ежечасных данных наблюдений [3].

Максимальные сгоны в Поронайске величиной 68 см наблюдались 1 января 1980 г. и 7 апреля 2000 г. Идентифицированы 25 ситуаций, когда сгоны имели величину 40 см и более (таблица 1). Все сгоны, соответствующие указанному критерию, возникают при прохождении над о. Сахалин циклонов, порождающих сильные ветры СЗ-С направлений над заливом Терпения, влияние которых доминирует по сравнению с действием пониженного приземного атмосферного давления, вызывающего повышение уровня моря согласно «закону обратного барометра». Иногда небольшие (30–35 см) понижения уровня моря в Поронайске возникают в областях высокого приземного атмосферного давления, но эти явления нельзя интерпретировать как сгоны.

Таблица 1. Количество сгонов в Поронайске различной интенсивности

Максимальная величина сгона, см	40–49	50–59	60–69
Число случаев	18	4	3

В основном сгоны возникают осенью и зимой (таблица 2). Это объясняется интенсификацией атмосферных процессов над дальневосточным регионом в этот период.

Таблица 2. Повторяемость сгонов величиной 40 см и более по месяцам

Месяц	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Число случаев	2	2	2	2	–	1	–	–	2	2	8	4

Условия формирования наиболее значительных (величиной 50 см и более) сгонов в заливе Терпения характеризуются следующими закономерностями:

1. Явления в основном возникают в ноябре (четыре ситуации из семи).

2. Сгоны большой интенсивности порождаются только континентальными циклонами, зарождающимися над материком, и перемещающимися через центральную часть о. Сахалин в восточном или северо-восточном направлениях (рис. 1). При южных и тихоокеанских циклонах значительные сгоны в заливе Терпения не зарегистрированы.

3. Сгоны возникают в тыловых секторах циклонов (рис. 1) (этот факт отмечен также в статьях [2, 4]), когда циклоны, выходящие с холодного материка на теплую подстилающую поверхность Охотского моря, начинают углубляться.

4. Уровень моря во время экстраординарных сгонов понижается и возвращается в исходное состояние очень быстро – интервал времени, когда величина сгона превышает 30 см, за редким исключением составляет всего 3-5 часов (рис. 2).

Расчет экстремальных величин сгонов редкой повторяемости в Поронайске (табл. 2) выполнен с помощью метода, основанного на асимптотической теории экстремальных значений [5]. Используется двойное экспоненциальное распределение. Эмпирическая функция распределения максимальных годовых значений сгонов в Поронайске аппроксимируется первым предельным распределением.

Полученные результаты хорошо согласуются с оценками, приводимыми в статье [2], рассчитанными по данным наблюдений над уровнем моря в Поронайске за 1965–2002 гг. (табл. 3). Это позволяет сделать заключение о достоверности характеристик экстремальных величин сгонов редкой повторяемости в заливе Терпения, полученных в рамках двух независимых друг от друга исследований, следовательно, о возможности их использования при решении различных инженерных задач.

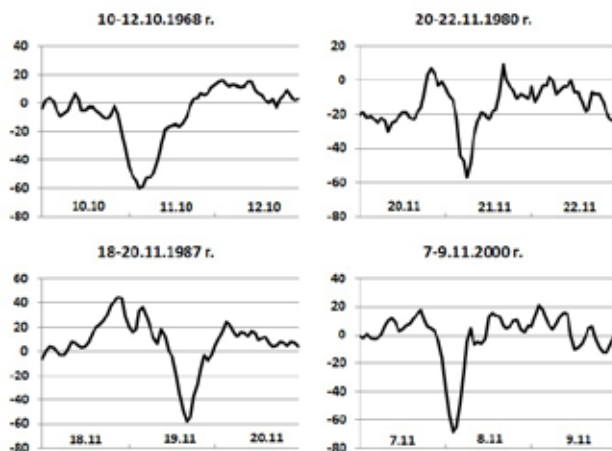


Рис. 2. Изменения сгонно-нагонной составляющей уровня моря в Поронайске во время значительных сгонов, см

Таблица 3. Экстремальные значения сгонов редкой повторяемости в Поронайске, см

Результаты расчетов	Период повторяемости, лет		
	25	50	100
Получены в настоящей работе	63,3	69,3	75,3
Опубликованы в статье [2]	66,6	73,2	79,8

Литература

1. Землянов И.В., Павловский А.Е., Милютин И.Ю., Горелиц О.В., Сапожникова А.А. Краткосрочный прогноз уровней воды в устьевой области р. Дон на основе гидродинамического моделирования // Водные ресурсы. 2022. Т. 49. № 5. С. 596-607.
2. Като Э., Любичкий Ю.В., Шевченко Г.В. Оценка экстремальных значений сгонно-нагонных колебаний уровня моря на юго-восточном побережье о. Сахалин // Колебания уровня в морях. СПб: Изд. РГГУ, 2003. С. 111-128.
3. Foreman M.G.G. Manual for tidal heights analysis and prediction // Pacific Marine Science Report 77-10. Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay, Victoria, B. C. 2004. 58 P.
4. Ковалев Д.П. Экстремальный сгон у юго-восточного побережья о. Сахалин // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2013. Т. 6. № 1. С. 52-57.
5. Руководство по расчету элементов гидрологического режима в прибрежной зоне морей и в устьях рек при инженерных изысканиях. М.: Гидрометеиздат, 1973. 535 с.

ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ У ЮГО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ О. САХАЛИН

Марыжихин В.Е.¹, Шевченко Г.В.^{1,2}

¹*Сахалинский филиал ГНЦ РФ ФГБНУ «ВНИРО» («СахНИРО»),
г. Южно-Сахалинск*

²*Институт морской геологии и геофизики, г. Южно-Сахалинск
jonyr.27@mail.ru*

В мае–октябре 2024 г. Сахалинский филиал ГНЦ РФ ФГБНУ «ВНИРО» («СахНИРО») выполнял инструментальные измерения колебаний уровня моря, скорости и направления течений, а также температуры и солености морской воды у западного побережья полуострова Крильон (шельф юго-западного Сахалина). Материалы продолжительных наблюдений за гидрофизическими параметрами (длина полученных рядов составляла 3745 часовых отсчетов) были получены в результате постановки автономной буйковой станции (АБС) в районе устья реки Горбуша (АБС «Горбуша», координаты места постановки 54°07' с.ш. и 141°54' в.д.) Глубина моря в точке постановки составляла около 20 м, измерительная аппаратура находилась в придонном слое на горизонте около 18 м. АБС включала доплеровский акустический измеритель скорости течений Argonaut MD, совмещенный с гидрологическим мини-зондом SeaBird в комплекте с датчиками температуры, солености и гидростатического давления. Эти работы выполнялись в рамках исследований, направленных на изучение приемной емкости прибрежных акваторий, прилегающих к устьям нерестовых рек. Анализ полученных материалов и составил содержание данной работы.

Известно, что гидрологические условия у западного побережья полуострова Крильон характеризуется рядом специфических особенностей. Так, изучаемая акватория находится под влиянием охотоморской воды, поступающей через пролив Лаперуза на фазе прилива. Однако, конкретные характеристики приливных течений и их влияния на вариации температуры и солености до настоящего времени не были известны. Проведенные инструментальные ис-

следования позволили осветить ряд недостаточно изученных вопросов, связанных с затоками охотоморской воды.

На рисунке 1 представлены графики вариаций проекций на меридиан векторов суммарного (измеренного) течения и ее непериодической составляющей за период наблюдений с 14 мая по 17 октября 2024 г. Последняя была получена после вычитания из исходных значений предвычисленного прилива (как для колебаний уровня моря, так и для проекций течений рассчитывались амплитуды и фазы 8 главных приливных волн, 4 суточного и 4 полусуточного диапазона). Приливные течения были весьма интенсивны (характерная скорость около 1 узла) и носили выраженный суточный характер, амплитуды главных суточных волн составили 18 см/с для волны K1 и 21 см/с для волны O1. Для сравнения, амплитуда главной полусуточной волны M2 была существенно меньше, около 7 см/с. Для районов с преобладанием суточных приливов типична выраженная полумесечная изменчивость их величины (усиление во время тропических и резкое ослабление при экваториальных приливах). Приливные течения реверсивны, в проекциях на параллель роль приливной компоненты незначительна.

Непериодические течения характеризуются изменчивостью в синоптическом диапазоне периодов с амплитудами около 15 см/с, и более высокочастотными колебаниями, воспринимаемыми как шум. Аналогичный характер имеет и зональная составляющая

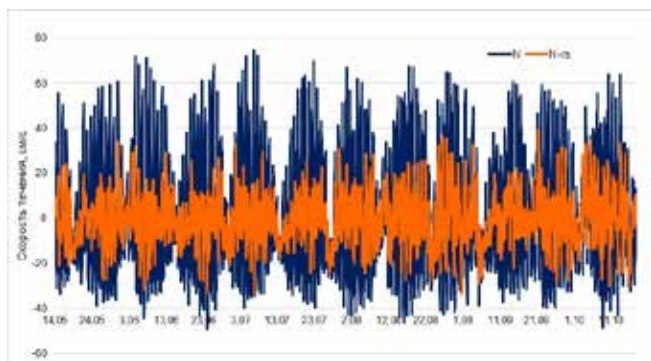


Рис. 1. Графики вариаций проекций на меридиан векторов суммарного течения (синяя линия) и ее непериодической составляющей (оранжевая). АБС «Горбуша», май–октябрь 2024 г.

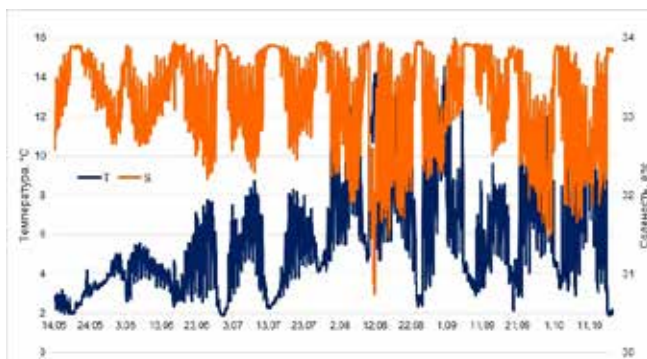


Рис. 2. Графики вариаций температуры (синяя линия, °C) и солёности морской воды (оранжевая, в епс). АБС «Горбуша», май–октябрь 2024 г.

неприливных течений, только их амплитуда несколько меньше. Интересно отметить, что в целом преобладает течение на запад со средней скоростью около 4 см/с. Течение в сторону открытого моря в придонном слое указывает на явление даунвеллинга у юго-западного берега о. Сахалин, что обусловлено действием преобладающих в тёплый период года ветров южного румба.

Наибольший интерес представляли вариации температуры и солёности морской воды, которые имели характер, очень близкий к колебаниям меридиональной компоненты течений в плане доминирования суточной изменчивости (рис. 2). В целом, вариации океанологических параметров имели существенную величину, более 10°C и 3 епс. В ходе температуры прослеживается общее возрастание параметра от мая к периоду максимального прогрева (конец августа – начало сентября), и затем плавное убывание. В солёности аналогичные изменения отсутствуют. В остальном океанологические параметры испытывают колебания, (главным образом суточной периодичности, но не только), которые находились строго в противофазе (коэффициент корреляции $-0,882$).

Обратная связь между температурой и солёностью вызывает удивление, так как согласно общему мнению, из Охотского моря через пролив Лаперуза на юго-западный шельф о. Сахалин поступает вода с более низкими значениями и температуры, и солёности. Вернемся к этому важному вопросу позднее.

В вариациях температуры и солености четко прослеживаются суточные колебания, идентичные вариациям уровня и меридиональной компоненты течений, что указывает на их связь с приливами. Об этом также свидетельствует и выраженные двухнедельные колебания: температура повышается, а соленость понижается в периоды усиления приливов (тропические приливы), что свидетельствует об эффекте своеобразной накачки охотоморской воды в район постановки АБС. При экваториальных приливах температура воды понижается, а соленость возрастает, что указывает на ослабление влияния охотоморской воды. В обычных условиях станция находится в зоне влияния Западно-Сахалинского течения (ЗСТ). Вода ЗСТ не только холодная, но и соленая, в периоды экваториальных приливов, когда действие приливных течений выражено слабее, показатели солености по измерениям на АБС стабильны, и составляют 33,8–33,9 епс. На аналогичных интервалах времени значения температуры изменялись от 2°С в мае–июне до 4,7°С в августе. Это указывает, что станция находилась в зоне влияния холодного Западно-Сахалинского течения, а под воздействием прилива в изучаемый район поступала охотоморская вода с более низкими показателями солености и более высокой температурой. Суточные вариации океанологических параметров имели некоторый сдвиг по отношению к меридиональной составляющей течения, причем этот сдвиг не был одинаковым на рассматриваемом промежутке времени. Он был достаточно стабилен в пределах каждого двухнедельного цикла, преимущественно минимум солености запаздывал по отношению к максимальному значению течения, ориентированного на север, на 2–4 часа.

Помимо суточных вариаций, выделяются также полумесячные, обусловленные отмеченной выше «накачкой» охотоморской воды на юго-западный шельф о. Сахалин. Двухнедельные колебания солености были более стабильны, их размах составлял около 1 епс в течение почти всего периода наблюдений. Аналогичная составляющая в изменчивости температуры имела более сложный характер. В течение первого месяца она была невелика, колебания были от 2 до 4 °С, затем до 6 °С. В августе возросли как низкие значения (до 4 °С), так и (в большей мере) высокие, до 10 и даже до 12°С и в целом отмечена утеря стабильности, которая вернулась осенью. В сентябре–октябре низкие показатели были около 4 °С, высокие 8–9°С.

В результате выполненных исследований выявлено, что гидрологические условия в районе устья реки Горбуша в теплый период года характеризуются значительным влиянием охотоморской воды, распространяющейся вдоль западного побережья полуострова Крильон под влиянием прилива. Постоянная, по сути ежедневная смена охотоморской и япономорской воды является главной специфической чертой гидрологического режима изучаемой акватории.

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ АНАЛИЗА И ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ РАСЧЕТА ПОТОКОВ ГАЗА НА ГРАНИЦЕ РАЗДЕЛА ВОДА-АТМОСФЕРА

**Мишукова Г.И.¹, Окулов Ал-й.К.¹, Мишуков В.Ф.¹,
Щербаков В.А.², Окулов Ал-р.К.¹**

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

²Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. акад. И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург
gmishukova@poi.dvo.ru

В работе представлены результаты исследований, выполненных в соответствии с научными темами ТОИ ДВО РАН. Распределение метана и сравнение расчетов потока метана на границе вода-атмосфера было изучено на акватории вокруг о. Кунашир.

Известно, что шельфы и склоны доминируют при учете эмиссии метана с поверхности океана в атмосферу [1]. Но динамика скоростей газообмена этих областей подвержена чрезвычайно сильным колебаниям [2]. В первую очередь это связано с неопределенностью местоположения и выявления мощности отдельных источников метана, и большим диапазоном изменения скоростей ветра по сравнению с открытыми акваториями.

Цель исследования: выявить применимость методов измерений концентраций метана и коэффициентов обмена воздух-море для открытой части моря и тектонически активных районов шельфа и склона.

Потоки метана с поверхности моря были рассчитаны для каждой точки отбора проб по экспериментальным данным концентраций растворенного метана, температуры, солёности в поверхностном слое морской воды, содержания метана в приводном слое атмосферы и реальных скоростях ветра на момент отбора проб.

Для исключения ошибок определения скорости газообмена метана в быстро меняющихся прибрежных системах мы применяли метод частого площадного отбора проб; отбора проб разными способами; для анализа состава газовой фазы использовался хроматограф с высоким разрешением на борту судна. Одновременно

измерялись температура, соленость на проточном термосолинографе и метеопараметры (давление, температура воздуха, скорость и направление ветра). Концентрации газов в воде определялись методом равновесных концентраций [3]. На рисунке 1(а) приведена схема работ района исследований в ходе рейса НИС «Профессор Гагаринский».

Большая неопределенность связана и с параметризацией коэффициентов обмена воздух-море, которые были рассчитаны несколькими способами:

1) с учетом влияния на механизм газообмена свойств поверхностного микрослоя по разработанной авторами модели [4], и усовершенствованной методике для метана, в которой рассчитанные коэффициенты газообмена хорошо совпадают с экспериментальными данными по обмену C^{14} [5]:

$F = K\Delta C$, где $\Delta C = C - C^*$ – разность между концентрацией растворенного метана и равновесной концентраций относительно его содержания в атмосфере; K – суммарный коэффициент газообмена на границе вода-воздух; K_t – термический коэффициент газообмена; K_o – коэффициент газообмена для обрушений волн; K_p – коэффициент газообмена для схлопывания пузырьков,

2) по справочным данным вязкости воды и коэффициента диффузии метана при 20°C;

3) по обычно применяемому в литературе методу: $F_{w92} = 0,31 U^2 (Sc/660)^{-1/2} \cdot \Delta C$, опубликованном в работе [6], но более поздней редакции $F_{w14} = 0,251 U^2 (Sc/660)^{-1/2} \cdot \Delta C$ [7].

Коэффициенты газообмена рассчитывались также по справочным данным коэффициента диффузии метана при 20°C и вязкости воды, солености 33‰ для постоянной температуры 20°C и переменных скоростях ветра от 2 до 16 м/с (рис. 1б); а также для интервала температур от 0 до 30°C; солености 33‰ и постоянной скорости ветра 7 м/с (рис. 1в).

На акватории Курильской котловины Охотского моря концентрации растворенного метана в поверхностном водном слое в среднем превышали равновесные с атмосферой значения в 1,4 раза. При приближении к о. Кунашир и к северу от острова концентрации растворенного метана увеличились, при этом выделилась область с максимальными содержаниями метана в поверхностном и

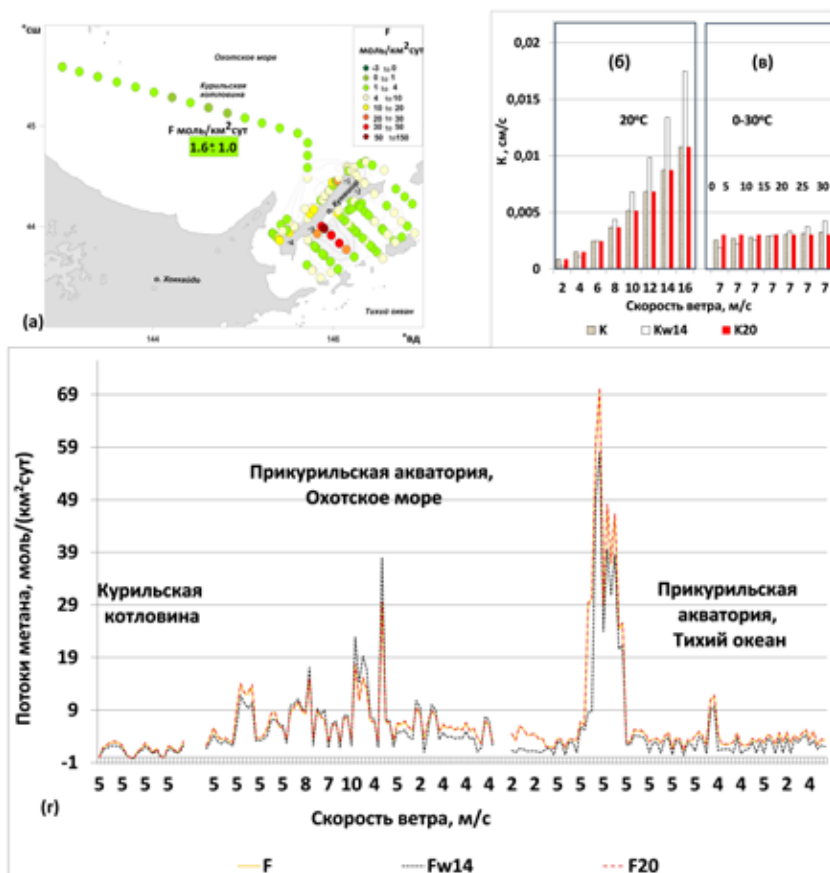


Рис. 1. (а) Схема района исследований. Распределение потоков метана на границе вода-атмосфера и разности между концентрацией растворенного метана и равновесной с атмосферой концентрацией метана (показано изолиниями); цифрами обозначены действующие вулканы о. Кунашир: 1-влк. Руруй, 2- влк. Тятя, 3-влк. Менделеева, 4-влк. Головнина. (б)-Зависимость коэффициентов газообмена, рассчитанных а) для температуры 20°C , солёности 33‰ и скоростей ветра от 2 до 16 м/с ; (в)-для температур от 0 до 30°C ; солёности 33‰ и скоростей ветра 7 м/с . (г)-Сравнение скоростей газообмена, рассчитанных по формулам [5, 7] по реальным данным температуры, солёности, скоростей ветра и для коэффициента диффузии метана при 20°C .

придонном водном слое на траверзе влк. Менделеева. На акватории со стороны Тихого океана так же на траверзе влк. Менделеева выделилась область с еще большими концентрациями метана, как в поверхностном, так и придонном горизонте. Для остальной области среднее значение превышения реальных концентраций относительно равновесных составило 2,3 раза. Моделирование коэффициентов метанообмена с учетом существования поверхностного микрослоя, устойчивость которого обусловлена механизмами термической неустойчивости, обрушения волн и схлопывания газовых пузырьков с расчетами по [7] показало совпадение для скоростей ветра от 4 до 8 м/с; при солености 33‰ и интервале температур от 15 до 25 °С. При скоростях ветра более 8 м/с расчет по [7] дает повышенные коэффициенты газообмена (рис. 1б), и более сильное влияние температуры воды (рис. 1в).

Сравнение динамики скоростей газообмена, рассчитанных по данным, полученным в рейсе для пелагических вод, в летний сезон показывает, что наблюдается хорошая сходимость для приведенных способов расчета (рис. 1г). Потоки метана с акватории Курильской котловины при среднем пересыщении растворенного метана 40% и скорости ветра 5 м/с, составили $1,6 \pm 1$ моль/(км²·сут). Для сильно меняющихся скоростей ветра и большого диапазона значений пересыщения метаном поверхностного слоя воды, отмечающегося для шельфовых и склоновых областей в тектонически активных районах, скорость газообмена изменяется в больших пределах при расчете по [7].

Работа выполнена по Госбюджетным темам НИР ТОИ ДВО РАН: № 124022100076-3 и № 124022100077-0.

Литература

1. Bange H.W., Bartell U.H., Rapsomanikis S., & Andrae M.O. Methane in the Baltic and the North Seas and reassessment of marine emissions of methane // *Global Biogeochemical Cycles*. 1994. 8 (4), P. 465-480. <https://doi.org/10.1029/94gb02181>.
2. Мишукова Г.И., Яцук А.В., Шакиров Р.Б., Сырбу Н.С., Валитов М.Г., Пономарева А.Л., Мишукова О.В. Потоки метана на границе вода-атмосфера и газогеохимические аномалии в донных отложениях северо-западной части Японского моря // *Геология и геофизика*. 2021. Т. 62. № 12. С. 1686-1704. DOI: 10.15372/GiG2021118.
3. Wiesenburg D.A., & Guinasso N.L. Equilibrium solubility of methane, carbon monoxide, and hydrogen in water and seawater // *J. of Chemical & Engineering Data*. 1979. 24(4). P. 356-360. <https://doi.org/10.1021/jc60083a006>.

4. Michoukov V., & Mishukova G. White caps and bubble mechanisms of gas exchange between ocean and atmosphere. In: Y. Nojiri (ed.). Proceedings of the 2nd International Symp. "CO₂ in the Oceans" // Environ. Agency of Japan. 1999. P. 517-520.
5. Мишукова Г.И., Обжиров А.И., Мишуков В.Ф. Метан в пресных и морских водах и его потоки на границе вода–атмосфера в Дальневосточном регионе. Владивосток: Дальнаука, 2007, 159 с.
6. Wanninkhof R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1992. V. 97. N. 5. P. 7373-7382. <https://doi.org/10.1029/92JC00188>.
7. Wanninkhof R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited // Limnology and Oceanography: Methods. 2014. V. 12. N. 6. P. 351-362. <https://doi.org/10.4319/lom.2014.12.351>.

ФОРМИРОВАНИЕ АНОМАЛЬНЫХ СОСТОЯНИЙ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВОД В КУРИЛО-КАМЧАТСКОМ РАЙОНЕ

Мороз В.В.¹, Шатилина Т.А.², Рудых Н.И.¹

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*

Исследуемый район, включающий прилегающие к юго-восточному тихоокеанскому и юго-западному охотоморскому побережьям полуострова Камчатка акватории, а также северную зону Курильской островной гряды, является одним из важных экономически значимых районов на востоке России. В связи с этим особое значение имеет изучение факторов и причин, определяющих изменчивость термических условий среды и, особенно, формирование аномально холодных или теплых состояний термического режима, отражающихся (как позитивно, так и негативно) на продуктивности и функционировании экосистем. Цель настоящего исследования - определение причинно-следственных связей в механизмах формирования аномальных состояний термического режима вод с учетом гидрологических условий в конкретных зонах района и региональных особенностей изменчивости атмосферных процессов в теплый период года (июнь-сентябрь).

Для решения этой задачи использованы: данные среднемесячных наблюдений по температуре воды за период 1980–2023 гг. на ГМС Росгидромет базы данных ЕСИМО (<http://portal.esimo.ru/portal/>), ВНИИГМИ-МЦД (<http://meteo.ru/>); карты полей атмосферного давления.

Важным фактором формирования особенностей гидрологических условий района является взаимодействие вод различного происхождения. На формирование температурных характеристик вод у восточного тихоокеанского побережья Камчатки (район 1, ГМС Петропавловск) оказывают влияние холодные воды Курило-Камчатского течения, а также с востока вносят вклад вихри теплого Аляскинского течения. В Северо-Курильском районе

(район 2) имеет место активный водообмен море-океан через относительно широкий и глубокий (глубиной более 500 м) Четвертый Курильский пролив. Согласно двусторонней циркуляции вод [1] поступающие через пролив тихоокеанские воды совместно с охотоморскими распространяются на север Западно-Камчатским течением в район юго-западного побережья п-ова Камчатка (район 3, ГМС Октябрьская). Изменчивость развития составляющих системы течений в значительной степени перераспределяет поступление тепла и холода, определяя многолетнюю изменчивость температурных условий каждого подрайона.

Изучение хода многолетних изменений термического режима вод (рис. 1) свидетельствует о тенденции потепления в исследуемом районе в целом в течение последних сорока десятилетий, что подтверждает исследования предыдущих лет [2].

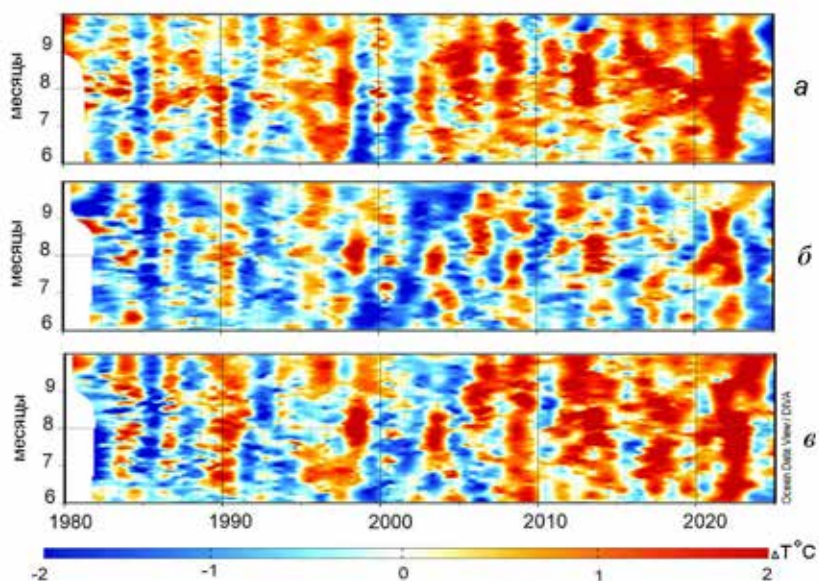


Рис. 1. Межгодовая изменчивость аномалий температуры воды в июне – сентябре в районе восточного побережья Камчатки (а), северо-Курильском районе (б) и районе западного побережья Камчатки (в)

Согласно проведенным оценкам изменчивости температурных условий в каждом подрайоне для периода 1980–2023 гг. тренды положительны (табл. 1).

При этом тренды значимы на восточной и на западной прикамчатской акватории в июле и августе. Вместе с тем проведенные оценки свидетельствуют о различиях изменчивости температурных условий в течение двух двадцатилетних фаз исследуемого периода. Для фазы периода 1980–2000 гг. на акваториях всех трех районов в июне–июле тренды не значимы и преимущественно отрицательные. Это отражает высокую частоту формирования холодных термических режимов в течение данной двадцатилетней фазы и является свидетельством достаточно хорошей связи с атмосферными процессами – значительном развитии в этот период первой стадии летнего дальневосточного муссона и влиянии охотского антициклона [3]. В то же время для периода второго двадцатилетия (2001–2023 гг.) значимые положительные тренды свидетельствуют об ослаблении первой холодной стадии муссона и преимущественном раннем формировании теплых термических режимов (что характерно для второй стадии муссона в июле-августе (иногда сентябре) при влиянии гавайского антициклона). Однако следует отметить отсутствие значимых положительных трендов в августе-сентябре в Северо-Курильской зоне. Видимо имеющее место в проливах гряды вертикальное приливное перемешивание [1] «маскирует» поступление более теплых тихоокеанских вод.

Таблица 1. Коэффициенты линейного тренда для временных рядов температуры воды в июне-сентябре 1980-2000, 2001-2023 и 1980-2023 гг.

Район 1	ГМС Петропавловск	Район 2	Район 3	ГМС Октябрьская
Июнь/June				
0,02*	0,02	0,01	0,03	0
0,01/0,06	-0,03/-0,06	-0,02/0,06	0,02/0,09	0,03/-0,01
июль				
0,04	0,05	0,03	0,04	0,02
-0,01/0,11	-0,03/0,05	0,02/0,08	-0,03/0,09	0,08/0,03
август				
0,05	0,06	0,02	0,05	0,02
0,05/0,07	-0,04/0,03	0,04/0,04	0,09/0,07	0,08/0,02
сентябрь				
0,03	0,04	0,03	0,03	0
0,05/0,05	0,08/0,04	0,01/0,04	0,05/0,05	0,03/-0,01

Примечание. Выделены статистически значимые (95%) оценки. *Для ряда 1980-2023 гг.

Числитель – для 1980-2000 гг., знаменатель – для 2001-2023 гг.

Согласно оценкам межгодовой изменчивости термического режима вод в каждом из районов выявлено наличие экстремальных флуктуаций, связанных с аномальными термическими условиями. Для периода 1980–2000 гг. имеет место преимущество отрицательных экстремумов термического режима, для следующих двух десятилетий - преобладание положительных.

Анализ характерных барических структур в годы аномальных гидрологических условий позволил определить механизмы формирования экстремальных термических режимов. Согласно анализу атмосферных процессов, в годы аномальных холодных или теплых температурных условий в исследуемом районе выявлены различия структуры барических полей и положения центров действия атмосферы.

Формирование экстремально холодных термических режимов связано с активным развитием охотского антициклона над северо-восточной акваторией Охотского моря и наличием холодной тропосферной ложбины над Камчатским полуостровом направленной на Курильские острова. Происходит вынос с севера, северо-запада холодных воздушных масс. Ветра северных румбов способствуют развитию Курило-Камчатского течения, усилению притока холодных берингоморских вод. Температура воды опускается значительно ниже нормы.

Механизм формирования аномально теплых термических режимов на всей акватории (что характерно для двадцатилетнего периода 2001–2023 гг. второй фазы исследуемого периода) обусловлен отсутствием холодных депрессий над Охотским морем и Камчаткой, усилением влияния гребня ГА. При вытянутой на северо-запад северотихоокеанской ветви ГА в приземном поле над районом формируется очаг экстремальных положительных аномалий температуры воздуха, на акваториях – экстремальные положительные значения температуры воды. Такая структура атмосферных полей, со значительным распространением на северо-запад (на охотоморскую акваторию) северотихоокеанской ветви гавайского максимума, переносом по его западной периферии теплых воздушных масс и формированием аномально теплых термических режимов на прикамчатских акваториях особенно характерна для последнего пятилетия. Восточные, юго-восточные ветра, ослабляя Курило-Камчатского течение, способствуют развитию притока на

запад более теплых вод с вихрями продолжения Аляскинского течения, что также влияет здесь на термический режим вод.

Проведенные исследования показывают важность учета изменчивости структуры барических полей, положения ЦДА и соответствующего локального воздействия при анализе механизмов формирования аномальных термических условий. Так, с аномально теплыми термическими режимами может быть связано формирование аномальных гидрологических условий, негативно отражающихся на экосистемах и гидробионтах, как это наблюдалось в сентябре–октябре 2020 г. [4]. Структура атмосферных полей в сентябре 2020 г. способствовала формированию аномально теплого термического режима вод у юго-восточного побережья Камчатки. В данный период имело место прохождение циклонов, что вызвало изменения структуры поля приземного давления. Такие изменения повлекли локальное изменение направления ветров у побережья с юго-восточного на северо-восточное, северо-западное. Прохождение циклонов видимо способствовало формированию апвеллинга и, как отмечалось рядом авторов [5], поступлению биогенных элементов из более глубоких слоев, что вызвало цветение в благоприятных аномально теплых температурных условиях в поверхностном фотическом слое токсичных микроводорослей. Распространение их вдоль побережья согласно циркуляции вод и далее - к северным Курильским проливам вызвало негативные последствия для экосистемы значительной акватории.

Материалы данного исследования могут быть применены в промысловой океанографии, использованы в региональных прогностических моделях

Литература

1. Богданов К.Т., Мороз В.В. Структура, динамика и гидролого-акустические характеристики вод проливов Курильской гряды. Владивосток. Дальнаука. 2000. 152 с.
2. Мороз В.В., Шатилина Т.А. Особенности формирования экстремальных состояний термического режима вод в районе Курильской островной гряды в летний период под воздействием атмосферных процессов / Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38. № 5. С. 451-465. DOI: 10.22449/0233-7584-2022-5-451-465.
3. 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.
4. Пичугин М.К., Гуревич И.А., Хазанова Е.С., Салюк П.А. Некоторые особенности океанологических условий осеннего цветения микроводорослей у юго-восточного побережья Камчатки // Подводные исследования и робототехника. 2020. № 4(34). С. 70-73. doi:10.37102/24094609.2020.34.4.010.
 5. Цхай Ж.Р., Шевченко Г.В. Особенности распределения концентрации хлорофилла *a* у восточного побережья Камчатки осенью 2020 года по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19. № 1. С. 226-238. doi:10.21046/2070-7401-2022-19-1-226-238.

**ВЛИЯНИЕ ПРИРОДНЫХ ПОЖАРОВ
НА СОДЕРЖАНИЕ ПОЛИЦИКЛИЧЕСКИХ
АРОМАТИЧЕСКИХ УГЛЕВОДОРОДОВ (ПАУ)
В АТМОСФЕРНЫХ АЭРОЗОЛЯХ И МОРСКОЙ ВЗВЕСИ
НА АКВАТОРИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ТИХОГО ОКЕАНА**

Нерода А.С., Мишукوف В.Ф.

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

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.

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]. ПАУ, как правило, нерастворимы в воде, и они обычно встречаются адсорбированных на частицах и постепенно оседают на дне водоемов, как глубоководные отложения [6], где они могут впоследствии нанести вред бентосным организмам [7]. ПАУ активно накапливаются в водных организмах, а затем передаются людям через пищевые цепи, создавая тем самым угрозу для здоровья человека [8]. Гонсалес-Гая сообщил, что диффузные ПАУ из атмосферы в океан представляют собой ключевое возмущение океанического углеродного цикла, а глобальное поступление атмосферных полициклических арома-

тических углеводородов в глобальный океан оценивается в 90000 тонн в месяц [9].

Атмосферные аэрозоли и морская вода были отобраны в ходе 56 рейса НИС «Профессор Гагаринский», схема которого приведена на рисунке 1. Атмосферные аэрозоли были сконцентрированы на кремниевые мембранные фильтры Pallflex TISSUQUARTZ (8x10 inch) с помощью японской установки (Model 120SL, KIMOTO ELECTRIC, Japan) при прокачке от 1500 до 2500 м³ воздуха. Затем эти фильтры разрезались на мелкие кусочки, помещались в колбу, где проводили экстракцию ПАУ 40 мл смесью бензол-этанол (3:1) при ультразвуковой активации в течение 30 мин. В экстракт вводили внутренний стандарт (Nap-d8, Phe-d10, Ace-d10, Pyr-d10, and BaP-d12). Дальнейшее проведение анализа проводили по методике, описанной в работе [10]. Результаты анализа ПАУ в аэрозолях приведены на рисунке 1.

Впервые проведен синхронный отбор и анализ проб атмосферного аэрозоля и поверхностного слоя морских вод, в которых были определены концентрации 14 полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) на акватории Японского и Охотского морей и северо-западной части Тихого океана (рис. 1). Взвешенное вещество морской воды концентрировали на фильтры Whatman GF/F (диаметр 55 мм, размер пор 0,7 μm) при фильтровании 18 л морской воды при вакууме <0,015 МПа. Экстракцию и анализ ПАУ выполняли по методике, приведенной в работе [3, 4]. Результаты анализа ПАУ во взвешенном веществе морской воды приведены на рисунке 1.2.

Статистический анализ. Расчет обратных траекторий движения воздушных масс от района отбора проб воды и атмосферного аэрозоля был выполнен на основе The Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory (HYSPLIT, version 4,9) model. Для этого использовали метеорологические данные на сетке 0.5°, представленные Global Data Assimilation System (GDAS) model, которые были рассчитаны National Weather Service's National Center for Environmental Prediction (NCEP). Для образцов атмосферного аэрозоля было получено 625 траекторий с часовым интервалом. Для образцов взвешенного вещества обратные траектории строились на 5 суток до момента отбора проб воды и было получено 3120 траекторий.

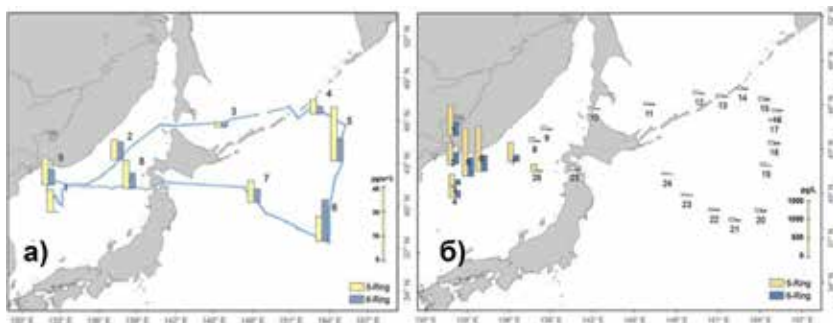


Рис. 1. Схема маршрута рейса 56 НИС «Профессор Гагаринский» (13.06-09.07.2012), точек отбора проб морской воды. Изменение концентрации суммы пятиколичесных и суммы шестиколичесных ПАУ в: а) атмосферных аэрозолях (пг/м³) и б) поверхностной морской воде (пг/л)

Алгоритм расчета числа активных пожаров рассчитывал число пожаров на сетке 0,5° на каждой линии обратной траектории движения воздушной массы. Для антропогенных источников таким же образом рассчитывалось число тепловых станций и количество населения на сетке 0,5° на каждой линии обратной траектории движения воздушной массы.

Данные о количестве пожаров получены по данным Visible Infrared Imaging Radiometer Suite (VIIRS) (разрешение 375 м) и Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) (разрешение 1 км).

Данные о плотности населения представлены (число людей на 1 км²) в the Gridded Population of the World, Version 4 (CIESIN 2018).

Данные о расположении угольных и газовых электростанций указаны в The Global Power Plant Database. Согласно U.S. Energy Information Administration data в Китае основным топливом являлись битуминизированные угли в 2012 (<https://www.eia.gov/beta/international/>).

Анализ обратных траекторий и спутниковых данных об активных лесных пожарах показал, что важнейшим источником ПАУ в морской воде являлось поступление от выбросов лесных пожаров (рис. 2). Так коэффициент корреляции между числом пожаров и суммой ПАУ и составлял 0,62 ($p=0,001$), суммой 5-количесных ПАУ – 0,77 ($p=0,0001$), суммой 6-количесных – 0,71 ($p=0,0001$), концентрацией бенз(а)пирена – (0,87, $p=0,001$). Параметр плотности населения

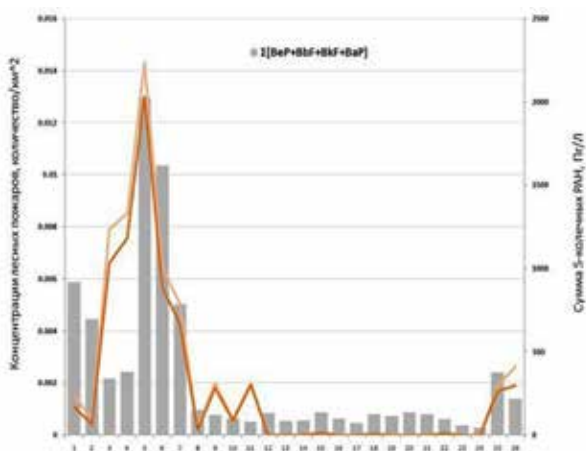


Рис. 2. Взаимосвязь между содержанием суммы пяти-количесных ароматических углеводородов во взвешенном веществе морских вод и числом активных лесных пожаров на территории Китая и Восточной Сибири (число пожаров на 1000 км²), расположенных вдоль обратной траектории движения воздушных масс по данным MODIS Active Fires product (зеленая линия – достоверность 45–100%, красная линия – достоверность 55-100%). Пробы 1–9 – Японское море, 10 – пролив Лаперуза, 11–13 – Охотское море, 14 – пролив Буссоль, 15–24 – северо-западная часть Тихого океана, 25 – Сангарский пролив

ния связан только с концентрацией бенз(а) пирена - 0,61 ($p=0,001$). Плотность тепловых электростанций не связана с концентрацией индивидуальных ПАУ, так и с суммой ПАУ.

Результаты расчетов показали, что сжигание угля, травы и природные пожары являются основными источниками ПАУ в поверхностных водах и аэрозолях. Лесные пожары объяснили более 75% вариаций бенз(а)пирена (BaP) в морской воде в июне-июле 2012 года. Сильная корреляция между активными пожарами и концентрациями ПАУ во взвешенном веществе морских вод может быть объяснена тем, что на поверхности морской воды накапливаются выпадающие из атмосферы твердые частицы.

Данная работа выполнена по теме 124022100077-0 и в рамках проекта «Расчет полей течений, переноса и трансформации загрязняющих веществ и экологических угроз в Дальневосточном реги-

оне России» по программе Президиума РАН «Фундаментальные проблемы математического моделирования».

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. V. 38(14). P. 2125-2132. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2004.01.021>.
2. Pashin Yu.V., Bakhitova L.M. Mutagenic and carcinogenic properties of polycyclic aromatic hydrocarbons // *Environ. Health Perspect.* 1979. V. 30. P. 185-189.
3. Hayakawa K., Tang N., Nagato E. G., Toriba A., & Aoki K. Identification of Long-Range Transported Polycyclic Aromatic Hydrocarbons in Snow at Mt. Tateyama, Japan // *Aerosol and Air Quality Research.* 2019. V. 19(6). P. 1252-1258. <https://doi.org/10.4209/aaqr.2018.05.0153>.
4. 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. V. 17 (2). P. 431. DOI: 10.3390/ijerph17020431.

ОПЫТ ПОСТРОЕНИЯ КРОМОК ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ

**Никулина И.В.¹, И.В. Шумилов¹, В.М. Пищальник^{1,2},
Ващенко Д.А.¹**

¹Институт морской геологии и геофизики, г. Южно-Сахалинск
²ФГБОУ ВО «Сахалинский государственный университет», г. Южно-Сахалинск
irinkaeremenko@yandex.ru

В работах Л.П. Якунина представлены карты вероятности встречи со льдом в Японском море с 1950 г, Охотском – 1956 г, Беринговом – 1959 по 1991 гг [1]. Основными материалами наблюдений в этот период являлись визуальные ледовые авиаразведки. В атласах 2012 г. карты дополнены спутниковыми наблюдениями с 1997-2006 гг. В своих работах И.О. Думанская [2] приводит карты-схемы границ распространения льда за период 1950–2015 гг. по данным Гидрометцентра России с уточнениями карт из атласов Л.П. Якунина и изданий Проект моря СССР. Имеющиеся пропуски, разность исходных данных и периодов исследования привели к необходимости их временного обобщения и приведения расчетов к единой методике.

Вычисление местоположения кромок ледяного покрова проводилось для Татарского пролива, Охотского и Берингова морей в пределах стандартной климатической нормы 1991 – 2020 гг. с учетом типов зим по суровости ледовых условий. В качестве основных исходных данных использовались коллекции растровых карт ледяного покрова Sea Ice Index Национального центра данных по снегу и льду (National Snow & Ice Data Center) [3]. Положение средней кромок льда вычислялось с использованием программного обеспечения «Ice Data Processing» [4], на основе разработанного модуля «Построение карт распределения вероятностей встречи с морским льдом» [5].

Оценка суровости зим по ледовым условиям проводилась с применением методики количественной классификации В.А. Спичкина [6] по значениям аномалий ледовитости. В качестве

критерия использовалась величина σ (среднеквадратическое отклонение). В связи особенностями ледовитости дальневосточных морей и большой амплитуды колебаний между отдельными годами с максимальными и минимальными значениями площади льда ранжирование сезонов осуществлялось по пяти градациям: экстремально суровая (ЭС), суровая (С), умеренная (У), мягкая (М), экстремально мягкая (ЭМ).

Совпадение типов зим во всех акваториях одновременно происходит относительно редко не более 16% случаев (суровые зимы 1995, 1998 г. и экстремально-мягкие, и мягкие 1996, 2014, 2015 гг.). В Охотском и Беринговом морях с 2013-2020 гг. преобладающими типами зим являются М и ЭМ, тогда как в Татарском проливе в этот период встречаются все типы. В период климатической нормы 1991-2020 гг. доля ЭС и С зим в сумме составила от 36-43 %, М и ЭМ — 36-40 %. Критерием адекватности полученных результатов служит относительно равная повторяемость суровых и мягких типов зим для всех рассматриваемых морей.

Наибольшая разница в местоположении кромки ледяного покрова наблюдается в акватории Охотского моря, обусловленная его географическим положением, затоками холода с северо-запада и тепла с юго-востока. В Татарском проливе и Беринговом море изменение положения границы ледяного покрова сдерживается за счет адвекции теплых вод Аляскинского и Цусимского течений соответственно. В акваториях Берингова и Охотского морей интенсивность влияния циркуляции вод на положение кромки и ее конфигурацию определяется типом зимы по суровости ледовых условий. В Татарском проливе изменение положения кромки льда в различные типы зим незначительно и находятся на уровне точности расчетов.

На рисунке 1 представлен пример карты-схемы местоположения кромок ледяного покрова на середину марта в различные типы зим. В Беринговом море в ЭС и ЭМ типы зим среднее расстояние между кромками составляет около 292 км. Максимальная удаленность (672 км) наблюдается в районе Анадырского залива, где в ЭМ зимы граница ледяного покрова проходит через его акваторию. Минимальное различие в местоположении кромок отмечается в районе м. Говена и м. Камчатский и составляет 29 км.

В Охотском море среднее расстояние между кромками составляет 570 км. В районе о. Хоккайдо, Южных Курильских островов,

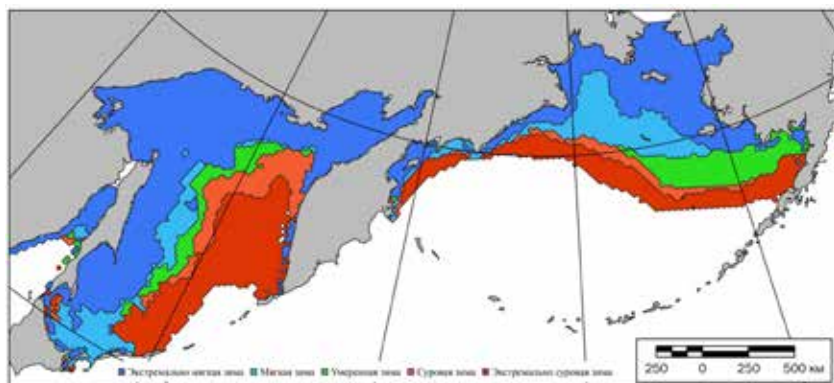


Рис. 1. Пример карты-схемы местоположения кромок ледяного покрова на середину марта в Татарском проливе, Охотском и Беринговом морях

а также западного побережья Камчатки границы ледяного покрова накладываются или имеют минимальное расстояние, не превышающее 23 км в отдельных ледяных массивах. В южной части Охотского моря кромки экстремальных типов зим имеют схожую конфигурацию и расположены на удалении 800-850 км (до 50° с.ш.). В ЭМ зимы северная часть кромки проходит в северо-западной части Охотского моря, что связано с действием Западно-Камчатского течения. Наибольшее расстояние между кромками экстремальных типов зим выявлено в районе впадины ТИНРО - 1289 км. В ЭС зимы ледяной массив покрывает большую поверхность моря и только в районе центральных и северных Курильских островов (46-51° с.ш.) наблюдается свободная ото льда часть акватории.

В Татарском проливе кромки располагаются в северной ледовой зоне, в ЭС зимы севернее 49° с.ш., а в ЭМ южнее. Наибольшее расстояние между границами льда составило 178 км, при этом среднее 49 км. В ЭС зимы кромка льда располагается в широтном направлении (между 48 и 49° с.ш.), а в ЭМ ледяной массив тянется вдоль западного побережья пролива и достигает 46° с.ш.

В работе представлены результаты применения программного инструмента для расчета местоположения кромок ледяного покрова. Все данные получены единым методом с использованием современных спутниковых технологий, обеспечивающих пространственно-временную дискретность и не зависящих от метеорологических условий.

Исследование выполнено в рамках государственного задания «Создание научных основ управления процессами поглощения и накопления углерода биоморфолитосистемами прибрежно-морских водно-болотных угодий и прилегающих морских акваторий (FEFF-2024-0004)».

Литература

1. Якунин Л.П. Атлас границ преобладающего однолетнего льда дальневосточных морей России: препринт / Л. П. Якунин. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 1997.
2. Думанская И.О. Ледовые условия морей азиатской части России. М, Обнинск: ИГ-СОЦИН, 2017. – 640 с.
3. Национальный центр данных по снегу и льду. Электронный ресурс: https://nsidc.org/data/seaice_index/data-and-image-archive (дата обращения 10.05.2025).
4. Свидетельство о регистрации программы для ЭВМ № 2023688937. «Ice Data Processing». 2023. Авт.: Шумилов И.В., Романюк В.А., Пищальник В.М. № 2023682641 от 30.10.2023; опублик. 25.12.2023.
5. Шумилов И.В., Романюк В.А., Зарубина Д.В., Пищальник В.М., Никулина И.В. Разработка программного модуля построения карт распределения вероятностей встречи с морским льдом для изучения дальневосточных морей // ИнтерКарто. ИнтерГИС. Геоинформационное обеспечение устойчивого развития территорий: Материалы Междунар. конф. – М: Географический факультет МГУ, 2023. Т. 29. Ч. 1. С. 657-667.
6. Спичкин В.А. Определение критерия крупной аномалии / Т. В. Смолянкина // Тр. ААНИИ. – 1987. Т. 402. С. 15-20.

РАЗВИТИЕ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ЛАЗЕРНЫХ ДЕФОРМОГРАФОВ СЕЙСМОАКУСТИКО- ГИДРОФИЗИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА МЭС «МЫС ШУЛЬЦА» ТОИ ДВО РАН

Овчаренко В.В.

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

С момента создания сейсмоакустико-гидрофизического комплекса на МЭС «м. Шульца» ТОИ ДВО РАН, на нём использовались лазерные деформографы различной ориентации. 52,5 метровый деформограф с ориентацией север-юг, 17,5 метровый деформограф с ориентацией запад восток, а также 3,5 метровый вертикальный лазерный деформограф. Это позволило создать двух и трёх координатные системы [1] Они позволяли не только проводить регистрацию сигналов, но и по соотношению уровней сигналов на компонентах осуществлять пеленгацию направления на источник этого сигнала.

Все деформографы были созданы на основе неравноплечего интерферометра Майкельсона с одинаковой оптико-механической схемой. Однако, изначально компонента с ориентацией север-юг создавалась на основе равноплечего интерферометра Фабри-Перо. Таким образом, имелась техническая возможность создать ещё одну компоненту с ориентацией север юг, что и было осуществлено.

Обе компоненты были идентичными, их оптико-механические схемы устанавливались на единой оптической скамье. Единственным различием были основания, на которых монтировались отражатели компонент. Скальная порода у старой компоненты и суглинок большой плотности у новой компоненты. Проведённые исследования [2] позволили определить разницу в уровнях регистрируемых сигналов, обусловленных этой разницей. В дальнейшем на новой компоненте был установлен нетермостабилизированный HE-NE лазер Neoark NEO-OL101K. Данная конфигурация приборов позволила, с учётом проведённых ранее сравнений, оце-

нить влияние температурных вариаций на записи сигналов деформографов [3].

Все лазерные деформографы классического типа имеют линейную амплитудно-частотную характеристику в инфразвуковом и низкочастотном звуковом диапазонах, но начиная с некоторых частот, которая зависит от длины регистрируемой волны и длины рабочего плеча лазерного деформографа, в более высокочастотном диапазоне их амплитудно-частотная характеристика испытывает биения [4]. С целью повышения чувствительности лазерных деформографов и получения линейной амплитудно-частотной характеристики в высокочастотном диапазоне разработаны лазерные деформографы маятникового типа. Для этого на новую компоненту с ориентацией север-юг был установлен отражатель маятникового типа. И были произведены синхронные измерения лазерными деформографами классического и маятникового типов сейсмоакустических колебаний, созданных в упругой среде в результате трансформации гидроакустических колебаний, генерируемых низкочастотным гидроакустическим излучателем на частоте 22 Гц. Было установлено, что для данных условий, чувствительность маятникового деформографа может практически на порядок превосходить классический [5].

Таким образом, особенности конфигурации лазерных деформографов сейсмоакустико-гидрофизического комплекса на МЭС «м. Шульца» ТОИ ДВО РАН позволяют проводить исследования по широкому спектру задач.

Работа выполнена в рамках госзадания по теме «Изучение природы линейного и нелинейного взаимодействия геосферных полей переходных зон Мирового океана и их последствий», номер гос. регистрации: 124022100074-9, и при частичной финансовой поддержке гранта № 075-15-2024-642 «Исследование процессов и закономерностей возникновения, развития и трансформации катастрофических явлений в океанах и на континентах методами сейсмоакустического мониторинга».

Литература

1. 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 седьмо-

- го Всероссийского симпозиума «Физика геосфер». - Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2011. - С. 251-255.
2. 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.
 3. Овчаренко В.В. Соотношение уровней сигналов лазерных деформографов мэс «м. Шульца» ТОИ ДВО РАН на основе записей землетрясения в Цинхэе 21.05.21 // Материалы докладов XII Всероссийского симпозиума «Физика геосфер». - Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2021. - С. 81-83.
 4. Долгих Г.И. Принципы построения однокоординатных лазерных деформографов. // Письма в журнал технической физики. 2011. 37(5). С. 24-30.
 5. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Овчаренко В.В., Чупин В.А., Швец В.А., Яковенко С.В. // Фотоника. 2021. Т. 15. № 6. С. 474-483.

КЛИМАТОЛОГИЯ ГРОЗОВОЙ АКТИВНОСТИ НАД ЯПОНСКИМ МОРЕМ

Пермяков М.С., Клещёва Т.И., Капач С.С., Журавлев П.В.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
permyakov@poi.dvo.ru, kapach_ss@poi.dvo.ru

Японское море известно высокой повторяемостью и разнообразием опасных метеорологических явлений, большая часть которых сопровождаются грозами с ливневыми осадками и шквалистыми ветрами. Однако, климатология гроз здесь остается практически не изученной. Так, в справочном издании [1] грозы не упоминаются совсем. При этом грозы над Японским морем наблюдаются круглый год, а зимние грозы и снежные штормы являются характерными для его юго-восточной части и часто связаны с вторжениями холодных воздушных масс с Евро-Азиатского материка на сравнительно теплую поверхность моря.

Цель настоящей работы – показать результаты расчета и анализа основных климатических характеристик грозовой активности над Японским морем по многолетним данным глобальной сети локализации молний World Wide Lightning Location Network (WWLLN) [3] за 2009-2023 годы. В качестве основной характеристики грозовой активности используется плотность молниевых разрядов, которая определялась как сумма числа молний, попадающих в круги площадью 100 км^2 с центрами в узлах географической сетки с шагом $0,1^\circ$ за определенный период (год, месяц).

За пятнадцатилетний период над Японским морем сетью WWLLN было зарегистрировано 2 329 524 разрядов. Среднегодовая плотность их распределения P варьирует от ~ 0 до 58 разрядов/ $100 \text{ км}^2/\text{год}$, достигая максимального значения на юго-востоке (рис. 1а). Её среднее ($\bar{P}$) и медианное ($\tilde{P}$) значения составили соответственно 16 и 14 разряда/ $100 \text{ км}^2/\text{год}$ при среднем квадратичном отклонении (σ) равном 9,5 разрядам/ $100 \text{ км}^2/\text{год}$. Для анализа региональных особенностей грозовой активности было выделено шесть районов, отличающихся по статистическим характеристикам пространственно-временной изменчивости полей плотности

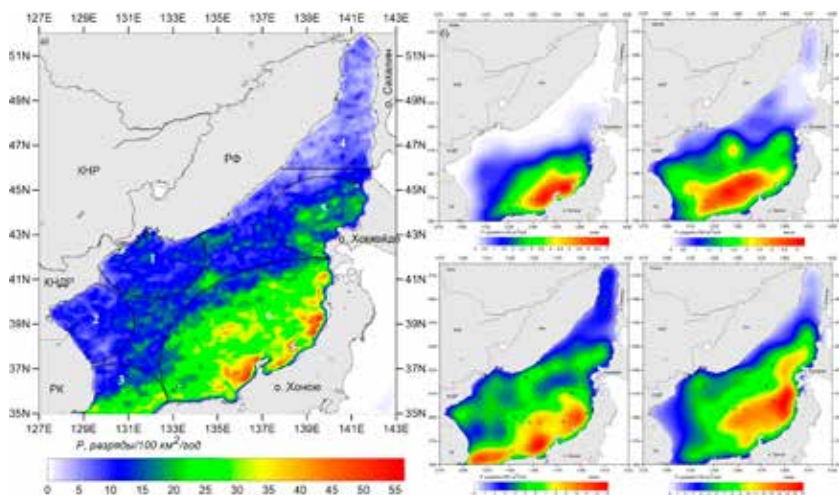


Рис. 1. Среднегодовое (а) и сезонные (сглаженные) (б) зимой (1), весной (2), летом (3) и осенью (4) поля плотности молний P

(рис. 1б). На рисунке 1б показаны поля плотности молний P в отдельные сезоны. Как видно, грозовая активность наблюдается в любое время года над его юго-восточной частью, в то время как над остальными акваториями её пространственное распределение в течение года претерпевает существенные изменения.

Гистограмма распределения числа молний по месяцам на рис. 2а показывает годовой ход грозовой активности над морем. Можно отметить ее минимум в феврале (1%) и максимум в августе (~ 20%). При этом больше всего молний было зарегистрировано осенью (сентябрь – ноябрь) – 44%, летом (июнь – август) – 36%, весной (март – май) – 11% и 9% – зимой (декабрь – февраль). Сезонно-суточная диаграмма (нормированная на максимальные значения) на рис. 2б показывает, как в течение года изменяется суточный ход грозовой активности.

Значительная пространственная изменчивость грозовой активности над морем проявляется в ее характеристиках в выделенных районах. Наименьшие значения основных статистических характеристик поля плотности молний ($P_{max}=13$, $\bar{P}=5,4$, $\tilde{P}=5,1$, $\sigma=2,1$ разрядов/100 км²/год) получены в Татарском проливе (район № 4), наибольшие ($P_{max}=58$, $\bar{P}=26$, $\tilde{P}=26$, $\sigma=8,3$ разрядов/100 км²/год) – над юго-восточной акваторией (район № 6). Отмечается

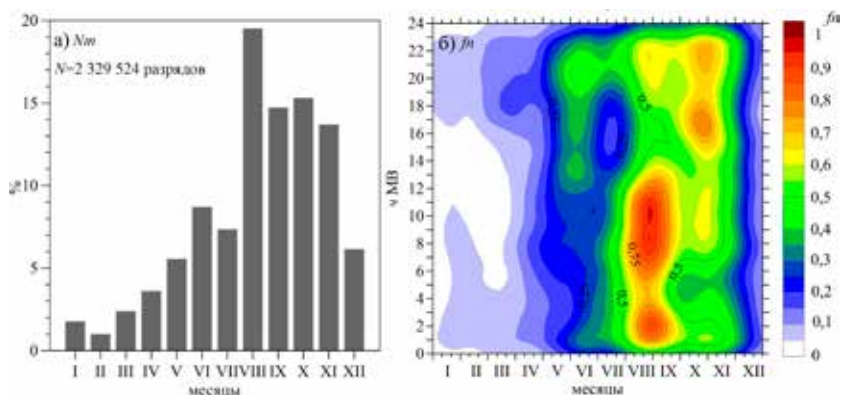


Рис. 2. Годовой ход числа молний по месяцам (P) и сезонно-суточная диаграмма (нормированная на максимум)

значительный широтный ход значений характеристик P , которые растут с севера на юг как в западных (№ 1–3), и так в восточных (№ 4–6) акваториях моря. Исключением является юго-западный район (№ 2), для которого значения характеристик плотности несколько ниже, чем для соседнего северо-западного района (№ 1).

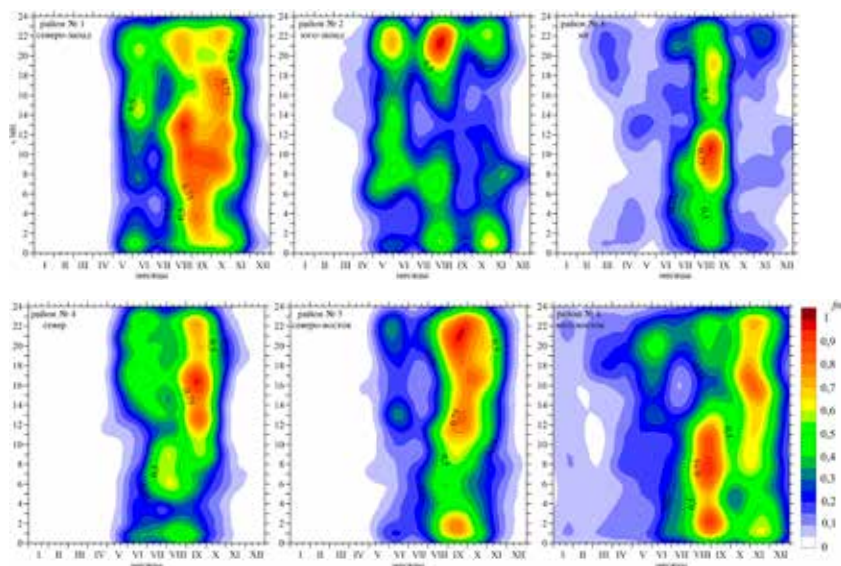


Рис. 3. Диаграммы сезонно-суточной изменчивости для 6-ти районов моря

Значительно районы отличаются по годовому ходу грозовой активности и ее изменению в течение суток, что можно видеть на сезонно-суточных диаграммах на рис. 3.

Известно, что над морями и океанами при меньшей частоте и плотности молний, чем над сушей, молниевые разряды имеют большую энергию, при этом Японское море отмечается как один из районов, в которых регистрируются разряды с энергией на три порядка больше глобальной средней энергии молниевых разряда (1000 Дж) (superbolts) [2]. За период 2011–2023 гг. над Японским морем в сети WWLLN было зарегистрировано 2006149 разрядов, значения энергии E которых варьировали в диапазоне до $5,1 \cdot 10^7$ Дж, при среднем значении в $4,9 \cdot 10^3$ Дж. Из них 86% - слабые с E менее $4,5 \cdot 10^3$ Дж; 12% – сильные с E от $4,5 \cdot 10^3$ Дж до $2,8 \cdot 10^4$ Дж и 2 % – очень сильные с E от $2,8 \cdot 10^4$ Дж до $1 \cdot 10^6$ Дж. 0,03% (623) составляют супермолнии с E более 10^6 Дж. Они зарегистрированы над всеми районами моря рис. 4а, их наибольшая концентрация – на юго-востоке. Наименьшее число супермолний (7) зарегистрировано в 2021 году, наибольшее (286) – в 2013 г. (рис. 4б). На рис. 4б

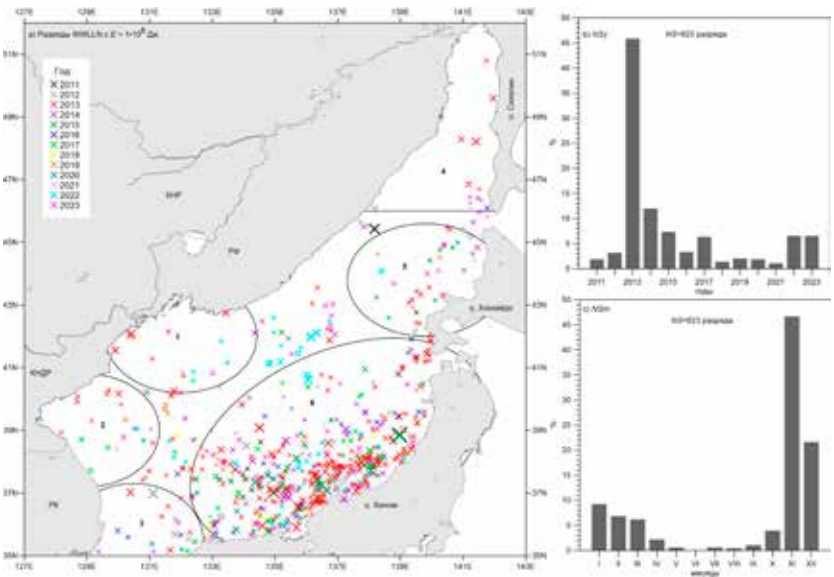


Рис. 4. Местоположение разрядов с энергией больше $1 \cdot 10^6$ Дж («superbolts») (а) и гистограммы межгодового (б) и внутригодового (в) хода их количества

показан характерный годовой ход их количества по месяцам с максимумом в ноябре (47%, 291 разряд) и минимумом в июне. Это согласуется со статистикой «*superbolts*» в [2], которая показывает, что большая их часть регистрируется в холодное время года в ноябре–феврале, а в летние месяцы их в ~20 раз меньше.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 25-27-20097 и администрации Приморского края, <https://rscf.ru/project/25-27-20097/>.

Литература

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том VIII. Японское море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия. Санкт-Петербург: Гидрометеониздат. - 2003. 400 с.
2. Holzworth R.H., McCarthy M.P., Brundell J.B., Jacobson A.R., Rodger C.J. Global distribution of superbolts // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2019. Vol. 124. P. 9996-10005. doi.org/10.1029/2019JD030975.
3. WWLLN – World Wide Lightning Location Network. URL: <http://wwlln.net> (дата обращения: 2024).

ИССЛЕДОВАНИЕ УДАРООПАСНОСТИ МАССИВА ГОРНЫХ ПОРОД НА НИКОЛАЕВСКОМ ПОЛЛИМЕТАЛИЧЕСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА

**Рассказов М.И., Цой Д.И., Константинов А.В., Терёшкин А.А.,
Рассказова А.В., Потапчук М.И., Мигунов Д.С.**

*Институт горного дела – обособленное подразделение ХФИЦ ДВО РАН (ИГД
ДВО РАН), г. Хабаровск
rasm.max@mail.ru*

Подземное освоение недр и горное строительство на больших глубинах сопряжены с необходимостью производить работы в условиях опасных проявлений горного давления, как в статистической, так и в динамической его формах. Отличительной чертой динамических проявлений горного давления, особенно горных и горно-тектонических ударов, является их внезапность и большая разрушительная сила. Они наносят большой материальный и социальный урон горнодобывающим предприятиям, приводят к длительным остановкам добычи полезного ископаемого. Это связано с необходимостью выполнения масштабных восстановительных работ на больших площадях шахтного поля. По степени тяжести и негативным последствиям мощные горные удары могут быть отнесены к техногенным катастрофам [1–11].

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 (рис. 1) [12].

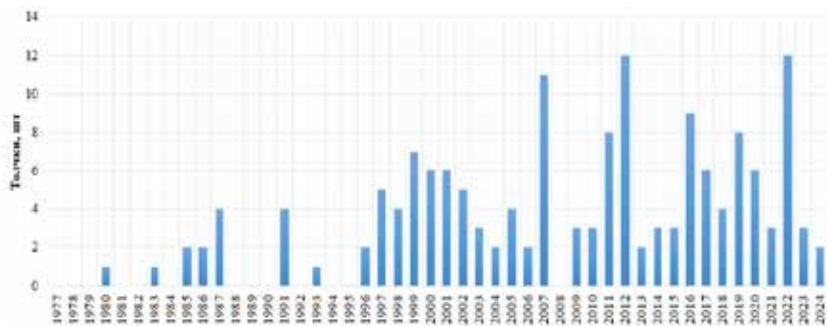


Рис. 1. Толчки, зарегистрированные на Николаевском месторождении с 1977 г. по 2024 г.

Геодинамика территории в региональном плане обусловлена приуроченностью к скрытому глубинному разлому субмеридионального направления, сдвиговые движения по которому определили элементы тектонической структуры месторождения. Николаевское месторождение характеризуется сложным геологическим строением и приуроченностью к тектонически активным районам земной коры. Месторождение имеет характерное блоковое строение, к главным элементам которого относятся крутопадающие Субширотный разлом, разлом ТН-3 и Северо-Западная тектоническая зона, разделяющие поле месторождения на три основных структурных блока: северный, центральный и западный [13].

Сложные горно-геологические и геомеханические условия разработки Николаевского полиметаллического месторождения обусловили необходимость решения проблем предотвращения опасных проявлений горного давления путём создания многоуровневой системы комплексного геодинамического мониторинга в которую входят специальные технические средства: 1) многоканальная система сейсмоакустического контроля горного давления «Prognoz-ADS» АСКГД, 2) портативные приборы геоакустическо-

го контроля удароопасности «Prognoz L», «Prognoz L2», 3) лазерный деформометр [14–17].

Выполняемые на Николаевском руднике геомеханические исследования с применением специальных технических средств, показали свою эффективность. По результатам комплексного геодинамического мониторинга можно выделить наиболее значимые и интересные события, произошедшие на Николаевском руднике за последние годы. Резкий рост техногенной сейсмичности на Николаевском руднике произошел в марте 2022 г. Всего здесь было зарегистрировано 8 крупных сейсмических событий, гипоцентры которых располагались значительно ниже (более 100 м) существующих горных выработок.

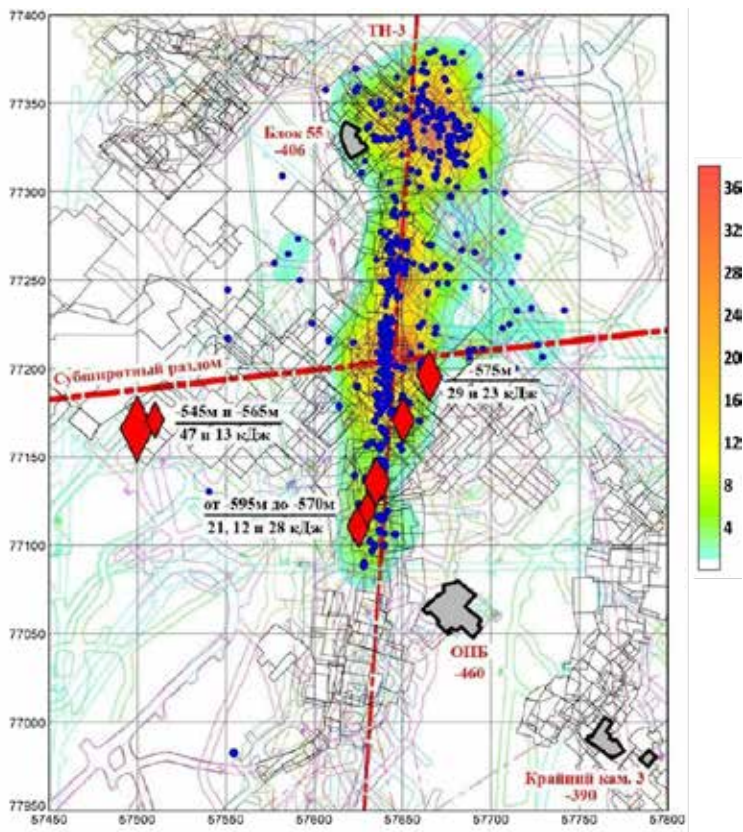


Рис. 2. Карта сейсмоакустической активности и толчки, зарегистрированные на Николаевском руднике в марте 2022 г.

Первые толчки были зарегистрированы 9 марта 2022 г.: 3 толчка в 04:34, 04:37, 04:41 с энергий 21, 13 и 28 кДж соответственно. Сейсмические события были зарегистрированы на пересечении с геодинамически активной зоной ТН-3 в непосредственной близости от субширотного разлома на большой глубине под блоками Южный-1 камеры 1 и 2 в отметках -595... -570 м (рис. 2). 16 марта были зарегистрированы еще 2 сейсмических события в 12:40 и 12:41 с энергией 38 и 23 кДж. Толчки были зафиксированы на пересечении с геодинамически активной зоной ТН-3 вблизи субширотного разлома под блоком 40 на отметке -575 м. Проявления сопровождались сильным звуковым эффектом, сотрясанием массива, в районе блока Нижний. После динамического проявления горного давления был слышен сильный треск в массиве по штр. Транзитный 7-2. По визуальным наблюдениям после проявления горного давления в форме толчка отмечалось падение заколов с кровли на незакрепленных участках выработок по штреку Северный 8 подэтажа -433 м, штреку Транзитный 9-2 на подэтаже -446 м, штреку Транзитный 10 на подэтаже -460 м. 19 марта системой «Prognoz-ADS» было зарегистрировано еще два сейсмических события в 05:30 и 05:42 с энергией 46 и 13 кДж. Толчки были локализованы в районе тектонически активной зоны ТН-3 на пересечении с субширотным разломом в отметках -545...-565 м. Проявления сопровождались сильным звуковым эффектом, сотрясанием массива. Толчки отмечали горнорабочие на гор. -220 м, -320 м, -446 м, -460 м. По визуальным наблюдениям после этих динамических проявлений отмечено два вывала по уклону Буровой 1 с кровли и бортов суммарным объемом 50 м³, что привело к обнажению штанг крепления. В течении нескольких часов после толчков наблюдалось падение заколов с кровли.

Распределение количества и суммарной энергии АЭ-событий, зарегистрированных в феврале-марте 2022 г. (рис. 3) (красными ромбами показаны 7 толчков, зафиксированных системой «Prognoz-ADS» 9, 16 и 19 марта 2022 г.).

25 марта 2022 г. в 19:36 произошел ещё один толчок в глубине массива, отмеченный работниками рудника на различных участках: на гор. -220 м в районе ремонтной базы, на гор. -320 м, а также в здании АБК поверхностного комплекса. Событие сопровождалось сотрясанием массива и сильным звуковым проявлением. По

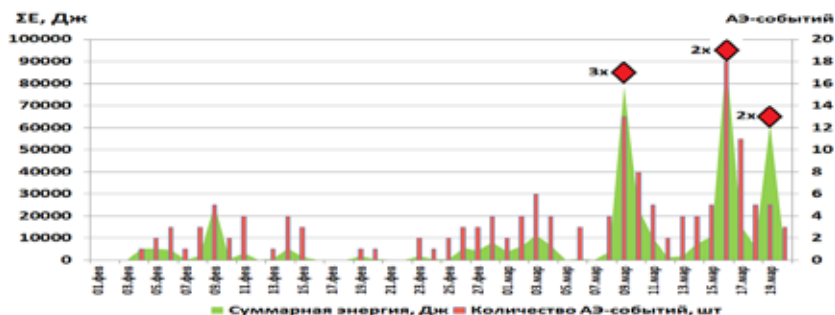


Рис. 3. Посуточное распределение количества и суммарной энергии АЭ-событий в феврале-марте 2022 г.

визуальным наблюдениям после геодинамического явления наблюдалось падение заколов на подэтаже -460 м в штреке Транзитный 10.

Таким образом, по результатам проведенного сейсмоакустического мониторинга были зафиксированы толчки и выявлены опасные участки горного массива. Особое внимание следует уделить изучению высоконапряженному участку массива на пересечении геодинамически активной зоны ТН-3 и субширотного разлома в отметках -540...-575 м, который может являться потенциальным очагом крупного геодинамического явления. Также был предложен комплекс профилактических мероприятий по разгрузке массива.

Литература

1. Адушкин А.А. Развитие техногенно-тектонической сейсмичности в Кузбассе // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 5. С. 709-724. DOI: 10.15372/GiG20180510.
2. 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.
3. Jiang F.F., Zhou H., Liu C., Sheng J. Progress, prediction and prevention of rockbursts in underground metal mines // China Journal of Rock Mechanic Engineering. 2019. 38(5). P. 956-972.
4. Manchao H., Fuqiang R., Dongqiao L. Rockburst mechanism research and its control // International Journal of Mining Science and Technology. 2018. Vol. 28. No. 5. P. 829-837.
5. Шабаров А.Н., Смирнов Э.В. Методические принципы прогноза опасных природных процессов на основе геодинамического районирования недр // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2025. № 2. С. 114-129.

6. 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.
7. 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, C. 01009 URL: 10.1051/e3sconf/202019201009.
8. Rasskazov M., Rasskazova A., Potaphuk M., Tereshkin A. Geomechanical substantiation of measures of safety in the process of development of the Southern Hingansk deposit. Rock Mechanics for Natural Resources and infrastructure Development - Full Papers: Proceedings of the 14th International Congress on Rock Mechanics and Rock Engineering (ISRM 2019), September 13-18, 2019, Foz do Iguassu, Brazil. London: Taylor & Francis Group. P. 793-799.
9. Rasskazov I.Yu., Lugovoy V.A., Kalinov G.A., Gladyr A.V., Anikin P.A., Rasskazov M.I. and Tsoj D.I. Development of measuring complexes for the assessment and control of burst-hazard during mining // Proceedings of the 8-th International Symposium on Rockbursts and Seismicity in Mines (Russia, Saint-Petersburg – Moscow. 1-7 September 2013). – ObninskPerm, 2013. P. 121-124.
10. Кузьмин С.В., Шнайдер И.В., Кыштымев И.В. Выявления опасных зон при проходке подготовительных выработок в сложных горно-геологических условиях // Горный журнал. 2024. № 1. С. 45-49.
11. Потапчук М.И., Терешкин А.А., Рассказов М.И. Оценка геомеханического состояния массива горных пород при отработке сложноструктурных рудных тел системой подэтажными штреками с управляемым обрушением кровли. Горный информационноаналитический бюллетень. 2015. 12. С. 39-45.
12. 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.
13. 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.
14. 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.
15. 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.
16. Пой 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.
17. Rozanov A.O., Petrov D.N., Rozenbaum A.M., Ilinov M.D., Tereshkin A.A. Acoustic emission precursor criteria of rock damage // Geomechanics and Geodynamics of Rock Masses. 2018. SET OF 2 VOLUMES. P. 669-672.

ВАРИАЦИИ ПОЛНОГО ЭЛЕКТРОННОГО СОДЕРЖАНИЯ ИОНОСФЕРЫ В ПЕРИОД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В РАЙОНЕ ИГИЛЬ 8 СЕНТЯБРЯ 2023 ГОДА

Рябова С.А.^{1,2}

¹*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук,
г. Москва*

²*Институт динамики геосфер им. академика М.А. Садовского
Российской академии наук, г. Москва
riabovasa@mail.ru*

Марокко находится недалеко от границы между Африканской и Евразийской плитами, трансформного разлома Азорские острова – Гибралтар. Эта зона правостороннего сдвига становится транс-прессионной на своем восточном конце, с развитием крупных надвиговых разломов. К востоку от Гибралтарского пролива, в море Альборан, граница приобретает коллизионный характер. Большая часть сейсмичности в Марокко связана с движением на границе этой плиты, причём наибольшая сейсмическая опасность наблюдается на севере страны, вблизи границы.

8 сентября 2023 года в Марокко произошло землетрясение. Его эпицентр находился в районе Игиль, расположенном в провинции Эль-Хауз, которая входит в регион Марракеш-Сафи. Землетрясение также ощущалось в Испании, Португалии, Алжире и других странах.

По данным Геологической службы США землетрясение имело механизм очага, указывающий на образование наклонно-надвигового разлома под Высоким Атласом. Очаг землетрясения располагался на глубине 18,5 км. Магнитуда составила 6,8, став самой сильной в этом районе за последние 123 года (другие источники оценивают магнитуду в 6,9 и 7,2). Повторный толчок магнитудой 4,9 произошел через 19 минут после основного толчка землетрясения.

Несмотря на имеющиеся данные [1, 2], недостаточно наблюдательного материала, основываясь на котором можно адекватно представлять сложную структуру ионосферного эффекта земле-

трясений, что необходимо для разработки концептуальных, теоретических и феноменологических моделей, описывающих в полном объеме последствия сильных сейсмических явлений.

Цель настоящих исследований заключалась в анализе отклика полного электронного содержания ионосферы в ближней зоне на сильное землетрясение в районе Игиль.

В настоящей работе использовались данные спутников GPS, позволяющие определять вариации полного электронного содержания ионосферы в ближней зоне. Вариации полного электронного содержания ионосферы с периодами от нескольких минут до первых десятков минут, наблюдаемые несколькими навигационными спутниками, ионосферные проекции трасс которых расположены в ближней зоне, могут быть обусловлены как сейсмическими процессами, так и другими причинами, например, возмущенным состоянием геомагнитного поля, солнечной активностью. Для снижения влияния упомянутых факторов и исследования ионосферного отклика только в акустическом диапазоне была применена полосовая фильтрация Баттерворта 7-го порядка.

Для приемной станции Рабат из 32 спутников GPS был выделены спутники, которые (за 5 мин до и 15 мин после события) находились на расстоянии меньше 500 км от эпицентра землетрясения.

В вариациях полного электронного содержания после землетрясения в ближней зоне наблюдается характерный для ударных волн сигнал. По амплитуде ионосферного сигнала в полном электронном содержании оценена энергия землетрясения, которая хорошо согласуется с сейсмическими оценками.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИФЗ РАН и в рамках государственного задания ИДГ РАН № 125012700798-8 «Преобразование геофизических полей как основной фактор межгеосферных взаимодействий».

Литература

1. Рябова С.А., Шалимов С.Л. Об ионосферном отклике землетрясений на Филиппинах с ноября по декабрь 2023 г. // Физика Земли. 2024. № 6. С. 52-63. DOI: 10.31857/S0002333724060038.
2. Рябова С.А., Ольшанская Е.В., Шалимов С.Л. Отклик нижней и верхней ионосферы на землетрясения в Турции 06.02.2023 г. // Физика Земли. 2023. № 6. С. 153-162. DOI: 10.31857/S0002333723060182.

ОТКЛИК МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ
НА ЭКСПЛОЗИВНОЕ ИЗВЕРЖЕНИЕ
ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ 15 марта 2019 г.
ПО ДАННЫМ СТАНЦИЙ «ПАРАТУНКА» И «МАГАДАН»

Рябова С.А.^{1,2}

¹*Институт динамики геосфер им. академика М.А. Садовского
Российской академии наук, г. Москва*

²*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук,
г. Москва
riabovasa@mail.ru*

Действующий вулкан на Камчатке Безымянный расположен вблизи Ключевской сопки, примерно в 40 км от пос. Ключи. Координаты: 55,966 °N; 160,6 °E. В состав современного вулкана входят остатки уничтоженного извержением 1956 г. старого вулкана (в юго-восточной части массива), молодой активный стратовулкан и кратер на месте старого вулкана диаметром 1,3х2,8 км.

Пароксизмальное извержение Безымянного с выносом пепла до 15 км началось в 17:30 UT 15 марта 2019 г. [1]. В начале извержения произошло несколько мощных взрывов, в результате которых на все склоны вулкана начали обрушиваться раскаленные лавины и пирокластические потоки, над вулканом до 12 км поднялась мощная эруптивная колонна, постепенно трансформировавшаяся в пепловый шлейф, перемещавшийся на северо-восток и восток от вулкана. Первые раскаленные лавины начали обрушиваться на западные склоны купола примерно с 16:30 UT 15 марта. В 17:22 UT произошел мощный взрыв, и над вулканом начала подниматься вертикальная эруптивная колонна, которая к 17:27 UT достигла 10–12 км. В 17:29–17:45 UT произошла серия наиболее сильных взрывов, в результате которых эруптивное облако поднялось до 15 км и стало стремительно двигаться на северо-восток от вулкана.

Непрерывный вынос пепла из вулкана, формирование пирокластических потоков и пеплового шлейфа происходили до 00:10 UT 16 марта, т. е. эксплозивная фаза извержения продолжалась около 7,5 ч, далее на протяжении нескольких дней наблюдалась мощная парогозовая активность вулкана. Скорость распростране-

ния пеплового облака изменялась от 60 до 80 км/ч в первые два часа извержения (на расстоянии фронта облака до 150 км от вулкана) до 100–120 км/ч на расстоянии от вулкана от 300 до 1300 км, когда облако находилось над океаном. Примерно в 20:20 UT 15 марта пепловое облако, сформированное в результате первых взрывов, практически отделилось от общего шлейфа и стало перемещаться с большей скоростью по сравнению со шлейфом. Примерно к 22:30 UT 15 марта южный край пеплового шлейфа достиг северной части о. Беринга (Командорские о-ва), к 02:00 UT 16 марта пепловое облако уже полностью перекрывало остров, пеплопад на котором продолжался примерно до 04:00 UT 16 марта. К 23:00 UT 16 марта первое (фронтальное) пепловое облако достигло района вулкана Вениаминов на п-ове Аляска, тогда как следовавший за ним шлейф практически рассеялся [1].

Цель настоящих исследований заключалась в анализе отклика магнитного поля Земли на эксплозивное извержение вулкана Безымянный 15 марта 2019 г.

В ходе работы привлекались данные регистрации восточной компоненты геомагнитного поля, выполненной на относительно близких к вулкану Безымянный станциях «Паратунка» и «Магадан» Института космических исследований и распространения радиоволн Дальневосточного отделения Российской академии наук. Ближайшая станция «Паратунка» (52,971 °N; 158,248 °E.) расположена на расстоянии 366 км от вулкана Безымянный, станция «Магадан» (60.051°N; 150,728°E) расположена на расстоянии 736 км.

Использовались данные инструментальных наблюдений за вариациями геомагнитного поля с дискретизацией 1 минута, представленные на сайте Международной сети INTERMAGNET (<https://www.intermagnet.org>).

Исследование возмущений геомагнитного поля посредством магнитометров позволяет, в частности, выделять вариации ионосферного тока на высотах нижней ионосферы около 100 км (E слой), где расположен наиболее высокопроводящий слой ионосферной плазмы [2, 3].

Анализ результатов вейвлет-преобразования вариаций магнитного поля Земли (восточная горизонтальная компонента) показал, что воздействие на нижнюю ионосферу осуществляется посред-

ством сейсмических волн Релея и атмосферных акустико-гравитационных волн, генерируемых вулканической активностью.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИДГ РАН № 125012700798-8 «Преобразование геофизических полей как основной фактор межгеосферных взаимодействий» и в рамках государственного задания ИФЗ РАН.

Литература

1. Гирина О.А., Мельников Д.В., Маневич А.Г., Лупян Е.А., Крамарева Л.С. Характеристика событий эксплозивного извержения вулкана Безымянный 15 марта 2019 г. по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 3. С. 102-114.
2. Рябова С.А., Шалимов С.Л. Об ионосферном отклике землетрясений на Филиппинах с ноября по декабрь 2023 г. // Физика Земли. 2024. № 6. С. 52-63. DOI: 10.31857/S0002333724060038.

МЕЛКОВОДНЫЕ ЗОНЫ ПУЗЫРЬКОВОЙ РАЗГРУЗКИ МЕТАНА В ОХОТСКОМ МОРЕ

Саломатин А.С., Черных Д.В., Доманюк А.В.

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

В основу работы легли данные полученные в рейсах №№ 29, 31, 32, 36, 39, 43, 44, 47, 50, 54, 56, 57, 59, 62 и 74 НИС “Академик М.А. Лаврентьев”. Гидроакустические наблюдения проводились с помощью комплекса, основу которого составляли модернизированные судовые эхолоты Сарган-ЭМ, ELAC LAZ-72, два гидролокатора Сарган-ГМ и многоканальная система цифровой регистрации гидролокационных сигналов [1]. Небольшое количество данных было получено с помощью эхолота для научных исследований Simrad EK-60. Поисковым гидроакустическим признаком зон пузырьковой разгрузки метана (ЗПРМ) служили так называемые «газовые факелы» (ГФ), протяженные области выходящих из морского дна и всплывающих в водной толще пузырьков газа. В выше упомянутых экспедициях в Охотском море у о. Сахалин было обнаружено около 1400 ГФ в интервале глубин от 46 до 3330 метров. В том числе 270 мелководных ГФ, расположенных на шельфе и его бровке (рис. 1).

Большинство мелководных ГФ обнаружено у северной оконечности о. Сахалин в интервале широт 53° - 55° с.ш. и у южной оконечности о. Сахалин в заливе Терпения, несколько ГФ найдено в проливе Лаперуза. Примеры регистраций мелководных ГФ в заливе Терпения показаны на рис. 2. При этом судно двигалось перпендикулярно (рис. 2а) и параллельно (рис. 2б) к бровке шельфа, находящейся на глубине 165 метров. На эхোগрамме (рис. 2а) хорошо видны многочисленные ГФ, большинство из которых, а именно 10 ГФ, сосредоточены на участке шельфа длиной 1685 метров и глубиной $H \approx 145$ метров. Ширина обследуемой эхолотом области водной толщи равна:

$$S = 2\sin(\varphi) \cdot (H - H_a) + \operatorname{tg}(\beta_{\perp}) \cdot H_{\text{гф}} + D, \quad (1)$$

Рис. 1. Карта-схема положения ГФ в Охотском море у побережья о. Сахалин. Красными кружками отмечено положение мелководных ГФ, желтыми глубоководных ГФ

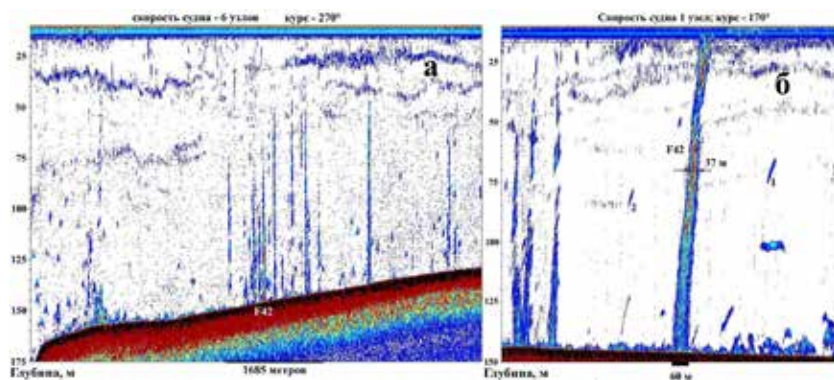
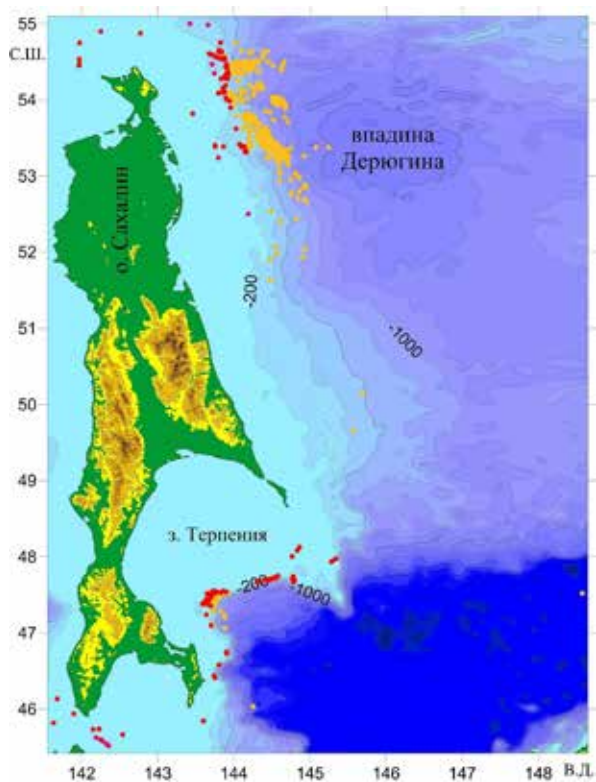


Рис. 2. Эхограммы мелководных ГФ в заливе Терпения, цифрами 1 и 2 обозначены одиночные всплывающие пузырьки

где φ – эффективная полуширина диаграммы направленности (ЭПШДН) эхолота; H_a – глубина его приемоизлучающей антенны; $\beta_{\perp}$ – угол наклона оси ГФ в проекции на плоскость перпендикулярную к направлению движения судна; D – ширина ГФ; $H_{\text{гф}}$ – высота ГФ над дном.

Под ЭПШДН эхолота φ , будем принимать максимальный угол в диаграмме направленности (ДН) эхолота, при котором ГФ еще выделяется на эхограмме. В нашем случае $\varphi \approx 10^\circ$. Из рисунка 2б следует, что ширина ГФ F42 $D \approx 10$ м, а его ось наклонена в плоскости движения судна на угол $\beta_{\parallel} = 30^\circ$. Предполагая, что ГФ на рисунке 2а обладают схожими характеристиками, с помощью (1), получим, что ширина обследуемой эхолотом области равна $S \approx 50$ м. Следовательно, на участке шельфа площадью 82000 м² находится 10 ГФ, а средняя плотность равна 55 ГФ на квадратном километре.

Для оценки количества метана переносимого выходящими из дна пузырьками воспользуемся простейшей моделью, при которой источник ГФ на дне выделяет пузырьки одного радиуса. Размеры источника малы по сравнению с размером озвученной эхолотом зоны, радиусы пузырьков больше резонансного и меньше длины звуковой волны в воде. При этих условиях количество молей газа, выходящего из дна в единицу времени в виде пузырьков, $F_{\text{и}}$ определяется выражением [1]:

$$F_{\text{и}} \approx \frac{8\pi R_{\text{эф}}}{3V_{\text{м}}l} V_{\text{спл}} \sigma, \quad (2)$$

где l – длина излученного импульса; σ – сечение обратного рассеяния ГФ у дна; $V_{\text{м}}$ – молярный объем газа у дна; $R_{\text{эф}}$ – эффективный радиус пузырька у дна; $V_{\text{спл}}$ – скорость всплытия пузырька.

Покажем, как по акустическим данным можно определить скорость всплытия пузырька $V_{\text{спл}}$. Эхолоты регистрируют не глубину цели, а расстояние от цели до его приемоизлучающей антенны $S_{\text{п}}$. Связь глубины пузырька на эхограмме $S_{\text{п}}$ с его реальной глубиной $H_{\text{п}}$ описывается простым выражением:

$$S_{\text{п}} = \sqrt{(H_0 - V_{\text{п}}t)^2 + (L_0 - V_{\text{с}}t)^2}, \quad (3)$$

где $V_{\text{с}}$ – горизонтальная скорость судна по направлению к пузырьку, H_0 – глубина пузырька в начальный момент времени t , L_0 – рас-

стояние пузырька от оси ДН эхолота в начальный момент времени. Производная по времени выражения (2) описывает связь кажущейся скорости всплытия пузырька V_k с его реальной скоростью всплытия, скоростью судна и углом наблюдения α в ДН эхолота:

$$V_k = -\frac{dS_{\Pi}}{dt} = \frac{(H_0 V_{\Pi} t) V_{\Pi} + (L_0 - V_C t) V_C}{S_{\Pi}} = V_{\Pi} \cos \alpha + V_C \sin \alpha.$$

Далее для реальной скорости всплытия пузырька получим:

$$V_{\Pi} = \frac{V_k}{\cos \alpha} - V_C \tan \alpha. \quad (4)$$

В морских условиях и при использовании узконаправленных эхолотов основную погрешность вносит второй член в выражении (4). Так в случае пузырьков на рисунке 2б ошибка, вносимая вторым членом, достигает 45%. Замечательно, что в случаях, когда выполняется неравенство:

$$V_C > V_{\Pi} \tan \varphi \quad (5)$$

можно существенно уменьшить погрешность измерения средней скорости всплытия пузырька $V_{\Pi C}$ равной:

$$V_{\Pi C} = \frac{S_{\Pi 1} \cos \alpha_1 - S_{\Pi 2} \cos \alpha_2}{t_2 - t_1},$$

где $S_{\Pi 1}$ и $S_{\Pi 2}$ – расстояние от пузырька до приемоизлучающей антенны эхолота а α_1 и α_2 углы наблюдения пузырька в ДН эхолота в моменты времени t_1 и t_2 соответственно.

Для эхолотов с круговой симметрией ДН в пределах главного лепестка ДН выполняется условие равенства углов наблюдения одного пузырька в разных положениях относительно приемоизлучающей антенны эхолота, если его сила цели в этих положениях одинакова. Целесообразно за моменты времени t_1 и t_2 выбирать время появления и исчезновения пузырька на эхограмме. В этом случае углы наблюдения α_1 и α_2 равны ЭПШДН эхолота φ и выражение (5) принимает вид:

$$V_{\Pi C} = \frac{(S_{\Pi 1} - S_{\Pi 2}) \cos \varphi}{t_2 - t_1}. \quad (5)$$

Расчёт с помощью выражения (5) для пузырьков на эхограмме (рис. 2б) дает для пузырька №1 на глубине 70 м скорость всплытия

18 см/с, для пузырька № 2 на глубине 80 м скорость всплытия 19 см/с. Таким скоростям всплытия соответствуют эффективные радиусы пузырька $R_{эф}$ для пузырька №1 - $R_{эф} = 2,25$ мм, для пузырька №2 - $R_{эф} = 3,4$ мм [2]. Расчет с помощью программы [3] показывает, что такие размеры достигает пузырек, выходящий из дна на глубине 145 м, с эффективным радиусом $R_{эф} \approx 5,5$ мм. Расчет с помощью этой программы показывает, что пузырек такого размера доставляет непосредственно в атмосферу 2,5%, а на глубину слоя скачка 30% от количества метана в пузырьке у дна. Согласно [2] скорость всплытия пузырька такого размера у дна равна 22 см/с. Подставляя размер и скорость всплытия пузырька в выражение (2) получим, что в области ГФ F42 из морского дна в виде пузырьков выходит около 15 ммоль/с метана. Таким образом, для выделенного на рис. 2а участка длиной 1685 метров получим средний поток метана из морского дна около 250 ммоль/км²с.

Работа выполнена при финансовой поддержке государственной темы 124022100074-9 и проекта РНФ № 22-67-00025.

Литература

1. Саломатин А.С., Юсупов В.И. Акустические исследования газовых «факелов» Охотского моря // Океанология. 2011. Т. 51. № 5. С. 911-919.
2. Clift R., Grace J.R., Weber M.E. Bubbles, Drops, and Particles / N.Y.: Academic Press Inc., 1978. 380 p.
3. Greinert J., McGinnis D.F. Single Bubble Dissolution Model: The Graphical User Interface SiBu-GUI // Environmental Modelling & Software. 2009. Vol. 24. Issue 8. P. 1012-1013. DOI:10.1016/j.envsoft.2008.12.011.

ОЦЕНКА УРОВНЯ ПРИРОДНОГО ФОНА ТРИТИЯ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДАХ ТИХОГО ОКЕАНА К ВОСТОКУ ОТ ЯПОНИИ

Сергеев А.Ф., Горячев В.А., Лобанов В.Б.

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

Испытания термоядерного оружия в 50-х – 60-х годах прошлого века в основном и привели к загрязнению вод Мирового океана радиоактивным водородом – тритием. В настоящее время содержание накопленного «бомбового» трития в природных водах после окончания испытаний в результате естественного распада приближается к природному уровню. Однако кроме снижающихся глобальных выпадений трития из атмосферы, локальными источниками остаются предприятия атомного комплекса, с которыми связаны санкционированные и аварийные поступления трития в океаны. Одним из таких новых локальных долговременных источников в Тихом океане стали с августа 2023 г. штатные сливы накопленных загрязненных тритием вод после аварии в марте 2011 г. на АЭС Фукусима-1 в Японии. Для оценки радиоактивного загрязнения, накладывающегося на «бомбовой» фон, в литературе приводятся значения трития до и после аварии, а также с началом сброса загрязненных вод [1]. Эти данные позволяют выявить степень влияния сливов на тритиевый фон прилегающих океанских вод. Но для оценки соотношений «бомбового» и «поставарийного» трития, поставляемого сливаемыми водами, а также знания суммарного антропогенного загрязнения океана к востоку от Японии, необходимы данные измерений природного «доядерного» тритиевого фона. К сожалению, в литературе таких данных нет.

Первые немногочисленные определения трития в поверхностных водах Тихого и Атлантического океанов в северном полушарии были выполнены в 1952-53 гг., когда наряду с ядерными взрывами были проведены первые испытания термоядерных устройств США и СССР. Бегеман и Либби для октября-декабря 1952 г. представили два определения концентрации трития на поверхности в

Атлантическом океане 1,3 и 2,0 ТЕ и четыре определения в Тихом – 1,0, 1,5, 10,0 и 16,3 ТЕ [2]. В сентябре 1953 г. Бутлар и Либби установили в четырех поверхностных пробах из Атлантического океана содержание трития 0,19, 0,29, 0,55 и 1,6 ТЕ [3]. Минимальные значения (0,19, 0,29 ТЕ), по их мнению, были характерны для открытых вод Атлантического океана, но они не заявляли, что эти уровни трития отражают природный (космогенный) фон океана. Тритий в поверхностном слое Тихого океана в 1953 г. был представлен ими только одной пробой с концентрацией 0,54 ТЕ.

Другая группа исследователей под руководством Джилетти [4] в июле-сентябре 1953 г. на поверхности Атлантического океана в полосе широт 34° с.ш. - 40 ° с.ш. установила в 9 точках содержание трития в диапазоне 0,62–1,5 ТЕ, получив среднее значение в 1,0 ТЕ. Рассматривая на тот момент все имеющиеся данные они [4] пришли к выводу, что это значение соответствует природному уровню фона трития. До 90-х годов прошлого века оно фигурировало в статьях, связанных с использованием трития для изучения гидрологических процессов, несмотря на ранее установленные концентрации трития значительно меньше 1 ТЕ для открытых районов океана, а также модельную оценку природного фона трития для Северной Атлантики в 0,2 ТЕ $\pm 30\%$ [3, 6]. Кроме того, еще в 1961 г. вышла работа Крейга и Лала [5], из которой следовало, что все рассмотренные выше значения концентрации трития в поверхностных водах океанов отражают загрязнение проб «бомбовым» тритием, а природный уровень фона трития остается неизвестен. Заметим, что в последнее десятилетие текущего века получаемые для поверхностных вод океанов северного полушария значения концентраций трития свидетельствуют о правоте Крейга и Лала [5] и указывают на ошибочность принятия в свое время авторами работы [4] значения в 1 ТЕ в качестве уровня природного фона трития.

В 2019 году вышла работа Омса с соавторами [7], в которой проведено обобщение всех имеющихся данных по тритию для вод Мирового океана за период с 1967 по 2016 г. с целью определения глобального распределения концентраций трития, что позволило авторам определить его запасы на 2016 г. с учетом оценки естественного и искусственного вклада в каждый из 23 резервуаров, на которые был разделен весь Мировой океан. На рис.1 представлен

фрагмент схемы резервуаров для Тихого океана из данной статьи, а также фрагмент таблицы 1, в которой приведены запасы трития природного (космогенного) и искусственного (бомбового и промышленного) происхождения для каждого резервуара, а также суммарные их запасы от поверхности до дна.

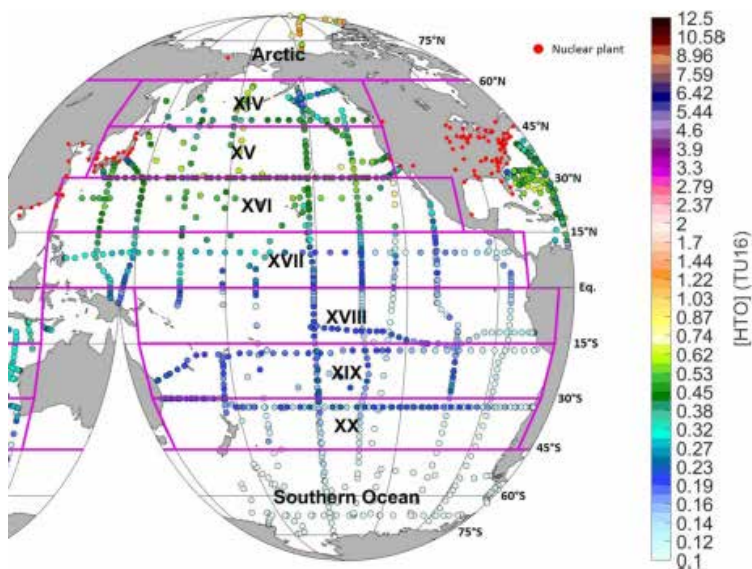


Рис. 1. Выделенные резервуары в Тихом океане и средние концентрации трития с поправкой на распад в слое 0-500 м (в тритиевых единицах ТЕ на 2016 г.) в период с 1967 по 2016 год. Красными кружками показаны атомные электростанции. Фрагмент рисунка из работы [7]

Важнейшей особенностью данной таблицы является возможность на основе приводимых оценок запасов трития в резервуарах установить долю природного трития в его общем запасе. Так интересующий нас район лежит между параллелями 30° с.ш. и 45° с.ш. и обозначен как резервуар под номером XV на рисунке 1. В нем содержится 636 ± 240 ПБк суммарного (антропогенного и природного) трития (колонка 10 в табл. 1) с входящими в него 57 ПБк природного трития. Тогда отношение между природным и суммарным запасами составляет в среднем 0,09, изменяясь в диапазоне $0,065 \div 0,144$. Это отношение, умноженное на среднюю концентрацию трития на поверхности в данном резервуаре в 2016 г.,

Таблица 1. Общий, природный и искусственный запасы трития в Тихом океане от поверхности до дна и средние концентрации трития в слое 0–500 м между 1967 и 2016 годами, скорректированные на радиоактивный распад (в тритиевых единицах TE на 2016 г.) для всех резервуаров, показанных на рис. 1. Фрагмент таблицы из работы Омса с соавторами [7].

Box	Region	Lat _{min} - Lat _{max} Long _{min} - Long _{max}	Box Area ($\times 10^{12}$ m ²)	Box Volume ($\times 10^{15}$ m ³)	Drainage Basin Area ($\times 10^{12}$ m ²) ¹	F _{area}	Yearly natural input (PBq.yr ⁻¹)	[HTO] ± SD (TU16, 500m)	Total Inventory (PBq)	Natural Inventory (PBq)	Artificial Inventory (PBq)
XIV	North Pacific Ocean	45°N – 60°N 128°E – 240°E	9.7	31.7	15	1.18	2.07	0.41 ± 0.16	394 ± 236	36	358 ± 236
XV	North Pacific Ocean	30°N – 45°N 128°E – 240°E	15.6	74.8			3.32	0.48 ± 0.13	636 ± 240	57	578 ± 240
XVI	Sub-Tropical North Pacific Ocean	15°N – 30°N 120°E – 260°E	22.7	105			4.82	0.45 ± 0.17	872 ± 413	83	788 ± 413
XVII	Sub-Equatorial North Pacific Ocean	0°N – 15°N 120°E – 280°E	28.8	124	5	1.05	6.11	0.23 ± 0.17	337 ± 202	106	231 ± 202
XVIII	Sub-Equatorial South Pacific Ocean	0°S – 15°S 150°E – 290°E	24.0	96.8			4.54	0.15 ± 0.09	214 ± 82	78	136 ± 82
XIX	South Pacific Ocean	15°S – 30°S 150°E – 290°E	23.5	87.4			4.46	0.17 ± 0.07	268 ± 113	77	191 ± 113
XX	South Pacific Ocean	30°S – 45°S 150°E – 290°E	20	78.3	/	1.0	3.76	0.15 ± 0.07	271 ± 131	65	206 ± 131
S. Ocean	Southern Ocean	45°S – 90°S 0°W – 360°E	75	199			13.48	0.05 ± 0.04	748 ± 886	233	515 ± 886
TOTAL			353	1268	97	/	78.04 219 g.yr ⁻¹	/	9531 ± 5084 26.8 ± 14 kg	1347 3.8 kg	8184 ± 5084 23.0 ± 14 kg

дает оценку уровня природного фона трития океана. Для получения информации о средней концентрации трития на поверхности в резервуаре XV воспользуемся базой данных Омса [7], из которой следует, что по данным измерений в 30 точках от 133° в.д. до 119° з.д. вдоль 30° с.ш. среднее значение составляет 0,53 ТЕ в 2013 г., а в 2016 г. с учетом распада - 0,45 ТЕ. Отсюда, умножая эту концентрацию (0,45 ТЕ) на значение отношений природного и суммарного запасов трития в данном резервуаре (0,09) получаем значение уровня природного фона трития в 0,04 ТЕ, а при изменении отношений от 0,065 до 0,144 за счет ошибки определения суммарного запаса в резервуаре получаем диапазон значений, в котором находится уровень природного фона трития в резервуаре XV – 0,03-0,06ТЕ.

Для резервуара XIV, расположенного к северу между параллелями 45° с.ш. и 60° с.ш., по данным концентраций трития из работы [7] для 20 точек на поверхности от 46° с.ш. до 58° с.ш. со средним значением в 0.51 ТЕ с учетом распада на 2016 г. диапазон концентраций природного фона трития составляет 0.03-0.12 ТЕ при среднем значении 0.05 ТЕ.

Из работы Омса с соавторами [7] также следует, что уровень природного фона трития на поверхности во всех океанах - Атлантическом, Тихом, Индийском и Южном, за исключением Северного Ледовитого, в среднем меньше 0,1 ТЕ, составляя сотые ее доли, тогда как в Арктическом бассейне может достигать 0.2-0.6 ТЕ. Кроме того, проведенные оценки уровней природного фона трития в северо-западной части Тихого океана показывают, что сформировавшийся на момент слива загрязненных тритиевых вод с АЭС Фукусима-1 антропогенный фон на порядок превышает природный, что существенно отличается от опубликованных ранее оценок.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ТОИ ДВО РАН на 2025 г., темы № 124022100079-4 и № 124022100077-0.

Литература

1. Kaizer J, Hirose K., Povinec P.P. Assessment of environmental impacts from authorized discharges of tritiated water from the Fukushima site to coastal and offshore regions // Preprint. July 2024. DOI: 10.48550/arXiv.2407.18664. License CC BY-NC-SA 4.0.

2. Begemann F., Libby W.F. Continental water balance, ground water inventory and storage times, surface ocean mixing rates and world-wide water circulation patterns from cosmic-ray and bomb tritium // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1957. V. 12. P. 277-296.
3. Buttlar H.V., Libby W.F. Natural Distribution of Cosmic-Ray Produced Tritium. II // *Journal Inorganic and Nuclear Chemistry*. 1955. V. 1. P. 75-91.
4. Giletti B. J., Bazan F., Kulp J.L. The geochemistry of tritium // *Eos Transactions. American Geophysical Union*. 1958. V. 39. P. 807-818.
5. Craig H., Lal D. The Production of Natural Tritium // *Tellus*. 1961. V. XIII. N. 1. P. 85-105.
6. Dreisigacker E., Roether W. Tritium and ⁹⁰Sr in north Atlantic surface water // *Earth and Planetary Science Letters*. 1978. V. 38. P. 301-312.
7. Oms P.-E., Du Bois P.B., Dumas F., Lazure P., Morillon M., Voiseux C., Le Corre C., Cossonnet C., Solier L., Morin P. Inventory and distribution of tritium in the oceans in 2016 // *Science of the Total Environment*. 2019. V. 656. P. 1289-1303.
8. Ostlund H.G., Possnert G., Swift J.S. Ventilation rate of the deep Arctic from carbon 14 data // *Journal of Geophysical Research*. 1987. V. 92. N. C4. P. 3769-3777.

РЕГИСТРАЦИЯ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ НА ЦИФРОВОМ ДИКТОФОНЕ

Тагильцев А.А., Черанев М.Ю., Гончаров Р.А., Швецов Г.П.

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

Наряду с применяемыми в практике океанологических наблюдений стандартными методами, реализуемыми с использованием специализированной измерительной аппаратуры, для получения более качественной и полной информации о среде требуются автономные приборы, обеспечивающие возможность мониторинга гидрофизических характеристик в ключевых точках акваторий. Возможность сетевой организации их применения в морских экспериментах на больших площадях или протяженных акустических трассах, предполагает необходимость решения вопроса о снижении себестоимости, как самих приборов, так и процесса постановки их в море. В последние годы наблюдается растущий спрос на недорогие, энергоэффективные и многофункциональные акустические и гидрофизические устройства, обеспечивающие в натурных экспериментах и мониторинге среды сбор данных без потерь [1–3].

В настоящее время хранение информации в автономных измерительных системах реализуется, как правило, применением микросхем твердотельной памяти (ППЗУ) или функционально законченных устройств на основе микросхем ППЗУ. Весьма эффективны для небольших объемов и невысокой скорости записи микросхемы флэш-памяти. Они имеют небольшую стоимость и просты в использовании. Микросхемы флэш-памяти NAND, основной технологии которых является полевой транзистор с плавающим затвором, позволяют в одной ячейке хранить до 4 бит данных, при этом флэш-память NAND обеспечивает высокую скорость чтения и записи (десятки Мбайт/с), а также большой объем памяти (порядка Гбайт). Вместе с тем, использование одиночных микросхем связано со значительными трудозатратами разработчика: организация бесконфликтной процедуры запись/чтение, локализа-

цию «битых» страниц и пр. [4]. Устройства на основе энергонезависимой флэш-памяти NAND широко используются в бытовой электронике - в таких гаджетах, как цифровые камеры, смартфоны, планшеты и ноутбуки. В автономных комплексах, как правило, используют SD-карты с флэш-памятью по технологии NAND. Однако, при всех достоинствах этого метода хранения данных - высокая скорость записи, большая емкость - надежность работы SD-карты довольно низкая, особенно в условиях наличия агрессивной среды при выполнении работ в море.

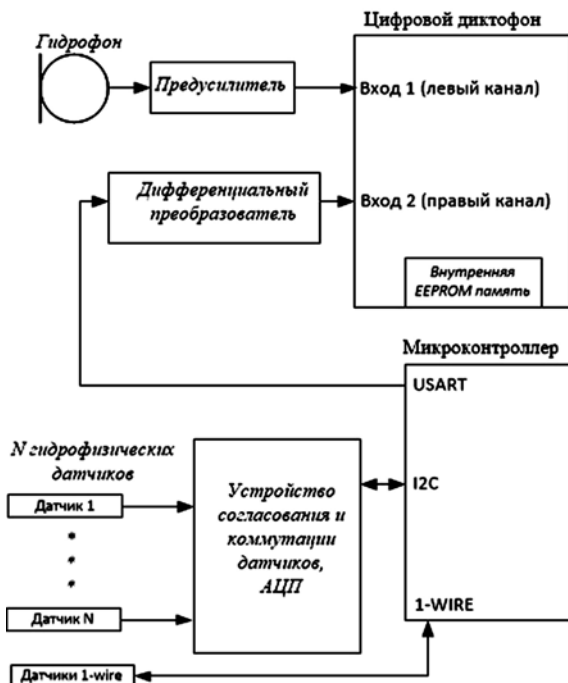
В ТОИ ДВО РАН разработан образец автономного регистратора с использованием в составе готовых электронных блоков, в котором запись данных осуществляется на цифровой диктофон. Перед авторами стояла задача записи и хранения аудио и гидрофизических данных на одном запоминающем устройстве в экспериментах с постановкой прибора на глубинах шельфа [5]. Технический результат - расширение функциональных возможностей автономного гидроакустического регистратора с цифровым диктофоном при одновременном упрощении конструкции и стоимости изготовления - реализован на базе бюджетного варианта диктофона, когда на отдельные каналы выполняется запись и акустической, и гидрофизической информации. На рис.1 приведена структурная схема автономного регистратора, на которой показан канал записи гидрофизических данных на цифровой диктофон, однако, аналогичный канал, при необходимости, может быть подключен также к другому входу вместо гидрофона.

Подключение гидрофизических датчиков к входам АЦП производится через устройства согласования для выравнивания входных/выходных импедансов и цепи аналоговой коммутации. Значения датчиков оцифровываются 16-разрядным АЦП и посредством микроконтроллера 16-разрядные значения датчиков преобразуются в последовательный 8-битный код, соответствующий стандарту UART (NRZ-код).

Дифференциальный преобразователь убирает постоянную составляющую этого кода, и полученная последовательность записывается на второй канал диктофона (рис. 2).

Следует заметить, что, ограничения на количество подключаемых дополнительных гидрофизических датчиков связаны только с организацией работы выбранного аналого-цифрового преобра-

Рис. 1. Структурная схема автономного регистратора с цифровым диктофоном



зователя – количеством входов АЦП, количеством каналов в аналоговом коммутаторе. Также в данном варианте есть возможность подключения серии гидрофизических датчиков с однопроводной организацией аппаратного интерфейса непосредственно к микроконтроллеру (например, далласовские датчики температуры). Проблема межканального влияния на акустический канал решается выбором уровня сигнала информационного гидрофизического потока – минимально низким, но достаточным для его последующего декодирования, например соотношение сигнал/шум может быть в

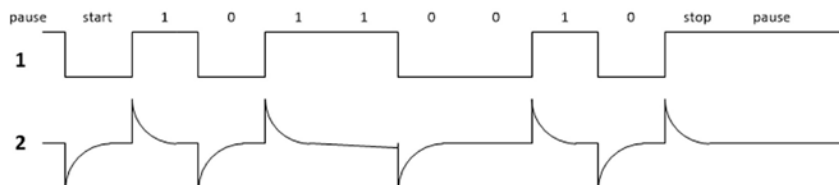


Рис. 2. Эпюры, поясняющие работу дифференциального преобразователя, где: 1- NRZ-код, 2 – запись на дорожке диктофона

области 10 дБ. Также важен выбор модели цифрового диктофона с малым межканальным взаимодействием - у современных диктофонов этот параметр находится на уровне -80дБ. Достоинством данного технического решения является отсутствие внешней SD-карты – вся необходимая информация записывается во внутреннюю память диктофона. Синхронизация информационных потоков происходит в момент включения/выключения питания.

Способы декодирования записанной гидрофизической информации можно разделить на два типа: аппаратный и программный. Аппаратный способ заключается в повторном пропуске записи через устройство, содержащее компаратор, генератор, схему сравнения, драйвер линии и восстанавливающее последовательный код, готовый для подачи на СОМ-порт компьютера. Программный способ реализует функционалы, описанные выше на языке программирования. Очевидным достоинством данного метода является гибкость и точность настройки виртуальных функционалов,

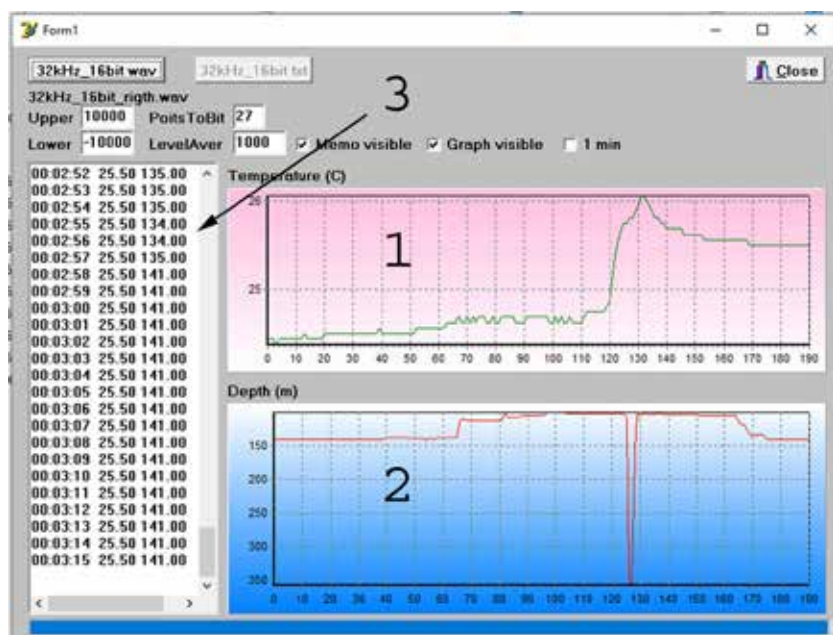


Рис. 3. Скриншот программы, декодирующей гидрофизические данные, где: 1 – графическое представление хода температуры, 2 – изменение глубины (код), 3 – таблица численных значений температуры и глубины (код)

он применим ко всем типам цифровых данных и скорость декодирования зависит только от возможностей ПК. На рис. 3 приведен скриншот одной из программ, производящих декодирование файла, записанного диктофоном в формате WAV.

Разработанный и реализованный в составе автономного регистратора канал записи на диктофон цифровых данных, получаемых от датчиков различного назначения, позволяет получить и сохранить комплекс исходной информации, используемой для гидрофизической аттестации акваторий, а также для совершенствования применяемых численных и имитационных моделей условий распространения звука на акустических трассах.

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы «Разработка методологии исследования сложных акустических систем и сред», регистрационный номер: 124022100075-6.

Литература

1. Rong Wang, Yuehai Zhou, Xiaoyu Yang, Feng Tong and Jianming Wu. Design and Implementation of a Multi-Function Hydrophone for Underwater Acoustic Application // J. Mar. Sci. Eng. 2023. 11(11). 2203. <https://doi.org/10.3390/jmse11112203>.
2. Дмитриев К.В. Разработка и испытания распределенной системы регистрации гидроакустических сигналов // XXXII сессия Российского акустического общества, Москва, 14-18 октября 2019 г. С. 367-372.
3. Пивоваров А.А., Ярошук И.О., Долгих Г.И., Швырев А.Н., Самченко А.Н. Автономный акустический регистратор и его применение в составе гидрофизического комплекса // ПТЭ 2021. № 3. С. 123-128.
4. <https://www.micro-semiconductor.com/datasheet/e4-MT29F8G08AAAWP-A-TR.pdf>.
5. Тагильцев А.А., Черанев М.Ю., Гончаров Р.А. Автономный гидроакустический регистратор // Подводные исследования и робототехника. 2022. № 4 (42). С. 89-94.

СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ ТЕХНИЧЕСКИХ И МЕТОДИЧЕСКИХ СРЕДСТВ МОНИТОРИНГА ДИНАМИКИ ГЕОСРЕД

Терешкин А.А., Аникин П.А., Мигунов Д.С., Рассказов М.И.

*Институт горного дела – обособленное подразделение ХФИЦ ДВО РАН
(ИГД ДВО РАН), г. Хабаровск
andrey.tereshkin@bk.ru*

Современные подходы в области мониторинга динамики геосред включает в себя разработку все более эффективных и достоверных методов регистрации и анализа основных физико-механических параметров исследуемых объектов [1]. Среди основных, выделяются прочностные, деформационные, а также акустические параметры на основании исследования, которых, возможен заблаговременный прогноз и предотвращение последствий аварий, в том числе на особо опасных объектах.

Разработка технических и программных средств мониторинга природных и техногенных объектов, является основным направлением лаборатории геомеханики ИГД ДВО РАН. К основным разработкам по данному направлению относятся:

- акустическая система контроля горного давления (АСКГД) «Prognoz-ADS», позволяющая производить акустический мониторинг объектов с выдачей прогнозных оценок динамики развития очаговых зон, формирующихся при повышенном горном давлении [2];

- прибор локального контроля удароопасности «Prognoz-L» и «Prognoz-L2» проводит оценку акустической активности участков массива горных пород [3];

- система лазерного деформометра «Prognoz-D» регистрирует длинноволновые региональные колебания горного массива и проводит статистический анализ изменений деформаций в заданном периоде времени [4];

- лабораторная система исследования акустических и деформационных параметров «Prognoz-Lab» позволяет производить комплексные испытания и изучение поведения образцов пород ис-

следуемого месторождения с моделированием параметров их природного залегания;

– комплекс программных средств регистрации, обработки и анализа акустических данных «GeoAcoustics», «GeoControl», «GEOACOUSTICS3DVIEU», «GEOACOUSTICS M» «GEOFILTRATION» [5] позволяет производить обработку и анализ зарегистрированных АЭ событий, расчет показателей степени удароопасности, выдачу прогнозных оценок и миграции напряжений в виде графиков, карт, 3D моделей.

За 2 года работы лаборатории, разработанные системы и средства претерпели ряд изменений, направленных на повышение достоверности регистрации событий, повышение эффективности обработки данных с применением алгоритмов машинного обучения, совершенствования критериев оценки геодинамического состояния посредством проведения комплексного анализа природных и лабораторных данных.

Среди основных этапов модернизации АСКГД «Prognoz-ADS» выделяется:

- Разработка модели интеллектуального анализа для автоматической фильтрации техногенных сигналов;
- Разработка алгоритмов для автоматизации процессов выделения и визуализации акустически активных зон, триггерных событий, афтершоков и др., регистрируемых в процессе проведения сейсмоакустического мониторинга

Модернизация «Prognoz-L2»:

- Разработка и программная реализация алгоритмов выделения и сохранения в базы данных отдельных импульсов АЭ из звуковой дорожки флас прибора «Prognoz-L2»;
- Разработка системы дистанционного управления прибором локального контроля удароопасности при помощи программы «PROGNOZ-L2-REMOTE»

Модернизация программных средств:

- Доработка программы «GEOACOUSTICS-3DVIEW» по со-
вмещению результатов измерения прибора «Prognoz-L2» с 3D моделью объекта мониторинга;

Так же в 2024 году была разработана пилотная версия лабораторной акустической системы «Prognoz-Lab» работающая в комплексе с установкой АСИС СПЕЦ ГЕОТЕК, позволяющий

единовременно проводить прочностные, деформационные и акустические испытания образца в режиме осесимметричного сжатия.

Разработанные и модернизированные средства мониторинга успешно применяются на месторождениях Дальнего Востока, Забайкалья, Сибири, Кольского полуострова, ближнего зарубежья, отрабатываемых подземных и открытых способом. Алгоритмы выделения и анализа импульсов АЭ, а также оценочные критерии адаптированы под горные породы склонные к хрупкому разрушению. Анализ научных исследования с применением метода акустической эмиссии показал, что данный подход имеет довольно широкое применение в области изучения геофизических, химических и механических процессов переходных зон [6-11]. Таким образом, применение и адаптация разработанных технических средств и методов акустического и деформационного анализа возможна, для процессов, имеющих физическую волновую характеристику.

Литература

1. Рассказов И.Ю., Федотова Ю.В., Сидляр А.В., Потапчук М.И. Анализ проявлений техногенной сейсмичности в удароопасном массиве пород Николаевского месторождения // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2020. № 11. С. 46-56.
2. Rasskazov M., Tereshkin A., Tsoi D. [et al.]. Research of the formation of zones of stress concentration and dynamic manifestations based on seismoacoustic monitoring data in the fields of the Kola Peninsula // E3S Web of Conferences: 8, Khabarovsk, 08–10 сентября 2020 года. Khabarovsk, 2020. P. 01009.
3. Терешкин А.А., Мигунов Д.С., Аникин П.А. [и др.]. Оценка геомеханического состояния удароопасного массива горных пород по данным локального геоакустического контроля // Проблемы недропользования. 2017. № 1(12). С. 72-80.
4. 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, Москва, 25–29 июня 2018 года. Москва: Институт проблем комплексного освоения недр РАН, 2018. С. 136-139.
5. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2023667159 Российская Федерация. GeoFiltration: № 2023665959: заявл. 28.07.2023; опубл. 10.08.2023 / А.В. Константинов, А.П. Грунин, А.В. Сидляр; заявитель Федеральное государственное учреждение науки Хабаровский федеральный исследовательский центр Дальневосточного отделения Российской академии наук.

6. Dolgikh G.I., Dolgikh S.G., Pivovarov A.A. [et al.]. A hydroacoustic system that radiates at frequencies of 19–26 Hz // *Instruments and Experimental Techniques*. 2017. Vol. 60. No. 4. P. 596-599.
7. Alekseev A.V., Valentin D.I., Dolgikh G.I. [et al.]. Registration of infragravity waves at the hydrosphere-lithosphere boundary using coastal laser strainmeter // *Doklady Earth Sciences*. 2003. Vol. 389. No. 2. P. 291-293.
8. Буланов А.В. Ультразвуковая лазерно-искровая спектроскопия для оперативного анализа химических элементов в морских акваториях // *Подводные исследования и робототехника*. 2023. № 4(46). С. 70-77.
9. 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.
10. Черных Д.В. Разработка методов и программных средств акустического зондирования водной толщи и дна океана в зонах разгрузки метана: специальность 25.00.28 «Океанология»: диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук / Черных Денис Вячеславович, 2014. 167 с.
11. Купцов А.В. Исследование сейсмоакустических сигналов камчатских землетрясений с использованием векторных гидроакустических приемников // *Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений, село Паратунка, Камчатский край, 14–19 августа 2001 года. село Паратунка, Камчатский край: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт космических исследований и распространения радиоволн Дальневосточного отделения Российской академии наук*, 2001. С. 60-61.

СКОРОСТЬ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ, ПРИРОДА ВАРИАЦИЙ

Тимофеев А.В., Тимофеев В.Ю.

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
г. Новосибирск
timofeevav@ipgg.sbras.ru*

Исследование скорости вращения Земли имеет теоретическое и практическое значение. Данные о природе этого явления используются при построении теории эволюции Земли, определения времени появления и вариациях уровня океанов. С практической точки зрения точные геофизические измерения требуют учёта эффектов, связанных с вариациями скорости вращения Земли. Изменение скорости вращения возникает при изменении момента инерции, связанного с перемещением масс по поверхности Земли или в её атмосфере. Причинами вариаций угловой скорости вращения Земли являются погодные и климатические явления, приливное влияние Луны, Солнца и планет, а также глобальные геодинамические процессы, происходящие внутри Земли. Замедление скорости вращения Земли связывают, в основном, с диссипацией энергии в океанах. Известно, что изучение вариаций скорости возможно разными методами, от палеонтологии до астрономии и космической геодезии. Мощный импульс экспериментальному изучению феномена связан с развитием длинно-базисной радио-интерферометрии, с использованием сигналов от квазаров (VLBI метод). Этот метод позволяет на порядок и больше повысить точность измерений параметров вращения Земли. Существуют расхождения оценок вариаций скорости, полученных геологическими, астрономическими и геофизическими методами. Остаются вопросы в геофизике и океанологии, они касаются природы многолетней диссипации энергии в океанах и глубоких недрах Земли. Значительный прогресс достигнут в изучении короткопериодных вариаций. Они связаны с земными приливами (рис. 1), течениями и вариациями уровня мирового океана, сезонными климатическими изменениями и катастрофическими землетрясениями.

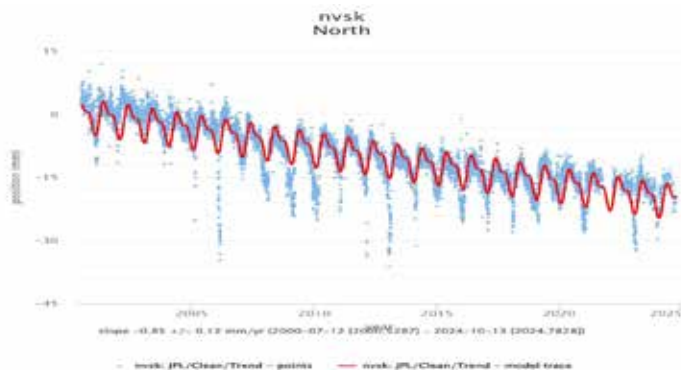


Рис. 1. Приливные вариации широтного смещения пункта Новосибирск (NVSK) и модельные вариации в мм, плитная скорость смещения на юг - 0.85 ± 0.12 мм/год соответствует модели ITRF 2014 для Евразийской тектонической плиты. Период наблюдений с 12.07.2000 г. по 13.10.2024 г.

Интересные данные о вековом замедлении скорости вращения дают палеонтологические данные по морским беспозвоночным. Исследование циклических наслоений, вызванных приливным влиянием на седиментацию в позднем протерозое (650 миллионов лет назад) показали, что день в ту эпоху составлял 21,9 часа, а год, соответственно, 400 ± 7 дней [1]. Изучение движения Луны в долготе астрономическими методами за 2000 лет показывают, что при вращении Земля теряет энергию, а за 100000 лет день стал длиннее на 2 секунды. Оценки времени полной фазы солнечных затмений при постоянной скорости вращения и сравнение с результатами, полученными в античные времена, показали отличие в долготе, которое увеличивается как квадрат времени (разность в 4 часа за 2000 лет) [1]. В таких построениях используются китайские, египетские, греческие и вавилонские материалы, а в результате создаются линейные и степенные модели вариаций [2–4]. Для изучения изменений скорости вращения Земли проанализированы сборники записей древних и средневековых затмений в период с 720 г. до н.э. по 1600 г. н.э., а также лунных покрытий звезд в 1600–2015 гг. н.э. Обнаружено, что скорость вращения отклоняется от равномерности, так что изменение длины среднего солнечного дня (LOD) увеличивается со средней скоростью $+1,8$ миллисекунд (мс) за столетие. Это значительно меньше скорости, прогнозируемой на

основе приливного трения, которая составляет +2,3 мс за столетие. Помимо, этого линейного изменения LOD, существуют колебания этого значения во временных масштабах от десятилетий до столетий. Есть некоторые признаки колебаний продолжительности дня с периодом примерно 1500 лет.

Замедление скорости вращения Земли связано с приливным трением, т.е. при приложении приливных сил в океанах, существуют потери энергии за счет вихревой диссипации, трения и приливов. Известны два подхода к оценке приливной диссипации в системе Земля-Луна - геофизический и астрономический. Геофизический рассматривает энергетический вклад от приливных течений, трение о дно по котидальным картам, оценка моментов по компоненте восток-запад – приливная сила на приливную высоту. Во-первых, на основании современных результатов сейсмологии мы сейчас представляем, что диссипация за счет неупругости тела Земли очень мала и дает только несколько процентов в общий бюджет энергии системы [1, 3, 4], поэтому объяснение надо искать в количественных оценках эффектов океанов и, вероятно, во взаимодействии океан-земля. Тем не менее, вихревая диссипация связана с турбулентностью, рожденной теплом, но диссипация из-за молекулярного вязкого трения - это потери тепла на дне океанов, а не вклад в замедление вращения Земли. Физические процессы взаимодействия Луны с твердой Землей посредством океанических приливов можно описать следующим образом. В то время, как лунные гравитационные силы растягивают Землю, а океанические приливы движутся вокруг несинхронно, океаны приспособляются к приливному искажению океанического дна, изменению вращения Земли с их приливным донным давлением. Фактически, средний уровень работы океанического приливного донного давления почти полностью соответствует энергии, достигаемой по наблюдаемому замедлению вращения. Согласно физическим принципам, изменения сопровождаются приливным трением и, следовательно, затратами энергии в тонком турбулентном пограничном слое океанического дна.

В астрономии проводится оценка скорости замедления вращения Земли по изменениям орбиты Луны и искусственных спутников Земли, что показывает более высокую сумму энергии по приливным искажениям и замедлению вращения (около 3 тера-

ватт), чем геофизические оценки (около 1,8 тераватт). Используя величину замедления скорости вращения Земли (2 миллисекунды в столетие), полученную различными способами от изучения древних затмений Солнца до современной локации Луны (рис. 2), проведены оценки диссипации для различных приливных моделей мирового океана и различных способах расчёта. В последние десятилетия, с повышением точности определений и новой информации о процессах в атмосфере и океанах, появилась экспериментальная возможность рассмотреть вариации скорости на коротких периодах. Так, более подробно анализируются вариации на периодах от года до столетия. Эти вариации связаны с изменениями

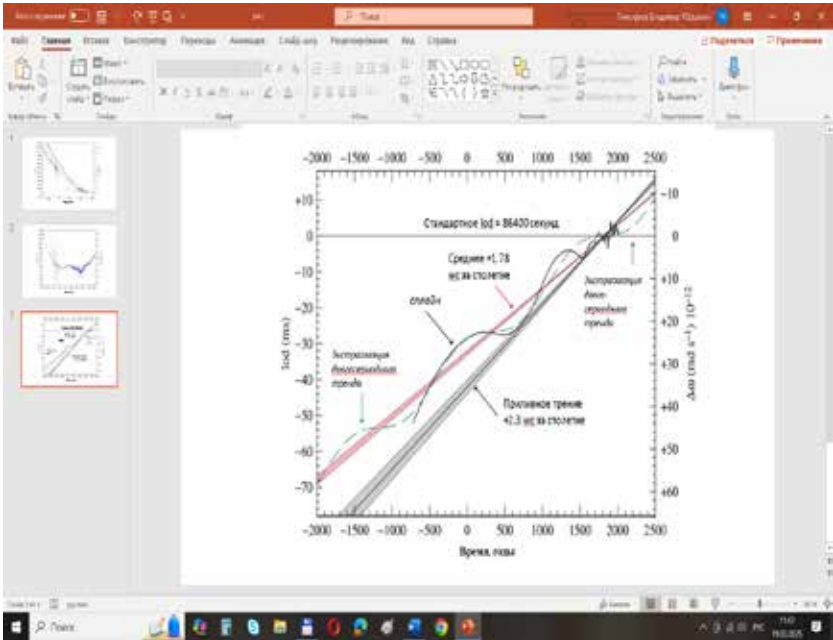


Рис. 2. Изменение замедления вращения Земли с -2000 года по 2500 год [1]. Красная полоса линейный тренд - среднее значение из данных измерений: $+ 1,78 \pm 0,03$ миллисекунды в столетие, которое соответствует ускорению: $- 4,7 \pm 0,1 \times 10^{-22}$ радиан/сек⁻². Серая полоса показывает изменения, соответствующие приливному трению: $+ 2,3 \pm 0,1$ миллисекунды в столетие, соответствующее: $- 6,2 \pm 0,4 \times 10^{-22}$ радиан/сек⁻². Чёрная и зелёная кривые построены по разным моделям экстраполяции экспериментальных данных. Вертикальная шкала слева в миллисекундах (мс)

момента инерции Земли, вызванными сезонными перемещениями в атмосфере. Также вариации скорости вращения могут быть связаны с глобальным потеплением, появлением крупных течений в океанах и изменением уровня мирового океана, диссипацией энергии в мантии Земли и сильнейшими землетрясениями мира [5–7]. Поправки за вариации скорости вращения можно рассчитать (например, для высокоточных гравиметрических и геодезических измерений), используя информацию международного центра по вращению Земли.

Работа выполнена в рамках проекта НИР ИНГГ СО РАН номер FWZZ-2022-0019.

Литература

1. Stephenson F.R., Morrison L.V., Hohenkerk C.Y. Measurements of the Earth's rotation: 720 BC to AD 2015 // *Proc. R. Soc.* – 2016. - A 472:20160404. <http://dx.doi.org/10.1098/rspa.2016.0404>.
2. Парийский Н.Н., Кузнецов М.В., Кузнецова Л.В. О влиянии океанического прилива на вековое замедление вращения Земли // *Известия АН СССР, сер. Физика Земли*. 1972. № 2. С. 50-55.
3. Williams E. Tidal Rhythmites: key to the history of the earth's rotations and the lunar orbit // *J. Phys. Earth*. 1990. 38. P. 475-491.
4. Holme R., de Viron O. Characterization and implications of intradecadal variations in length of day // *Nature*. 2013. 499. P. 202-204. doi: 10.1038/nature 12282.
5. Adhikari S., Ivins E.R. Climate-driven polar motion: 2003-2015. *Sci. Adv.* 2, e1501693 (2016).
6. Xu Changyi and Sun Wenke. Co-seismic Earth's rotation change caused by the 2012 Sumatra earthquake // *Geodesy and Geodynamics*. 2012. 3(4). P. 28-31.
7. Xu C., Sun W., Zhou X. Effects of Huge Earthquakes on Earth Rotation and the length of Day Terr. // *Atmos. Ocean. Sci.* 2013. Vol. 24. No. 4. Part 1. P. 649-656.

**ВРЕМЕННЫЕ МАСШТАБЫ ИЗМЕНЧИВОСТИ
НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ПОДНЯТИЯ ЯМАТО
ЯПОНСКОГО МОРЯ
(ПО ДАННЫМ АВТОНОМНОЙ БУЙКОВОЙ СТАНЦИИ)**

**Трусенкова О.О.¹, Лобанов В.Б.¹, Ладыченко С.Ю.¹,
Каплуненко Д.Д.¹, Чанг К.И.²**

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

²*Институт океанографии Сеульского национального университета,
г. Сеул, Республика Корея
trolia@poi.dvo.ru*

В ходе выполнения международных программ по изучению Японского моря в 1990-х гг. исследовалась циркуляция глубинных вод Японского моря [1], в частности, были зарегистрированы внутрисезонные колебания (30–50 сут) в южной части моря, объясненные распространением топографических волн Россби вдоль склонов котловин [2,3]. Целью нашей работы является статистический анализ внутригодовой изменчивости характеристик промежуточных и глубинных вод в центральной субарктической части моря на северо-западном склоне поднятия Ямато по уникальным, продолжительностью около года, данным глубоководной автономной буйковой станции (АБС).

Российско-корейская АБС была установлена в точке с координатами 40,21° с.ш., 133,77° в.д. в период 21.04.2014–12.04.2015, глубина места составляла 2050 м. Схема АБС представлена на рис. 1а, описание приборов и характеристик данных приведены в табл. 1. Ниже анализируется изменение температуры воды, глубины расположения и угла наклона приборов, полученные по данным АБС. Для анализа также используются результаты СТД-съемок, выполненных в исследуемом районе при постановке и подъеме АБС в рейсах №№ 66 и 69 НИС «Академик Лаврентьев». Для оценки поля течений используются ежедневные данные спутниковой альтиметрии с четвертьградусным пространственным разрешением с портала CMEMS (<https://marine.copernicus.eu>). К анализу привлекаются изображения поверхности Японского моря в инфракрасном (ИК) диапазоне, полученные с искусственных спутников

Земли серии NOAA в Центре регионального спутникового мониторинга окружающей среды ИАПУ ДВО РАН (<http://satellite.dvo.ru/>).

Таблица 1. Приборы и характеристики данных

Уровень	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7
Прибор	SBE37IM	SBE37IM	SBE39	SBE39	S4AD	S4AD	SBE37IM
Глубина, м	200	261	306	347	1551	2002	2003
Дискретность измерений, ч	0,5	0,5	0,5	0,5	1	1	0,5
Используемые параметры	D, T	D, T	D, T	D, T	D, Tlt	D	T

Обозначения: D – глубина, T – температура, Tlt – наклон прибора.

Температура в промежуточном слое (рис. 1б) изменяется синхронно на всех уровнях (L1-L4), уменьшаясь с глубиной: парные коэффициенты корреляции составляют 0,83–0,90. На уровнях L1–L4 и L7 линейные тренды температуры за период 0–305 сут составили 0,279, 0,163, 0,122, 0,102 и 0,018 °C/год соответственно (последний период измерений со значительными аномалиями температуры мог бы заметно исказить тренд и поэтому был исключен, а тренды пересчитаны на год). По данным буев Арго за 2009–2018 гг. тренд температуры на глубине 400 м к северу от поднятия Ямато был оценен как 0,00172 °C/год [4], что на два порядка величины меньше оценки для уровня L4. Тренд придонной температуры в районе к северо-западу от поднятия Ямато за последние 10 лет оценен как 0,0016 °C/год за последние 10 лет [5], что на порядок меньше тренда для L7. Таким образом, полученные тренды, скорее всего, представляют собой дрейф датчиков температуры АБС. STD-съемки апреля 2014 и 2015 гг. показывают, что пространственная изменчивость в этом районе на глубинах до 350 м превышает временную, что можно объяснить влиянием синоптических вихрей. Это проявляется в значительных синхронных короткопериодных изменениях температуры воды (рис. 1б).

Вейвлет-спектры температуры промежуточного слоя показывают стабильные по времени максимумы со средними периодами 45, 68 и 94 сут, которые значимы в тот период времени, когда они свободны от краевых эффектов (см. пример для L2 на рис 1в). В

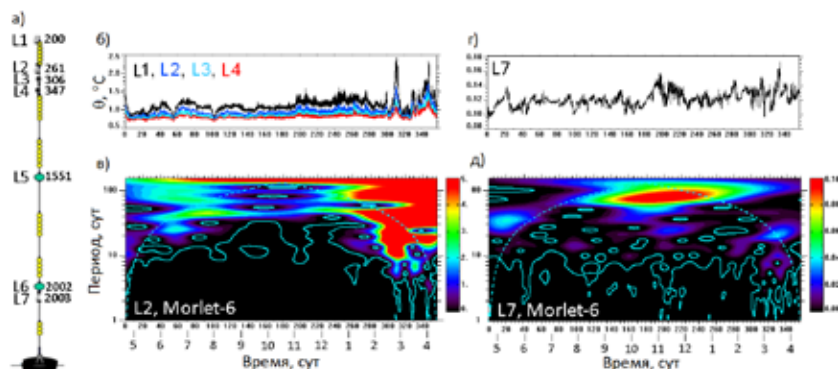


Рис. 1. Схема постановки АБС (а), температура (°C) на уровнях L1–L4 (б), вейвлет-спектр ((°C)²) температуры на уровне L2 (в), потенциальная температура (°C) на уровне L7 (г) и ее вейвлет-спектр ((°C)²; д); на (а) приведены средняя глубины приборов (м), на спектрах показан 90%-й уровень статистической значимости по отношению к красному шуму; пунктиром очерчены области, свободные от влияния краевых эффектов; здесь и на рис. 2 цифры показывают начало месяца

вейвлет-спектре потенциальной температуры в придонном слое (на уровне L7; рис. 1г) наибольшая мощность сосредоточена в диапазоне 60–120 сут, с максимумом на 78 сут (рис. 1д). Колебания температуры с периодами 70–80 сут уже были зарегистрированы над склоном у побережья Приморья [6]. Стабильность этих колебаний в течение периода наблюдений позволяет связать их с топографическими волнами Россби, подобными зарегистрированным в южной части моря [2,3]. Можно полагать, что три максимума промежуточного слоя слились в обширный глубинный максимум (ср. рис. 1в и 1д), вероятно, из-за усиления шума.

Неожиданным оказалось изменение глубины приборов: с начала наблюдений до середины февраля 2015 г. отмечался подъем на 3,5 м (рис. 2а, б), что превышает погрешность измерений (0,1% от давления) и может быть связано с дрейфом датчиков [7]. В первой декаде ноября 2014 г., в конце февраля – начале марта и в начале апреля 2015 г. произошли три события кратковременного заглубления приборов на 2–3 м, что происходило согласованно на всех уровнях: парные коэффициенты корреляции равны 0,99 для L1–L4, а изменения глубины для L5, где шум препятствует количественному анализу, качественно подобны (рис. 2а, б). Вероят-

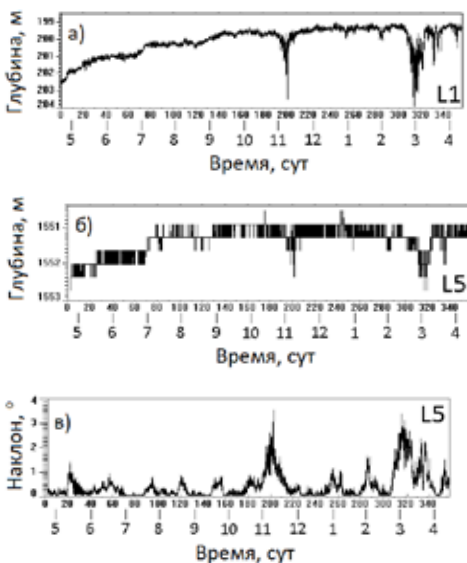


Рис. 2. Глубины (м) приборов на уровнях L1 (а) и (б) и наклон прибора (град.) на уровне L5 (в)

ной причиной изменений глубины приборов является отклонение троса от вертикали за счет интенсивных течений, что подтверждается показаниями датчика наклона на уровне L5, согласованными с колебаниями глубины приборов (рис. 2в). В придонном слое (уровень L6; 2002 м) подобных колебаний глубины прибора не наблюдалось.

События заглубления приборов происходили через 2–4 сут после значительных положительных аномалий температуры в промежуточном слое на уровнях

L1–L4 (рис. 3), которые можно связать с прохождением синоптических вихрей. Пример такого вихря 6–7 апреля 2015 г. приведен на рис. 4 по данным спутниковой альтиметрии и ИК-изображению. Данные АБС показывают, что мощность этого вихря составляла как минимум 1550 м (глубина L5). Во время этих событий наблюдались значительные внутрисуточные колебания глубины на периодах, близких к инерционному (рис. 3), что можно связать с интен-



Рис. 3. Глубина (м, синие линии, левая ось ординат) и температура (°C, красные линии, правая ось ординат) на уровне L1 в периоды 2–9.11.2014 (а), 20.2–6.3.2015 (б), 2–10.4.2015 (в)

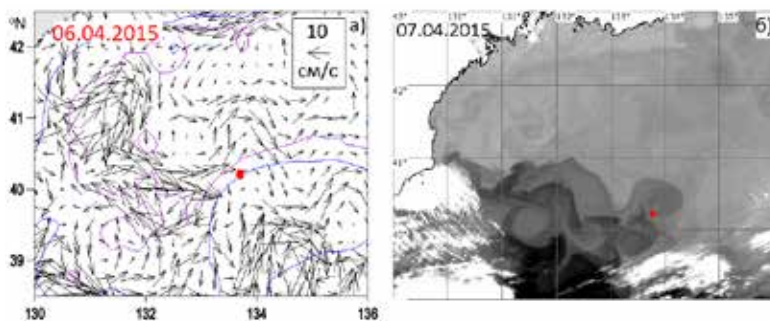


Рис. 4. Поверхностные течения (см/с) по альтиметрическим данным (а) и ИК-изображение со спутника NOAA (б); положение АБС показано красной точкой, показаны изобаты 2000 и 3000 м (синей и розовой линиями соответственно, а); более темный тон соответствует более теплым водам, берег и облачность показаны белым (б)

сификацией квазиинерционных движений внутри синоптических вихрей, ранее наблюдавшемся в юго-западной части Японского моря [8].

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы ТОИ ДВО РАН № 124022100079-4.

Литература

1. Senjyu T., Shin H.-R., Yoon J.-H., et al. Deep flow fields in the Japan/East Sea as deduced from direct current measurements // Deep Sea Research II. 2005. V. 52. N. 11-13. P. 1726-1741.
2. Shin J., Noh S., and Nam S. Intraseasonal Abyssal Current Variability of Bottom-Trapped Topographic Rossby Waves in the Southwestern East Sea (Japan Sea) // Front. Mar. Sci. 2020. V. 7. Art. no. 579680.
3. Senjyu T. Local Topographic Rossby Modes Observed in the Abyssal Sea of Japan // J. Phys. Oceanogr. 2023. V. 53. P. 2393-2417.
4. Senjyu T. Changes in mid-depth water mass ventilation in the Japan Sea deduced from long-term spatiotemporal variations of warming trends // Front. Mar. Sci. 2022. V. 8. Art. No. 766042.
5. Лобанов В.Б., Сергеев А.Ф., Марьина Е.Н. и др. Исследование состояния и изменчивости вод северо-западной части Японского моря в осенне-зимний период в 62-м рейсе НИС “Академик Опарин” // Океанология. 2021. Т. 61. № 5. С. 838-840.
6. Трусенкова О.О., Островский А.Г., Лазарюк А.Ю., Лобанов В.Б. Эволюция термохалинной стратификации северо-западной части Японского моря: синоптическая изменчивость и внутригодовые колебания // Океанология. Т. 61. № 3. С. 366-376.

7. Polster A., Fabian M., Villinger H. Effective resolution and drift of Paroscientific pressure sensors derived from long-term seafloor measurements // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2009. V. 10. N 8. Art. no. Q08008.
8. Noh S., Nam S. Observations of enhanced internal waves in an area of strong mesoscale variability in the southwestern East Sea (Japan Sea) // *Sci Rep*. 2020. V. 10. P. 9068.

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ ОТРАЖАЮЩИХ СВОЙСТВ ПОВЕРХНОСТИ ВНУТРЕННЕГО ЯДРА ЗЕМЛИ

Усольцева О.А., Овчинников В.М.

*Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского
Российской академии наук, г. Москва
kriukova@idg.ras.ru*

Физические процессы, происходящие в области перехода внутреннее - внешнее ядро Земли, обсуждаются в геофизическом сообществе на протяжении последних двух десятилетий, и подчеркивается важность этих процессов в эволюции и динамике магнитного поля Земли. Одним из наиболее надежных способов определения физических параметров поверхности внутреннего ядра (ICB) является изучение волн, отраженных от поверхности внешнего и внутреннего ядра (РсР и РKiКР) на малых расстояниях. Траектории лучей этих волн показаны на рисунке 1а. Примеры обрабатываемых при проведении исследования сейсмограмм волн РсР и РKiКР представлены на рисунке 1б,в.

Для анализа использованы данные более 1300 трасс источник-приемник из 23 регионов, расположенных в разных частях

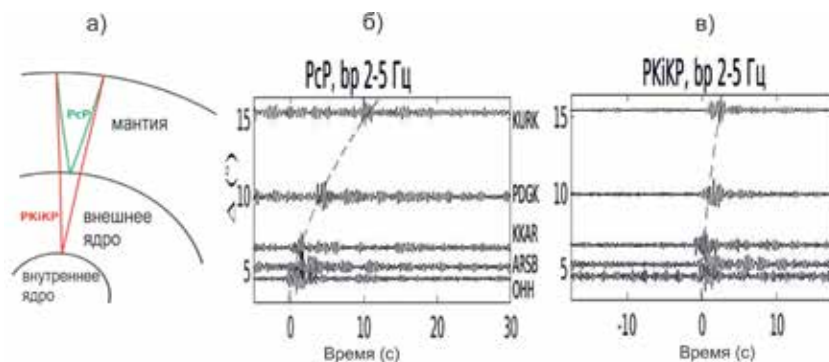


Рис. 1. а) - схема лучей волн РсР и РKiКР для эпицентрального расстояния 10° , б) и в) - отфильтрованные вертикальные компоненты сейсмических записей волны РсР (б) и РKiКР (в) от Памиро-Гиндукушского землетрясения 8 августа 2019 г, зарегистрированного на сейсмических станциях в Казахстане и Киргизии

земного шара, с точками отражения волн РсР и РKiКР между широтами 30°S-60°N. Ранее в [1] на основе изучения дифференциальных невязок времен пробега этих волн $DDT = (t_{\text{РKiКР}} - t_{\text{РсР}})_{\text{эсп}} - (t_{\text{РKiКР}} - t_{\text{РсР}})_{\text{мод}}$ ($t_{\text{РKiКР}}$ — время пробега волны РKiКР, $t_{\text{РсР}}$ — время пробега волны РсР, индекс *эсп* означает экспериментальные значения, индекс *мод* — измеренные в стандартной модели ak135 [2]) было установлено существование в верхней части внутреннего ядра двух крупных областей с латеральным масштабом 2000–2500 км с границей раздела (зоной перехода) в интервале 40–75°E. В этих крупномасштабных структурах также обнаружены районы с аномалиями DDT масштабом 200–600 км и более мелкие элементы мозаики с размером 10–20 км и 50–150 км. Вариации DDT, полученные в [1], могут быть связаны как с рельефом ICB, так и с физическими характеристиками (скорость поперечных и продольных волн, плотность) в переходной зоне внешнее-внутреннее ядро.

В данной работе мы представляем глобальное распределение логарифма отношения относительных амплитуд LARR докритически (до эпицентрального расстояния 50°) отраженных волн РсР и РKiКР. Дифференциальная амплитуда LARR определяется по формуле:

$$LARR = \log_{10} \{ (A_{\text{РKiКР}} / A_{\text{РсР}})_{\text{эсп}} / (A_{\text{РKiКР}} / A_{\text{РсР}})_{\text{мод}} \},$$

где $A_{\text{РKiКР}}$ — амплитуда волны РKiКР, $A_{\text{РсР}}$ — амплитуда волны РсР.

В ряде работ [например, 3] значения DDT и LARR в зависимости от эпицентрального расстояния не коррелируют между собой, т.е. источники вариаций этих параметров различны. Известен только единственный пример синхронного изменения дифференциальных времен пробега и относительных амплитуд для землетрясения в Охотском море по данным Японской группы J-агау на эпицентральных расстояниях от 11° до 15°, описанный в [1]. Поэтому отдельный анализ дифференциальных амплитуд на основе собранного массива данных имеет большое значение для объяснения структурных особенностей в зоне перехода внешнее-внутреннее ядро.

Распределение значений LARR в зависимости от координаты точки отражения волны РKiКР от поверхности внутреннего ядра представлено на рис. 2а. Видно, что между долготами 50°E и 160°E под Каспийским морем, северной Австралией, Индонези-

ей и Японией наблюдаются области пониженных значений. Под Центральной Америкой и Чукоткой, напротив, LARR принимают максимальные значения. Обнаруженные глобальные особенности относительного амплитудного отношения волн PKiKP и PcP могут быть связаны с вариациями механических свойств среды, формируемыми тепловым режимом в нижней мантии или на ICB.

На рисунке 2 приведено сравнение измеренных значений LARR с томографической моделью относительных вариаций скорости продольных волн V_p в верхней части внутреннего ядра

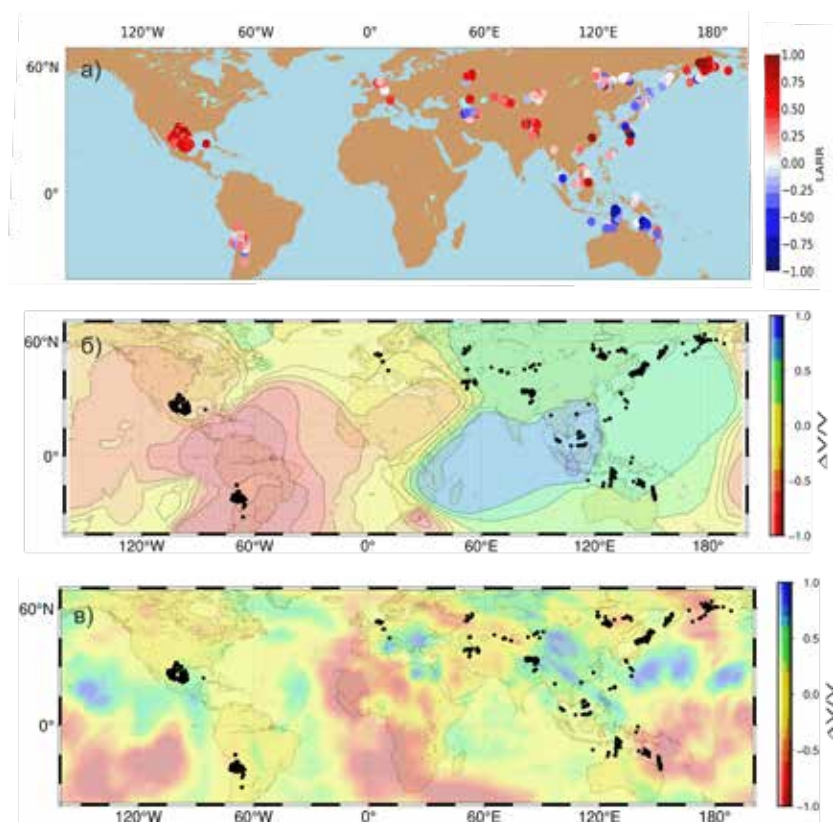


Рис. 2. Точки отражения волны PKiKP, спроецированные на дневную поверхность и наложенные на карту мира (а), карту скоростей V_p в верхней части внутреннего ядра [4], модель LLNL_G3D_JPS [5] для скоростей V_p в подошве нижней мантии (в). Цветом в а) показаны дифференциальные амплитуды PKiKP и PcP, определенные в работе

(рис. 2б), а также с картой латеральных неоднородностей VP в нижней мантии (рис. 2в). Из него следует, что значения LARR в разных частях земного шара сильно отличаются, причем положительные и отрицательные относительные амплитудные отношения могут соседствовать друг с другом, как отмечалось ранее в [3]. Под Чукоткой, Центральной Азией и Уралом аномально большие значения LARR отчасти объясняются малой амплитудой волны PcP из-за низкоскоростных зон в нижней мантии под этими районами. Сравнение рис. 2 а) и б) показывает, что различия в LARR под Центральной и Южной Америкой, а также под южными районами Каспийского моря, возможно, связаны с вариациями скорости продольных волн в верхней части внутреннего ядра. Отрицательные значения LARR под северной Австралией, Индонезией и Японией связаны с небольшим скачком плотности на ICB. PcP волна в этих районах, согласно карте рис. 2в, достаточно отчетливая. Повышенный скачок плотности и, как следствие, высокий коэффициент отражения PKiKP волны отмечен под Южной Америкой и Центральной Азией. Полностью исчерпывающих объяснений и оценок изменений относительного амплитудного отношения пока привести сложно, это - предмет будущих исследований.

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ (тема № 125012200561-3).

Литература

1. Овчинников В.М., Усольцева О.А. О мультимасштабных неоднородностях поверхности внутреннего ядра Земли // Доклады академии наук. Науки о земле. 2024. Т. 517. № 2. С. 109.113.
2. Kennett B.L.N., Engdahl E.R., Buland R. Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times // Geophysical Journal International. 1995. V. 122. Is. 1. P. 108-124 <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x>.
3. Waszek L., Deuss A. Anomalously strong observations of PKiKP/PcP amplitude ratios on a global scale // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2015. DOI: 10.1002/2015JB012038.
4. Brett H., Hawkins R., Waszek L., Lythgoe K., Deuss A. 3D transdimensional seismic tomography of the inner core // Earth and Planetary Science Letters. 2022. 593. 117688.
5. Simmons N., Myers S., Johannesson G., Matzel E., Grand S.P. Evidence for long-lived subduction of an ancient tectonic plate beneath the southern Indian Ocean // Geophysical Research Letters. 2015. <https://doi.org/10.1002/2015GL066237>.

ВАРИАЦИИ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОТКЛИКИ ПРИ ПРОХОЖДЕНИИ МЕЗОМАСШТАБНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ФРОНТОВ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПРИМОРСКОГО КРАЯ

Чупин В.А., Овчаренко В.В.

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

На морской экспериментальной станции ТОИ ДВО РАН «м. Шульца» с использованием лазерно-интерференционного комплекса зарегистрированы резкие скачки атмосферного давления, обусловленные прохождением грозových фронтов, внутропических циклонов и тайфунов. Проведён анализ синхронных записей давления, температуры, скорости ветра и микродеформаций земной поверхности, позволяющий выявить широкий спектр откликов геофизической среды на атмосферные возмущения.

Метеоцунами – редкие, но потенциально опасные волны, возникающие в результате резких изменений атмосферного давления. Эти процессы могут быть инициированы как локальными грозowymi фронтами и шквалами, извержениями вулканов, более крупномасштабными атмосферными образованиями, такими как циклоны. В последние годы значительное внимание уделяется изучению подобных событий с целью раннего предупреждения и повышения точности прогноза. В 2024 году был разработан индекс интенсивности метеоцунами (Lewis Meteotsunami Intensity Index, LMTI), который позволяет стандартизировать их оценку, учитывая как физические характеристики волн, так и степень их воздействия на прибрежную зону [1]. Анализ локальных событий подтверждает, что внезапные атмосферные импульсы в прибрежной зоне способны инициировать в гидросфере формирование уединённых волн, высота которых существенно превышает амплитуду обычных приливных колебаний [2]. Отдельное внимание в ряде исследований уделяется влиянию атмосферных фронтов: было показано, что прохождение холодных фронтов способно резко увеличить энергию сейшевых колебаний, особенно в райо-

нах с резонансными условиями, таких как дальневосточное побережье России [3].

Исследования проводились на базе уникального комплекса для проведения междисциплинарных исследований «Международный научно-образовательный геосферный полигон» на МЭС «м. Шульца» (Приморский край) с использованием высокоточных лазерно-интерференционных приборов:

- Двухкоординатный лазерный деформограф использовался для регистрации микродеформаций земной коры;

- Лазерный нанобарограф — для записи вариаций атмосферного давления с чувствительностью до 50 мкПа.

Измерительный комплекс много лет работает в непрерывном режиме, регистрируя процессы в диапазонах от сверхнизких до инфразвуковых частот.

В результате получены данные, когда при циклонической активности по периферии антициклона, сформировавшегося в Японском море, фиксировались атмосферные колебания с амплитудами до 3 гПа и периодами около 30 мин. Данный период времени с 12 по 14 июня 2021 г. характеризовался повышенной грозовой активностью. В спектре записей обнаружены устойчивые моды атмосферных гравитационных волн (28 и 12 мин). Временные пики давления совпадали с резкими изменениями температуры и усилением ветра, что подтверждает связь наблюдаемых возмущений с конвективной активностью.

Были зарегистрированы местные атмосферные импульсы. Так 19 мая 2022 г. скачок давления на 3,7 гПа вызвал микродеформации земной коры до 12,4 мкм, при отсутствии сейсмической активности. 24 июля 2022 г.: при стабильной метеообстановке зафиксирован резкий импульс давления амплитудой 2 гПа на фоне устойчивого ветра.

Во время влияния тайфуна Ханун наблюдалось падение давления на 4,8 гПа в течение 30 минут при одновременном усилении ветра до 30 м/с. Такие атмосферные разряды сопровождаются выраженными возмущениями в приземной атмосфере и геофизическими откликами.

Сравнительный анализ различных событий показал:

- даже при отсутствии фронтов и сильных ветров могут возникать значительные скачки давления, не регистрируемые стандартной метеосетью;

– синхронная регистрация микродеформаций и атмосферного давления позволяет локализовать влияние атмосферных процессов на литосферу;

– определены спектральные характеристики колебаний для каждого сценария.

Проведённые исследования подтверждают высокую чувствительность геофизических систем к изменению атмосферного давления. Данные лазерно-интерференционного комплекса позволяют детектировать и классифицировать атмосферные возмущения различного происхождения — от гроз до тайфунов, что делает его важным инструментом для мониторинга и прогноза метеоцунами и сопряжённых процессов в системе «атмосфера-гидросфера-литосфера».

Исследования проведены в рамках госбюджетной темы «Физика катастрофических процессов на Дальнем Востоке России в условиях климатических изменений: моделирование, мониторинг, защита», и при частичной финансовой поддержке гранта № 075-15-2024-642 «Исследование процессов и закономерностей возникновения, развития и трансформации катастрофических явлений в океанах и на континентах методами сейсмоакустического мониторинга».

Литература

1. Lewis C., Smyth T., Neumann J., Cloke H. Proposal for a new meteotsunami intensity index // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2024. V. 24. P. 121-131. DOI: 10.5194/nhess-24-121-2024.
2. Dolgikh S.G., Dolgikh G.I. Meteotsunami manifestations in geospheres. Izvestiya // Physics of the Solid Earth. 2019. V. 55 P. 801-805. DOI: 10.1134/S1069351319050045.
3. Kovalev D.P., Kovalev P.D., Khuzeeva M.O. Seishes Excited by the Atmospheric Disturbances within the Range of the Meteotsunami Periods nearby the Southern Part of the Sakhalin Island // Physical Oceanography. 2020. [e-journal] 27(4). P. 402-414. DOI:10.22449/1573-160X-2020-4-402-414.

РАЗВИТИЕ ПЛАНЕТАРНОЙ ЛАЗЕРНОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИЧЕСКОЙ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ: КОНСТРУКТИВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ, УСЛОВИЯ ЭКСПЛУАТАЦИИ И ПЕРВИЧНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

**Чупин В.А.¹, Долгих Г.И.¹, Будрин С.С.¹, Швец В.А.¹,
Яковенко С.В.¹, Латушкин А.А.², Гармашов А.В.²**

¹*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
г. Владивосток*

²*Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь
chupin@poi.dvo.ru*

В 2025 году в рамках проекта по развитию отечественной геофизической наблюдательной сети были завершены работы по установке и вводу в эксплуатацию двух береговых лазерных деформографов: на острове Попова (Японское море) и в посёлке Кацивели (Чёрное море). Представлены сравнительные данные о конструктивных и эксплуатационных особенностях двух комплексов, включая параметры интерферометрических схем, инженерные решения по защите от внешних воздействий, особенности размещения в природной среде. Сделаны предварительные результаты наблюдений, отражающие способность установок регистрировать как природные, так и техногенные микросейсмические процессы. Определены векторы дальнейшего развития оборудования и инфраструктуры для повышения точности регистрации.

Лазерные деформографы представляют собой высокочувствительные оптико-механические измерительные комплексы, предназначенные для регистрации микродеформаций земной коры в широком диапазоне частот. В 2025 году успешно завершён запуск двух новых стационарных деформографов в Приморском крае и Республике Крым, сконструированных по схожей принципиальной схеме, но адаптированных под разные природные и инженерные условия.

Деформограф в Приморском крае установлен на острове Попова на побережье бухты Алексеева. Установка размещена в специально построенном подземном помещении в 20 м от берего-

вой линии на естественной возвышенности, в условиях густого прибрежного леса. Помещение гидротермально изолировано, что обеспечивает минимизацию температурных и акустических наводок.

Деформограф в Республике Крым установлен в пгт. Кацивели на территории Черноморского гидрофизического полигона. Установка размещена в полуподземном исполнении с использованием бетонного сооружения. Такое решение упростило ввод в эксплуатацию, но обусловило необходимость дополнительной тепловой изоляции от солнечного излучения.

Таблица 1. Конструктивные характеристики и отличия

Параметр	о. Попова	Кацивели
Длина измерительного плеча	20 м	15,1 м
Тип интерферометра	Майкельсона, неравноплечий	Майкельсона, неравноплечий
Герметичный лучевод	Да (18 м)	Да (15 м)
Тип размещения	Полностью подземное	Полуподземное
Основание	Блок 1х1х1,5 м на оптическом анкере	Блок 1х1х0,5 м на бетонном основании
Устойчивость к внешним факторам	Высокая (термо- и гидроизоляция)	Средняя, требует доработки
Запуск в эксплуатацию	12 июня 2025	22 июня 2025

Установка на о. Попова опирается на гранитобетонный фундамент, связанный с коренными породами, дополненный системой 6-метровых оптических анкеров. Это обеспечило высокую устойчивость к вибрационным и температурным воздействиям. В Кацивели прибор установлен в более открытой среде на бетонном основании и испытывает влияние суточного солнечного нагрева, что требует последующего улучшения теплоизоляции.

На оборудовании проведена первичная регистрация и предварительный анализ сигналов. На о. Попова уже в первые часы после запуска были зарегистрированы сейшевые колебания бухты с периодами 10,09 и 13,32 минут, подтвержденные спектральным анализом. Это согласуется с ранними наблюдениями в бухте Алексеева. Кроме того, были зафиксированы локальные сигналы, предположительно техногенного происхождения (шумы инфраструктуры или судоходства). В Кацивели записи с 22 по 26 июня

2025 г. показали: 1) чёткую суточную цикличность (влияние солнечного излучения); 2) наличие микросейсмических колебаний в диапазоне до 0,5 Гц, возможно вызванных волновой активностью; 3) присутствие сигналов неизвестного происхождения, потенциально связанных с локальными техническими воздействиями. На рисунке 1 приведены примеры участков записи, сделанные на новых измерительных установках.

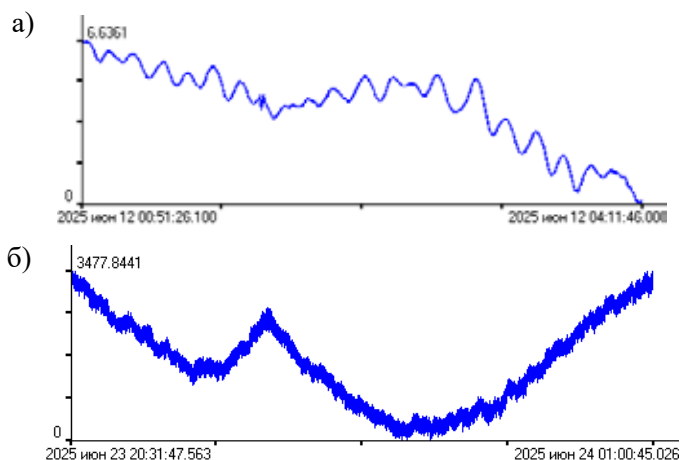


Рис. 1. Участки записи лазерных деформографов:
а) о. Попова, б) Кацивели

Эти данные подтверждают работоспособность и чувствительность оптической системы, а также необходимость дальнейшей калибровки с учетом внешних климатических факторов. Для улучшения стабильности и точности регистрации на обоих объектах предусмотрены следующие шаги:

- В Кацивели — усиление тепловой изоляции и защита от атмосферных факторов;
- Разработка автоматизированной системы мониторинга качества данных;
- Установка дистанционного контроля состояния оборудования;
- Анализ и устранение остаточных эффектов «усадки» конструкции на о. Попова;

Выполненные работы по созданию двух лазерных деформометров подтвердили:

- Техническую реализуемость и надёжность заявленных инженерных решений;
- Высокую чувствительность к микродеформациям в различных геофизических условиях;
- Пригодность приборов к долгосрочному непрерывному мониторингу.

Первичные данные демонстрируют перспективность интерферометрических систем для регистрации как природных (сейши, микросейсмы), так и антропогенных процессов. Полученные результаты станут основой для расширения наблюдательной сети и интеграции в более широкие геофизические проекты.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта № 075-15-2024-642 «Исследование процессов и закономерностей возникновения, развития и трансформации катастрофических явлений в океанах и на континентах методами сейсмоакустического мониторинга».

ДИНАМИКА МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ,
ВЫЗЫВАЕМЫХ ВЕТРОВЫМИ ВОЛНАМИ
ТАЙФУНОВ ЛИНЛИН, ХАГУПИТ И МАЙСАК
ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЯ
ЛАЗЕРНО-ИНТЕРФЕРЕНЦИОННОГО КОМПЛЕКСА

Шабельникова С.К., Чупин В.А.

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

Микросейсмическая активность формируется вследствие взаимодействия атмосферы, вод Мирового океана и твердой оболочки Земли. Ветровое волнение оказывает давление на морское дно, приводя к возникновению низкочастотных сейсмических колебаний. Уровень проявления микросейсмического фона обусловлен характеристиками водной среды и воздушной оболочки планеты, и зависит от ряда локальных факторов: направления морских течений, интенсивности циклонов и продолжительности ветра над поверхностью моря. Атмосферные явления вроде тайфунов выступают эпизодическими возбудителями микросейсмических возмущений, предоставляя ценные сведения относительно взаимосвязей между воздушными массами, гидросферой и литосферой.

В работе были изучены особенности проявлений микросейсмических сигналов на территории Приморского края, вызванных прохождением трёх крупных циклонических образований — тайфунов Линлин, Хагупит и Майсак, которые действовали над Японским морем с 6 по 9 августа 2019 года, с 6 по 8 августа 2020 года и с 26 по 28 августа 2020 года соответственно. Было проведено детальное изучение характеристик микросейсмических процессов и последующий сравнительный анализ полученных результатов. Регистрация данных осуществлялась посредством специализированного аппаратно-программного комплекса Тихоокеанского океанологического института на МЭС «м. Шулъца», размещённого на юге Приморского края. Выполнен сопоставительный анализ эмпирической информации о ветровом волновом воздействии, зафиксированном лазерным измерителем вариаций давления гидросферы

в близлежащей акватории и показателей микросейсмической активности, записанных с использованием береговых лазерных деформографов.

В исследовании применялся дисперсионный метод для изучения микросейсмических сигналов, заключающийся в формировании графиков зависимости фазовых скоростей поверхностных волн от их частоты. Анализ собранных аппаратно-программным комплексом данных осуществляется посредством программного инструмента Deformograph, обеспечивающего выполнение различных процедур обработки сигнала (устранение скачков, фильтрацию и децимацию), необходимых для последующего анализа. По результатам выбранных временных интервалов были построены поля периодов максимальных амплитуд микросейсмических колебаний (Рис. 1), а также графики динамики величин амплитуд пиковых значений микросейсмических колебаний первого и второго рода.

Отмечается различная чувствительность приборов при фиксации микросейсмических сигналов на различных частотах. Например, на определённых диапазонах периодов один деформограф

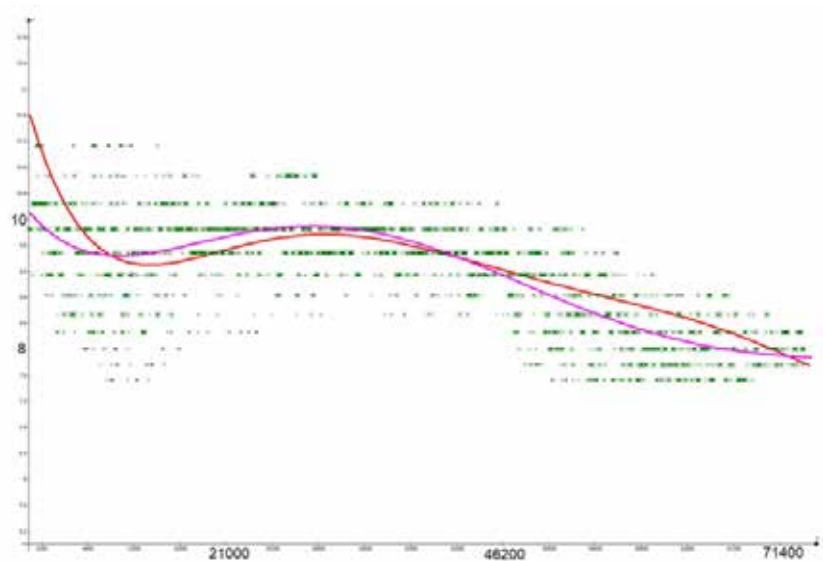


Рис. 1. Изменение периода микросейсм ветрового волнения тайфуна Хагупит. По оси ординат значение периодов в секундах, по оси абсцисс – время в секундах. Красной линией значения СЮ-1, лиловой линией – значения СЮ-2

демонстрирует более высокие значения амплитуды, тогда как на других интервалах показатели другого прибора оказываются значительнее.

При анализе данных микродеформаций земной коры, зарегистрированных лазерно-интерференционным измерительным оборудованием Морской экспериментальной станции «Мыс Шульца» в ходе прохождения тайфунов Линлин, Хагупит и Майсак над Японским морем, использовались показания двух синхронно работающих лазерных деформографов, размещенных на отличающихся основаниях – на скальном фундаменте и песчаной подушке, расположенной на суглинке.

Различия в величинах амплитуд пиковых значений микросейсмических колебаний, регистрируемых приборами СЮ-1 и СЮ-2, объясняются неоднородностью условий установки их отражающих элементов. Эти отличия связаны с механико-физическими параметрами грунтовых слоев, такими как упругость грунта, степень демпфирования вибрации и способность к рассеиванию волн, а также специфическими условиями местности расположения оборудования, включая плотность и прочность почвенного слоя. С точки зрения физических свойств, установка на плотном каменистом субстрате обеспечивает высокую жёсткость конструкции и минимальное искажение формы сигнала, тогда как размещение на песчаной подстилке сопровождается большим уровнем пластичности и снижением способности передавать деформационные усилия. Использование бетона в качестве промежуточного элемента монтажа на песчаном основании способствует повышению точности замеров деформографа СЮ-2 путём снижения влияния посторонних вибрационных помех и улучшения устойчивости пространственной ориентации.

Песчаное основание для отражателя деформографа амортизирует внешние шумы. Скальное основание представляет собой единый прочный блок, который хорошо проводит вибрации, возникающие от внешних источников (например, от ветровых нагрузок, деятельности работников научной базы, животных и др.). Так как излучатель и отражатель находятся на одной плотной скалистой среде, регистрируемый сигнал неизбежно включает вклад общей вибрации обоих компонентов. Напротив, песчаная среда эффективно демпфирует такие посторонние шумы, отделяя вибрационное поведение отражателя от источника излучения.

Также песчаное основание обеспечивает отсутствие коррелированных движений, поскольку отражатель на песке движется отдельно от стационарного лазерного излучателя, установленного на скале. Такая независимость улучшает контрастность и разборчивость слабых сигналов, связанных исключительно с исследуемым объектом – микросейсмами.

В результате обработки данных натурных измерений по одному временному участку были построены спектрограммы сигнала, на которых наблюдается разница частотных максимумов. Данные максимумов рассчитывались по одинарным значениям каждые 4800 точек отсчета, что соответствует 20-минутным интервалам.

При прохождении тайфуна Хагупит средние амплитуды максимумов сигнала составили 0,0517 мкм и 0,0885 мкм для СЮ-1 и СЮ-2 соответственно. При сравнении амплитуд по двум измерительным приборам наблюдается среднее отличие около 0,0368 мкм. При прохождении тайфуна Линлин средние амплитуды максимумов сигнала составили 0,0809 мкм и 0,1179 мкм для СЮ-1 и СЮ-2 соответственно, среднее отличие составило 0,0369 мкм. При подсчете средних амплитуд максимумов значений тайфуна Майсак (0,0700 мкм для СЮ-1 и 0,1553 мкм для СЮ-2) разница составила 0,0854 мкм.

Итак, микросейсмические колебания в периоды прохождения тайфунов имеют отчётливую динамику. Временные спектрограммы сигналов показывают изменение амплитуд и частотных максимумов.

Разница в амплитудах между соосными деформографами стабильно сохраняется. Для всех трёх тайфунов средняя разница амплитуд между СЮ-1 и СЮ-2 составляет 0,036–0,085 мкм, что указывает на устойчивое влияние условий установки деформографов на результаты наблюдений. Необходима дальнейшая модельная работа трансформации сигнала с учетом физико-механических свойств грунта, что позволит интерпретировать процессы трансформации энергии морских волн в зоне перехода геосфер.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта № 075-15-2024-642 «Исследование процессов и закономерностей возникновения, развития и трансформации катастрофических явлений в океанах и на континентах методами сейсмоакустического мониторинга».

ТРЕБОВАНИЯ К РАБОТОСПОСОБНОСТИ ЛАЗЕРНЫХ ДЕФОРМОМЕТРОВ ИЗМЕРИТЕЛЬНОГО КОМПЛЕКСА МЭС «МЫС ШУЛЬЦА»

Швец В.А., Яковенко С.В.

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

Результаты исследований, полученные при анализе данных лазерно-интерференционных приборов измерительного комплекса морской экспедиционной базы «Мыс Шульца», в течение многих лет представляются в научных работах и на конференциях в России и за рубежом. Они в основном касаются литосферных деформаций, вариаций давления атмосферы и гидросферы и основных закономерностей взаимодействия геосфер [1]. В данной работе мы делаем попытку наиболее полно ответить на два основных типа вопросов, задаваемых по поводу лазерно-интерференционных приборов измерительного комплекса: 1) что измеряют приборы (основной сигнал, виды помех) и 2) способы обеспечения заявленной точности измерения и долговременной работы. На основе этих ответов формулируются требования к условиям работы и требования к работоспособности приборов. Данная работа может быть полезна для исследователей, которые хотели бы использовать данные лазерно-интерференционных приборов для совместного анализа, но не знакомы с их спецификой.

Очень часто в процессе обсуждения на конференциях, семинарах, выступлениях задается вопрос: что измеряет прибор под названием «лазерный деформограф»? Обычно «ответом по умолчанию» на этот вопрос являлся следующий: это измерительный прибор на основе лазерного интерферометра Майкельсона, установленный на два бетонных основания, на одном из которых установлен интерференционный узел, опорное плечо интерферометра и источник когерентного излучения (лазер), а на другом – уголкового отражатель измерительного плеча. Лазерный деформограф предназначен для измерения относительных деформаций земной коры в месте установки путем измерения оптической разности хода измерительного и опорного лучей интерферометра.

В зависимости от условий измерения вид графика измеряемой деформации может существенно отличаться. Ниже предлагается уточнение названия «лазерный деформограф» и деление его на три различных типа: 1) лазерный интерферометр, 2) лазерный деформометр и 3) лазерный измеритель относительных деформаций земной коры.

Дадим общее описание для каждого из них.

1. Интерферометр. Принцип действия интерферометра заключается в следующем: пучок когерентного электромагнитного излучения (света, радиоволн и т. п.) с помощью того или иного устройства пространственно разделяется на два или большее число. (Здесь мы рассмотрим только случай двух пучков). Каждый из пучков проходит различные оптические пути и направляется на экран (или фотоприемник), создавая интерференционную картину, по которой можно установить разность фаз интерферирующих пучков в данной точке картины.

В общем случае интерферометр фиксирует разность фаз, которая вызывается не только изменениями состояния исследуемого объекта, но и всей совокупностью изменений параметров окружающей среды. Измерительный прибор, называемый «лазерный деформограф», построенный на базе неравноплечего интерферометра Майкельсона, в котором не обеспечена термоизоляция, достаточная степень шумоизоляции, а также не исключено влияние атмосферы на когерентные пучки, по сути, представляет собой самый общий случай интерферометра.

Приведенному в абзаце выше описанию соответствует установка, называемая «лазерным деформографом», не имеющая, по сути, термоизоляции; с трубами лучевода, которые не обеспечивают герметичности от атмосферы; установленная в поверхностном или незначительно углубленном варианте.

Изменения разности хода лучей в этом «лазерном деформографе», который фактически представляет собой интерферометр с длинным (десятки метров) измерительным плечом, качественно представляют из себя вариации атмосферного давления с добавлением температурного воздействия.

2. Лазерный деформометр. Еще один тип приборов, называемый «лазерным деформографом», имеет в широком круге источников название «лазерный деформометр». Его измерительная

часть также построена на основе неравноплечего интерферометра Майкельсона. Качественным отличием лазерного деформометра от простого интерферометра является то, что за счет термоизоляции помещения, герметизации или вакуумирования трубы-лучевода измерительного плеча, пространственного разнесения источника когерентного излучения (лазера), который существенно нагревает окружающее пространство и детали интерферометра, удастся в значительной степени исключить непосредственное влияние температуры и атмосферы на оптические и механические элементы измерительной установки и, как следствие, на измеряемую разность хода. Например, лазерный деформометр может регистрировать низкочастотные колебания, очевидно связанные с внешней температурой, но при этом изменения температуры непосредственно в помещении, где установлен лазерный деформометр, могут не превышать величины 5 – 10 мК. То есть, измеряется разность хода, вызванная только деформация участка земной коры под воздействием различных факторов (температура, давление, приливная деформация, естественные процессы деформации). В зарубежной литературе такие приборы называются *laser deformometer*.

3. Лазерный измеритель относительных деформаций земной коры. В зарубежной литературе для установок данного типа применяется название *strainmeter* (от *strain* – напряжение). График деформации земной коры обычно дается в стрейнах – относительных единицах, обозначаемых буквой ε :

$$\varepsilon = \Delta L/L$$

Здесь L – это длина измерительного плеча, а величина деформации в стрейнах равна отношению деформации на участке земной коры к L . Наиболее часто применяемой единицей измерения является нанострейн (н ε).

Обязательным условием отнесения лазерного измерителя именно к типу *strainmeter* является наличие выходного сигнала, который с высокой точностью пропорционален теоретическому приливу литосферы в данной местности на временном отрезке не менее недели. Если же выходной сигнал установки (изменения разности хода лучей) несет в себе значительную часть температурной деформации (заметны суточные колебания внешней температуры), или если на фоне температурных колебаний вообще без обработки

невозможно различить приливы, то такие установки в зарубежных источниках называются laser deformometer.

В отечественных источниках обычно не делается разделения лазерных деформометров на типы laser deformometer и strainmeter. Оба эти типа называются лазерными деформометрами, а их отличия представлены в описании характеристик и виде выходного сигнала. Но при этом при переводе на английский язык словосочетание «лазерный деформометр» переводится как «laser strainmeter», что предполагает вполне конкретные черты установки типа laser strainmeter и характерный вид выходного сигнала, который является лишь немного искаженным сигналом теоретического литосферного прилива и идентифицируется без всякой обработки.

При анализе данных лазерный измеритель относительных деформаций земной коры (strainmeter) предварительно считается исправным при выполнении следующих условий:

- 1) Ненулевой выходной сигнал (или не прямая линия).
- 2) Отсутствие постоянного линейного тренда.
- 3) Пропорциональность выходного сигнала теоретическому приливу в данной местности на временных интервалах единицы дней – неделя.

Подобная классификация лазерных измерителей деформации земной коры близка к приводимой в [2] и других.

Далее сформулируем требования по работоспособности лазерного деформометра по аналогии с лазерным измерителем относительных деформаций земной коры, имея в виду, что лазерно-интерференционные приборы морской экспедиционной станции «Мыс Шульца» представляют собой именно деформометры с газонаполненным лучеводом измерительного плеча.

Обеспечение точности измерений.

В качестве источника света используется частотно-стабилизированный He-Ne лазер. Чувствительность лазерного деформографа $10^{-9} - 10^{-10}$ м/м, точность измерения $- 10^{-9} - 10^{-10}$ м. Контроль внешних метеоусловий ведется двумя метеостанциями, регистрирующими температуру воздуха и почвы с точностью $0,1^{\circ}\text{C}$, атмосферное давление с точностью $0,1$ гПа, скорость и порывы ветра с точностью до $0,01$ м/с. Датчики температуры в термоизолированном помещении и внутри негерметизированного лучево-

да имеют разрешение $0,01^{\circ}\text{K}$, давления – $0,1$ Па. Для достижения чувствительности $\Delta L/L = 10^{-10}$ (где L – длина измерительного плеча деформографа) требуется суточная стабильность температуры порядка $0,05^{\circ}\text{K}$ в случае, если лучевод измерительного плеча вакуумирован. Если лучевод заполнен воздухом, требуется надежная его герметизация и обеспечение суточных изменений температуры помещения, где расположен деформограф, не более 2 мК. Внутри лучевода без вакуума обязательно устанавливаются датчики температуры и давления с высокой разрешающей способностью для последующего учета ошибки измерения, вызванной изменениями коэффициента преломления воздуха в лучевode.

Измеряемая деформация.

В большинстве случаев можно принять, что суммарная измеряемая лазерным деформометром литосферная деформация $\varepsilon(t)$ равна:

$$\varepsilon(t) = k_{пп} \varepsilon_{пп}(t) + k_T T(t) + k_p p(t) + k_h \varepsilon_h(t) + \varepsilon_r(t),$$

где $\varepsilon_{пп}(t)$ – расчетная приливная деформация, $T(t)$ – изменения внешней температуры, $p(t)$ – изменения атмосферного давления, $\varepsilon_h(t)$ – изменения водно-физического состояния горных пород в месте установки деформографа, $\varepsilon_r(t)$ – деформация, вызванная подъемом или опусканием данного участка земной коры (тренд), индекс r от residual – остаточный, оставшийся после вычитания, $k_{пп}$, k_T , k_p , k_h – соответствующие коэффициенты.

Рассмотрим более детально слагаемые $\varepsilon(t)$. В слагаемом $k_h \varepsilon_h(t) + \varepsilon_r(t)$ в многолетних исследованиях наибольший интерес представляет $\varepsilon_r(t)$, который стараются определить наиболее точно. Слагаемое $\varepsilon_h(t)$ часто имеет сезонную зависимость или может резко кратковременно меняться вследствие землетрясений и горных ударов. Литосферная деформация существенно отстает по времени от изменений температуры и давления, задержка может составлять от десятков часов до недель. Слагаемые $T(t)$ и $p(t)$ представляют собой температуру и давление, взятые с учетом этой задержки. Так же отметим, что для вычисления термо- и бародеформационного коэффициентов используются массивы данных длиной до 40–60 суток, в течение которых не было близких к месту расположения измерительного комплекса сейсмических событий, способных существенно повлиять на величины k_T , k_p , и k_h .

Как уже говорилось выше, основной вклад в измеряемую лазерным деформометром деформацию вносит температура. Влияние атмосферного давления же крайне мало, и если оно наблюдается в сигнале деформации, регистрируемом электронной аппаратурой, то это говорит о неисправности – разгерметизации лучевода измерительного плеча.

В целом, при анализе данных лазерного деформометра относительных деформаций земной коры (laser deformometer) считается исправным при выполнении следующих условий:

- 1) Ненулевой выходной сигнал (или не прямая линия).
- 2) Отсутствие постоянного линейного тренда.
- 3) Очевидная зависимость измеряемой деформации от температуры воздуха (почвы), причем с задержкой 2 часа и более.
- 4) Отсутствие схожести качественного вида графиков деформации и атмосферного давления (их схожесть говорит о разгерметизации).
- 5) Отсутствие резкого нарастания измеренной деформации в случае осадков (неработоспособность дренажа).

В качестве наиболее яркого примера неисправности лазерного деформометра приведены графики рисунка 1.

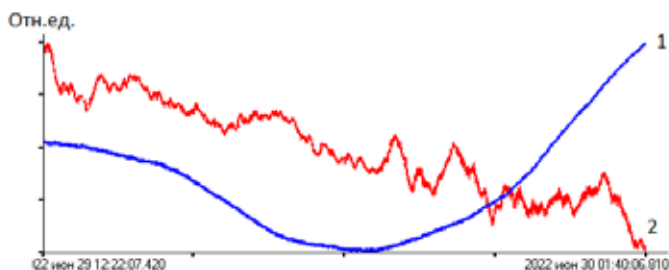


Рис. 1. Деформация, измеренная исправным лазерным деформометром (1) и лазерным деформометром с негерметичным лучеводом измерительного плеча (2)

Работа выполнена по теме госзадания «Изучение природы линейного и нелинейного взаимодействия геосферных полей переходных зон Мирового океана и их последствий», регистрационный номер: 124022100074-9, и при частичной финансовой поддержке гранта № 075-15-2024-642 «Исследование процессов и закономер-

ностей возникновения, развития и трансформации катастрофических явлений в океанах и на континентах методами сейсмоакустического мониторинга».

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. Duncan C. Agnew, Frank K. Wyatt. Long-Base Laser Strainmeters: A Review // Scripps Institution of Oceanography Scripps Institution of Oceanography Technical Report (University of California, San Diego) Year 2003, Paper 2.

ЗНАЧИМЫЕ АНОМАЛИИ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА ПО ДАННЫМ РЕАНАЛИЗА ERA5

Шевченко Г.В.^{1,2}, Ложкин Д.М.¹

¹Сахалинский филиал ФГБНУ ВНИРО («СахНИРО»), г. Южно-Сахалинск

²Институт морской геологии и геофизики, г. Южно-Сахалинск
shevchenko_zhora@mail.ru

Исследование значимых отклонений температуры поверхности океана (ТПО) от характерных (средних многолетних) значений, называемых аномалиями, является важной прикладной задачей, так как они оказывают существенное влияние на состояние популяций пелагических рыб. Применительно к северо-западной части Тихого океана (СЗТО), речь идет прежде всего о тихоокеанских лососях, которые весьма восприимчивы к вариациям температуры поверхностного слоя воды [1, 2]. Считается, что изменение термических условий в прикурильском районе привело к смещению скоплений сайры в северном направлении (и, соответственно, снижению ее уловов), можно привести еще ряд таких примеров влияния климатических условий на основные объекты промысла российских рыбодобывающих компаний. С научной точки зрения наиболее интересными являются условия, которые способствуют формированию подобных отклонений состояния среды от обычного. Среди факторов, которые могут привести к резким изменениям термических условий в поверхностном слое воды, традиционно прежде всего рассматривают влияние атмосферных процессов. Такой подход реализован и в данной работе: определялись наиболее значимые аномалии ТПО в СЗТО и рассматривались пространственные распределения полей приземного атмосферного давления и скорости ветра.

Материалами для данной работы послужили данные реанализа ERA5 за 1998–2023 гг. по температуре поверхности СЗТО, приземному атмосферному давлению и проекциям векторов скорости ветра на параллель и на меридиан, взятые с сайта открытого до-

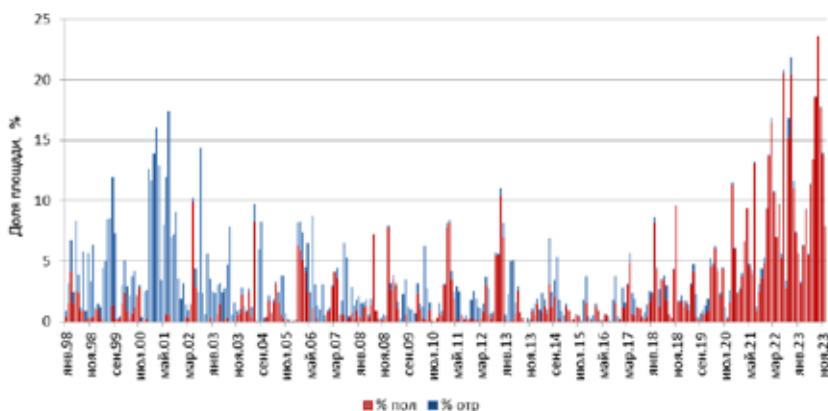


Рис. 1. Доля площади изучаемого района (в %), занятая отрицательными (синие линии) и положительными аномалиями (красная), превышающими величину 2σ

стуга Copernicus. Изучаемая область была задана в координатах $35\text{--}60^\circ$ с.ш., $130\text{--}180^\circ$ в.д., пространственное разрешение четверть градуса, дискретность по времени 1 месяц.

Для выделения значимых аномалий ТПО использовалась методика, разработанная в работе [3], заключающаяся в подсчете доли площади изучаемой акватории, в каждой ячейке которой аномалия превышала удвоенную величину среднеквадратического отклонения (σ), рассчитанную для данного четвертьградусного квадрата. Если значение параметра отклоняется от среднего многолетнего значения более чем на 2σ , то исходя из естественного предположения о соответствии распределения отклонений нормальному закону, можно говорить об экстраординарности ситуации (к таковым относится менее 5% ситуаций). Этот подход аналогичен популярной в настоящее время методике выделения «волн тепла», которые определяются по менее жесткому критерию, соответствующему повторяемости 10%. Если ячеек, в которых наблюдается такая ситуация, достаточно много, то можно говорить об экстремальных термических условиях в изучаемом районе в данный момент времени (год и месяц). Результаты расчета представлены на рис. 1 в виде гистограммы, отражающей долю площади изучаемого района, занятую отрицательными (синие столбики) и положительными аномалиями (красные) для каждого момента времени.

Из рисунка видно, что значимые аномалии (к таковым относились занимавшие не менее 5% площади рассматриваемой акватории, но более детально рассматривались экстраординарные события, когда доля площади превышала 10%, данные о таких событиях приведены в таблице 1) формировались неравномерно во времени. На начальном интервале анализируемого ряда преобладали отрицательные аномалии, в особенности в 2000–2001 гг. Затем продолжительное время система находилась в более устойчивом состоянии, с 2003 по 2019 г. только однажды наблюдалась положительная аномалия на более чем 10% площади района, в ноябре 2012 г. С 2020 г. устойчивость нарушилась, и значимые положительные аномалии отмечались гораздо чаще, что, вероятно, можно рассматривать как проявление глобального потепления в северо-западной части Тихого океана. Рассмотрим один конкретный пример.

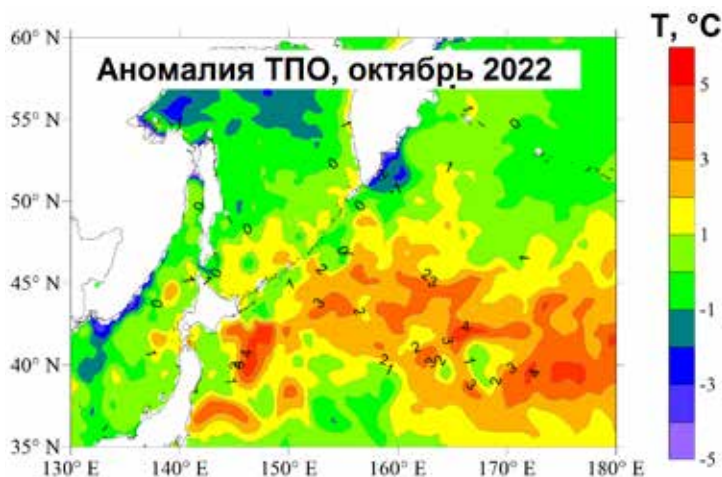


Рис. 2. Пространственное распределение аномалии ТПО в октябре 2022 г.

В октябре 2022 г. положительные аномалии, превышающие 2σ , занимали 20,4% площади изучаемой области. Наиболее теплая вода (величина аномалий составляла от 3 до 5°C) наблюдалась в СЗТО, главным образом в полосе между параллелями 36 и 47°с.ш. , что является зоной действия теплого течения Куро시오. В таких ситуациях всегда сложно сказать, что определило формирование таких необычных термических условий – это мог быть как адвективный

фактор, так и влияние атмосферных процессов. Оценить влияние активности течения довольно сложно, поэтому рассмотрим возможное влияние метеорологических условий, а они в октябре 2022 г. были весьма необычными. Выход Алеутской депрессии в изучаемую область несколько запаздывал, и на ее юго-восточной периферии еще сказывалось влияние Гонолульского максимума, что нехарактерно для октября. Ветра северо-западного румба, характерные для зимнего муссона, наблюдались только над северной частью Охотского и Японского морей. В силу их сгонного характера, здесь сформировались зоны с отрицательными аномалиями ТПО. Над северо-западной частью Тихого океана такие ветра еще не установились, этому препятствовала область высокого давления на юго-востоке. Соответственно, основной фактор выхолаживания поверхностного слоя в зоне влияния теплого течения Куросио не действовал, что могло быть одной из причин формирования обширной зоны с положительными аномалиями температуры поверхностного слоя. Существенные отклонения термических условий от обычных могли оказать негативное влияние на популяции

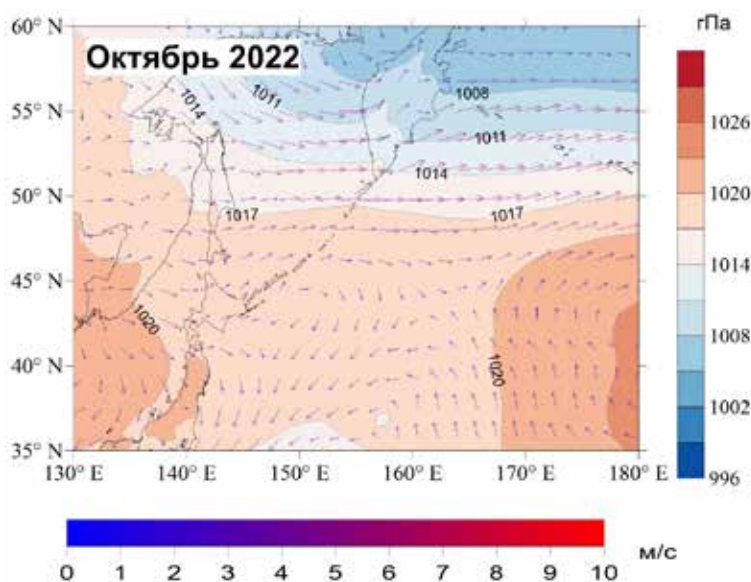


Рис. 3. Пространственное распределение поля приземного атмосферного давления (в гПа) и скорости ветра (в м/с, показано векторами) в октябре 2022 г.

пелагических рыб (тихоокеанские лососи, сайра, сардина и т.д.), обитающих в данной области.

Литература

1. Бугаев А.В., Фельдман М.Г., Тепнин О.Б., Коваль М.В. Аномалии температуры поверхности воды в западной части северной Пацифики – потенциальный климатический предиктор прогнозирования численности тихоокеанских лососей камчатки// Вопросы рыболовства. 2021. Т.22. № 4. С. 48-62.
2. Цхай Ж.Р., Шевченко Г.В., Ложкин Д.М. Аномалии термических условий в северо-западной части Тихого океана по спутниковым данным // Исследование Земли из космоса. 2022. № 1. С. 30-37.
3. Цхай Ж.Р., Шевченко Г.В. Оценка температурных аномалий поверхности Охотского моря и прилегающих акваторий по спутниковым данным // Исследование Земли из космоса. 2013. № 2. С. 50-61.

К ВОПРОСУ СИНХРОННОСТИ ЦИКЛОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ И ЛЕДОВЫХ ПРОЦЕССОВ ОХОТСКОГО МОРЯ В ОСЕННЕ-ЗИМНИЙ ПЕРИОД

**Шумилов И.В.¹, Пищальник В.М.^{1,2}, Романюк В.А.²,
Никулина И.В.¹**

¹*Институт морской геологии и геофизики дальневосточного отделения,
г. Южно-Сахалинск*

²*Сахалинский государственный университет, г. Южно-Сахалинск
ilyarolevik1@yandex.ru*

Исследование посвящено анализу влияния циклонической активности на динамику ледяного покрова Охотского моря в осенне-зимний период с 2001 по 2020 гг. Основное внимание уделено оценке взаимосвязи между параметрами атмосферной циркуляции и внутрисезонной изменчивостью ледовитости. В холодный период над Охотским морем устанавливается атмосферная циркуляция муссонного типа, который формируется при воздействии азиатского антициклона и алеутской депрессии. Действие воздушных потоков северо-западного и северного направлений начинает преобладать с сентября в северной части моря, устойчивый перенос воздушных масс с континента на акваторию наблюдается с октября и сохраняется до мая [1, 2]. Циклоны, проходящие через акваторию Охотского моря и вдоль его границ, оказывают значительное воздействие на ветровой режим, поверхностные слои воды и ледяной покров. При глубоких циклонах данные процессы часто сопровождаются уменьшением площади льда Охотского моря до минимального уровня [3]. Циклоническое воздействие часто замедляет процесс генерального дрейфа льда из северо-западного региона моря в южный, что сопровождается смещением кромки ледяного покрова и увеличением пространств открытой воды в прикромочной зоне (до 10 % от площади моря) [4].

В качестве исходных данных использовались карты сплошенности морского льда и приземного анализа Японского метеорологического агентства (www.data.jma.go.jp), а также ветровые параметры и приземное давление модели реанализа ERA5 Европейского центра среднесрочных прогнозов (www.ecmwf.int). Об-

работка исходных данных и анализ осуществлялась с помощью разработанного программного обеспечения «Ice Data Processing» и «NetCDF Processing» [5, 6]. Вычисление показателей площади льда осуществлялось в соответствии со схемой районирования Охотского моря по ледово-географическим признакам: по всей акватории моря и её отдельным регионам – северо-западному, северо-восточному и южному [7, 8]. В ходе исследования были вычислены пентадные значения показателей площади льда, скорости её изменения и ускорения изменения в период осенне-зимнего развития ледяного покрова (с 6 ноября по 5 марта) за сезоны 2001–2020 гг. Под критерием замедления роста площади льда в пентаду принималось соблюдение одного из условий – уменьшение площади льда и (или) уменьшение скорости роста площади льда не менее чем на 10%. Проведена типизация циклонического воздействия по положению центра циклона: к центральному типу отнесены вихри, проходящие над акваторией моря (50–55° с.ш.), к южному — вдоль её южных и юго-восточных границ.

Анализ показал, что в 87,4 % случаев замедление роста ледовитости (не менее 10 %) совпадает с наличием циклона над акваторией. Из них 52,1 % связаны с циклонами центрального типа, а 35,2 % — с южными. На региональном уровне доля совпадений составляет от 49,0 до 55,3 %, что указывает на пространственную согласованность атмосферного воздействия.

Внутрисезонная изменчивость замедления роста льда при воздействии циклонической деятельности показана на рисунке 1. Максимальная интенсивность замедления прироста льда при центральных циклонах наблюдается в феврале (среднее значение 51,8 тыс. км² в пентаду) и сохраняется высокой с декабря по февраль, особенно в северо-западном регионе, где расположен основной центр ледообразования. Для южных циклонов характерны максимумы воздействия в феврале (до -38,6 тыс. км²) с наибольшим вкладом южного и северо-западного регионов.

Установлены статистически значимые корреляции между скоростью изменения площади льда и *u*-компонентой ветра (восточно-западное направление): для всего моря коэффициент составил 0,43, для северо-западного региона — 0,51, южного — 0,41. Это отражает важность северо-западного переноса воздушных масс для процесса дрейфа льда. Среднеквадратическое отклонение

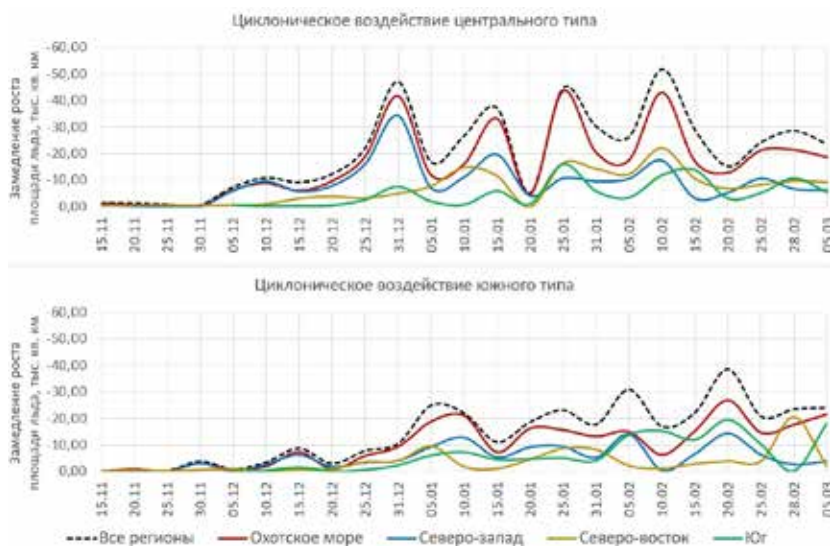


Рис. 1. Среднее значение показателя замедления роста площади льда при центральном и южном циклоническом воздействии на ледяной покров Охотского моря и его регионов в осенне-зимний период (15 ноября – 5 марта) 2001-2020 гг.

приземного давления, отражающее уровень барической изменчивости показало обратную связь с показателем роста площади льда с наибольшим коэффициентом корреляции (0,41) в северо-западном регионе. Вычисленные коэффициенты корреляции являются значимыми и превосходят соответствующее критическое значение корреляции Пирсона 0,06 при уровне доверия 95 % для ряда длинной в 240 значений.

Сравнение условий с и без циклонического воздействия за период 2001-2020 гг. выявило характерные отклонения средних значений параметров атмосферной циркуляции. При центральных циклонах максимальные отклонения наблюдаются в северо-западном регионе: рост скорости ветра (14,3 %), снижение приземного давления (до 3,8 гПа) и увеличение его вариабельности (среднеквадратическое отклонение до 17,1 %). При центральном типе также зафиксировано общее снижение икомпоненты, особенно в северо-восточном регионе (229,8 %), и рост икомпоненты, в особенности в южном (56 %). Для южных циклонов максимальные изменения выявлены для южного региона: увеличение скорости

ветра (11,3 %), снижение приземного давления (до 3,5 гПа) и рост его среднеквадратического отклонения (18,5 %). В северо-восточном регионе при этом наблюдалось выраженное падение значений *u*-компоненты ветра (-162,3 %).

Циклоническая активность оказывает выраженное замедляющее воздействие на рост ледяного покрова, особенно в северо-западном регионе Охотского моря. Тип циклонического воздействия (центральный или южный) влияет на пространственное распределение ледовой реакции. Наиболее чувствительными к изменению атмосферной циркуляции являются *u*-компонента ветра и вариабельность приземного давления (показатель среднеквадратического отклонения). Полученные результаты позволяют улучшить параметризацию атмосферного воздействия в моделях морского льда и способствуют развитию подходов к прогнозированию ледовой обстановки с учетом типа циклонического воздействия.

Исследование выполнялось и финансировалось в рамках государственного задания Института морской геологии и геофизики ДВО РАН (FWWM-2024-0002) и государственного задания Сахалинского государственного университета «Создание научных основ управления процессами поглощения и накопления углерода биоморфолитосистемами прибрежно-морских водно-болотных угодий и прилегающих морских акваторий (FEFF-2024-0004)».

Литература

1. Дашко Н.А. Особенности зимнего режима ветров на Охотском море // Труды Гидрометцентра СССР. 1979. Вып. 216. С. 110-119.
2. Дашко Н.А. Метеорологический режим // Гидрометеорология и гидрохимия морей. – СПб.: Гидрометеиздат, 1998. – Т. 9: Охотское море, вып.1: Гидрометеорологические условия. – С. 25-75.
3. Глебова С.Ю. Циклоны над Тихим океаном и дальневосточными морями в холодные и теплые сезоны и их влияние на ветровой и термический режим в последний двадцатилетний период // Известия ТИНРО. 2018. 193. С. 153-166. <https://doi.org/10.26428/1606-9919-2018-193-153-166>.
4. Пищальник В.М., Минервин И.Г., Романюк В.А. Особенности ледовых условий в Охотском море и Татарском проливе в зимний сезон 2014–2015 гг. // Физика геосфер: Девятый Всероссийский симпозиум, 31 августа – 4 сентября 2015 г., г. Владивосток, Россия: мат. докл. / Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН. – Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 171-177.

5. Свидетельство о регистрации программы для ЭВМ № 2023688937. «Ice Data Processing». 2023. Авт.: Шумилов И.В., Романюк В.А., Пищальник В.М. № 2023682641 от 30.10.2023; опубли. 25.12.2023.
6. Свидетельство о регистрации программы для ЭВМ № 2024662834. «NetCDF Processing». 2024. Авт.: Шумилов И.В., Ващенко Д.А., Романюк В.А. № 2024661302 от 20.05.2024; опубли. 30.05.2024.
7. Pishchalnik V.M. Tambovsky V.S., Truskov P.A., Minervin I.G., Melkiy V.A., Romanuk V.A., Galtsev A.A. Okhotsk Sea ice cover zoning. In: Proceedings of the 28th International Symposium on Okhotsk Sea & sea ice. 2013. 17–21 February, Mombetsu, Hokkaido, Japan, P. 312-315.
8. Минервин И.Г., Романюк В.А., Пищальник В.М., Трусков П.А., Покрашенко С.А. Районирование ледяного покрова Охотского и Японского морей // Вестник РАН. 2015. 85(1): С. 24-32.

ПЕРЕНОС АКТИВНОЙ И РЕАКТИВНОЙ КОМПОНЕНТ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ В ВИХРЕ ВЕКТОРА ИНТЕНСИВНОСТИ

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

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

Исследуется вихревой перенос энергии акустического поля движущегося источника в волноводе мелкого моря. В регулярном волноводе мелкого моря глубиной ~ 30 м приповерхностный источник тонального излучения частотой 88 ± 1 Гц перемещается к приемной системе с постоянной скоростью $\sim 1,5$ м/с. Скорость звука равна 1520 м/с, длина волны излучения $\lambda \approx 15,2$ м. Дно волновода на всей длине протяжки ровное песчаное с небольшим уклоном в сторону залива Петра Великого от ~ 30 м до ~ 32 м. Температура воды не зависит от глубины.

Существуют теоретические модели вихря вектора акустической интенсивности, в которых в петле сепаратрисы находятся замкнутые линии тока энергии окружающие особую точку «центр», что на реальных вихрях не показано.

В работе исследуются данные натурального эксперимента двух разнесенных в пространстве комбинированных приемников Π_1 и Π_2 на временном интервале протяжки от 1070 с до 1200 с, длина протяжки ~ 200 м. Приемники разнесены по горизонтали на 1,2 м, по вертикали 0,7 м. Оба комбинированных приемника находятся в области одного вихря. Линейные размеры каждого из приемников много меньше длины волны излучения и приемники считаем точечными. Х-компонента вектора плотности потока акустической энергии источника совпадает с осью координат $+0x$ приемников. Рассматривается малый временной интервал протяжки $\Delta T = 1074 \text{ с} - 1080 \text{ с} = 6 \text{ с}$, что соответствует расстоянию 9 м. На данном отрезке при $t_1 \approx 1076 \text{ с}$ наблюдается скачек разности фаз между акустическим давлением и x -, z -компонентами колебательной скорости частиц среды $\Delta \varphi_{pV_{x,z}}(t_1) = +2\pi$, вызванный дислокацией фазового фронта.

Исследуется движение энергии в двух разнесенных точках однородного когерентного акустического поля в области дислокации и вихря вектора интенсивности. Введем необходимые определения используя метод комплексных функций [1]. В случае гармонической волны связь акустического давления $p(\mathbf{r}, t)$ и вектора колебательной скорости $\mathbf{V}(\mathbf{r}, t)$ определяется уравнением Эйлера $\mathbf{V}(t) = \frac{i}{\rho\omega} \text{grad} p(t)$, где ω – круговая частота, ρ – плотность среды, $i = \sqrt{-1}$. Для движущегося сигнала переменные $\mathbf{r}$ и t равносильны. В комплексном виде плотность потенциальной энергии $U = \frac{1}{4\rho c^2} p(t)p^*(t)$, плотность кинетической энергии $T = \frac{\rho}{4} \mathbf{V}(t)\mathbf{V}^*(t)$, где $p^*(t)$ и $\mathbf{V}^*(t)$ есть комплексно-сопряженные величины для $p(t)$ и $\mathbf{V}(t)$. Вектор комплексной интенсивности $\mathbf{I}_c(t) = I(t) + iQ(t)$. Вектор активной интенсивности $\mathbf{I}(t) = \frac{1}{2\omega\rho} p^2(t)\text{grad}\Phi(t)$, где $\Phi(t)$ есть фаза акустического давления $p(r, t) = P(r)e^{-i(\omega t - \Phi(r))}$. Вектор реактивной интенсивности $\mathbf{Q} = -\frac{1}{2\omega\rho} p(t)\text{grad}P(t) = -\frac{1}{4\omega\rho} \text{grad}U(t)$. Связь T и U определяется соотношением $\text{div}\mathbf{Q} = -2\omega(T - U) = -2i\omega L$, где L – плотность Лагранжеана. Отсюда следует, при $T \neq U$ $\text{div}\mathbf{Q} \neq 0$, т.е. реактивная компонента $\mathbf{Q}(t)$ в акустическом поле без источников может иметь источники и стоки. В свободном поле $T = U$. Соотношения для гармонической волны справедливы для средних значений тонального сигнала.

Обнаружить вихрь в волноводе мелкого моря возможно, если акустический центр комбинированного приемника окажется в области дислокации фазового фронта или особой точки «центр». Положение дислокации определяется по скачку разности фаз на величину $\pm 2\pi$; в особой точке «центр» спектральная плотность мощности акустического давления $S_{p^2}(t)$ стремится к нулю. Вихрь при скачке $\pm 2\pi$ называем простым [2–4].

Рисунки 1А, Б, В, Г и рисунки 2Д, Е, Ж, З указывают на присутствие необходимых признаков существования вихря вектора интенсивности на временном интервале $\Delta T = 1074 \text{ с} - 1080 \text{ с} = 6 \text{ с}$, что соответствует расстоянию протяжки 9 м.

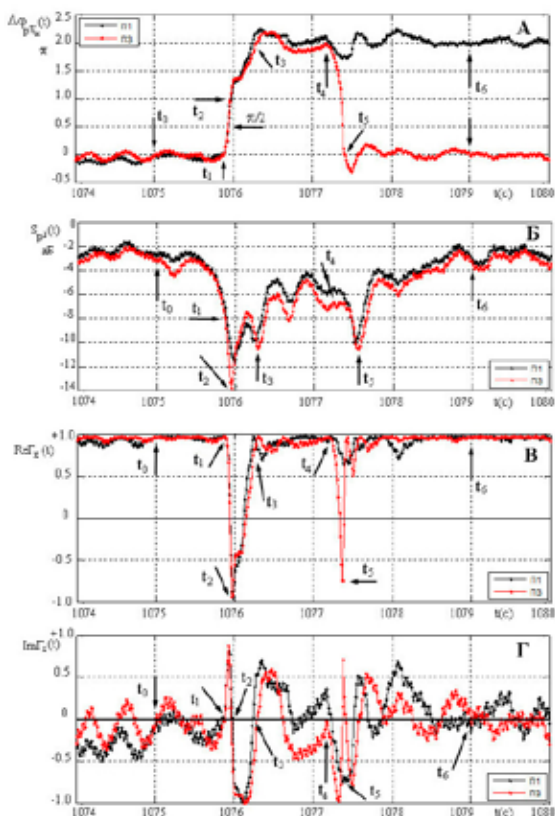


Рис. 1. Зависимость от времени (расстояния) для комбинированных приемников П₁ и П₃: А – разности фаз $\Delta\varphi_{pV_x}(t)$; Б – спектральной плотности мощности давления $S_{p^2}(t)$; В, Г – x-компоненты функции нормированной когерентности $\text{Re}\Gamma_x(t)$, $\text{Im}\Gamma_x(t)$

Из рисунков 1А, Б, В следует; т.т. t_0 , t_6 соответствуют невозмущенному когерентному полю при $\Delta\varphi_{pV_x}(t_0) = 0^\circ$, $S_{p^2}(t_0) \rightarrow \max$, $\text{Re}\Gamma_x(t_0, t_6) = +1.0$. В т.т. t_1 происходит скачек разности фаз $\Delta\varphi_{pV_x}(t_1) = +2\pi$, связанный с переходом фазы на другую фазовую плоскость (дислокация). Обращение фазового фронта в т.т. t_2 связано с переходом $\Delta\varphi_{pV_x}(t_2)$ через $+\pi$, $\text{Re}\Gamma_x(t_2)$ совершает скачек от $+1.0$ до -1.0 . В конечном итоге, на временном интервале т.т. $t_3 - t_6$ горизонтальная компонента плотности потока энергии проходит через вихрь. Внутри вихря: от т.т. t_1 $S_{p^2}(t_2)$ плавно достигает min в

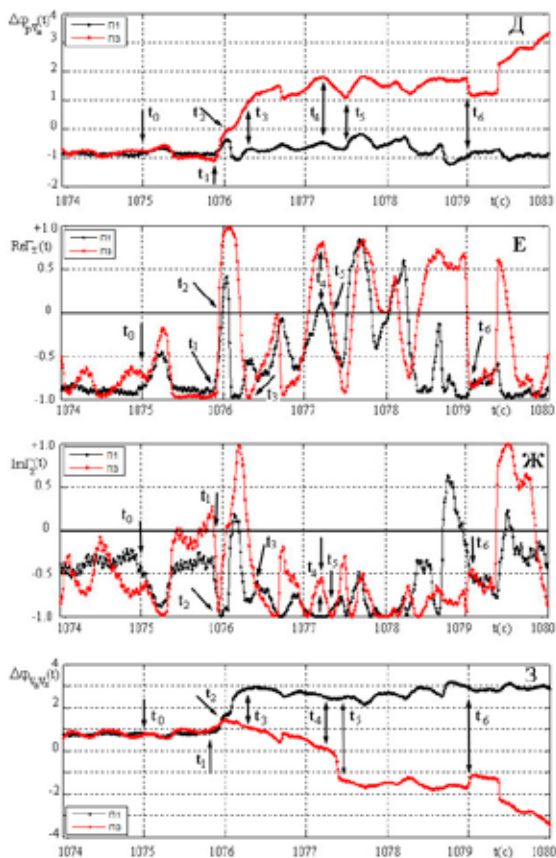


Рис. 2. Зависимость от времени (расстояния) для комбинированных приемников Π_1 и Π_3 : Д – разности фаз $\Delta\varphi_{pV_x}(t)$; Е, Ж – функции нормированной когерентности $\text{Re}\Gamma_z(t)$, $\text{Im}\Gamma_z(t)$; З – разности фаз $\Delta_{V_x V_x}(t)$. На Д, З шкала в π

t_2 и флуктуирует относительно особой точки центр до t_5 , образуя потенциальную яму с переменным значением потенциальной энергии $U(t_2 - t_5)$. Значительные колебания уровня $S_{p^2}(t_2 - t_5)$ порождают реактивную компоненту акустического поля, поскольку $Q = \text{grad}P(t_2 - t_5)$. Активная и реактивная компоненты $\text{Re}\Gamma_x(t)$ и $\text{Im}\Gamma_x(t)$ в t_2 и t_5 испытывают обращение волнового фронта, т.к. $\Delta_{pV_x}(t_2, t_5)$ проходит в этих точках через $\pm\pi$. На интервале от

т.т.₃ до т.т.₆ $\text{Re}\Gamma_x(t) = +1,0$, т.е. поток энергии проходит через вихрь, огибая точку центра. Реактивная компонента $\text{Im}\Gamma_x(t)$ испытывает значительные трансформации: при т.т.₀ и т.т.₆ $\text{Im}\Gamma_x(t) \approx 0$, при $t_1 - t_5$ колеблется в пределах $\pm 1,0$, т.е. изменяется как по величине, так и по направлению. Поскольку реактивная x -компонента вектора $Q_x(t)$ (в данном представлении это $\text{Im}\Gamma_x(t)$) всегда направлена в центр вихря [1], указывая на то, что давление имеет минимум в центре вихря. Из рисунка 1Г следует: на интервале $t_2 - t_3$ движение реактивной энергии $Q_x(t_3 - t_5)$ противоположно направлению распространения сигнала, т.е. $\text{Re}\Gamma_x(t) = -\text{Im}\Gamma_x(t) = -1,0$. Кривые на рис. 1А – В для активной части поля можно считать идентичными для Π_1 и Π_3 , поскольку пространственное разнесение приемников $l_x = 1,2$ м, $l_z = 0,7$ м малы по сравнению с длиной волны. Однако, кривые $\text{Im}\Gamma_x(t)$ для Π_1 и Π_3 различны. Скачок разности фаз в т.т.₅ $\Delta\varphi_{pV_x}(t_4 - t_5) = -2\pi$ на приемнике Π_3 показывает, что приемники находятся в различных условиях акустического поля вихря. Вертикальная компонента разности фаз $\Delta\varphi_{pV_z}(t)$ приемника Π_1 не реагирует на скачок $\varphi_{pV_x}(t) = +2\pi$ (рис. 2Д).

Вертикальная z -компонента активной части поля $\text{Re}\Gamma_z(t_0, t_6) = -1,0$, т.е. в когерентном невозмущенном поле вертикальный поток энергии имеет направление дно-поверхность. В т.т.₁ скачок $\text{Re}\Gamma_z(t_1)$ от $-1,0$ до $+1,0$; $\text{Im}\Gamma_z(t_1)$ от 0 до $+1,0$. Далее от т.т.₁ до т.т.₅ $\text{Re}\Gamma_z(t)$ меняет знак от $-1,0$ и проходит через нуль до $\approx +1,0$. Реактивная компонента $\text{Im}\Gamma_z(t)$ в т.т.₀ равна $\sim 0,5$, в т.т.₁ от нуля до $-1,0$, далее до нуля, от т.т.₃ до т.т.₆ $\text{Im}\Gamma_z(t)$ колеблется относительно $-1,0$. Поскольку $\text{Im}\Gamma_x(t)$ и $\text{Im}\Gamma_z(t)$ всегда направлены в особую точку центр, то из представленного анализа следует, что реактивная часть энергии акустического поля не может образовать циркуляцию охватывающую точку центра, т.е. образовать ротор акустического поля. Из проведенного выше анализа для $\text{Re}\Gamma_x(t)$ и $\text{Re}\Gamma_z(t)$ следует, что активная часть плотности потока энергии, не образуя замкнутых линий тока проходит через область вихря. Полученные результаты противоречат работам [1, 2, 4]. В области вихря (рис. 23) разности фаз $\Delta\varphi_{V_z}(t)$ от т.т.₃ до т.т.₅ для Π_1 и Π_3 отличаются на 2π флукуируя относительно $\pm\pi/2$, что указывает на устойчивость вихря [5].

Из проведенного анализа натурального эксперимента в реальном волноводе следует, в когерентном акустическом поле активная компонента вектора комплексной интенсивности составляет

угол с осью +0х (осью волновода) угол $\sim 45^\circ$. Дислокация фазового фронта разворачивает на 180° х, z-компоненты вектора активной интенсивности. В результате результирующее направление составляет с осью +0х угол $(180^\circ + 45^\circ)$ и, вращаясь против часовой стрелки, совпадает с направлением +0х. При выходе из вихря в когерентном поле принимает исходное направление $+45^\circ$ относительно +0х. Горизонтальная реактивная составляющая компонента флуктуирует и незначительна. Вертикальная компонента в вихре присутствует стоячей волной. Наличие двух приемников не позволяет установить замкнутость тока энергии, которые обсуждаются в теоретических работах [1, 2, 4]. Индивидуальность данной работы заключается в том, что не существует других источников, в которых обсуждались бы проблемы вихрей в реальном волноводе мелкого моря. Требуется дальнейшие исследования.

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

Литература

1. Mann J., Tichy T., Romano A.J. Instantaneous and time-averaged energy transfer in acoustics fields // J. Acoust. Soc. Am. 1987. V. 82. № 4. P. 17-30.
2. Журавлев В.А. Кобозев 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. Щуров В.А. Движение акустической энергии в океане. Владивосток. Информац.-полиграф. хозрасчет. центр ТИГ ДВО РАН. 2019. 204 с. ISBN 978-6043211-5-7 (Shchurov V.A., Movement of Acoustic Energy in the Ocean. Springer 2022. 204 p.)
4. Waterouse R.V., Yates T.W., Feit D., Liu Y.N. Energy streamlines of a sound source // J. Acoust. Soc. Am. 1985. 78(2). P. 758-762.
5. Щуров В.А. Фазовый механизм устойчивости вихря вектора акустической интенсивности в мелком море// Подводн. иссл. и робототехника. 2022. № 3(41). С. 79-89. DOI:10.37102/1992-4429_2022_41_03_07.

2 Секция

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ АЗИАТСКО- ТИХООКЕАНСКОЙ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И МОДЕЛЬНО- ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ)

**ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛИТОГЕНЕЗА
СРЕДНЕВЕКОВЫХ УРБАНИЗИРОВАННЫХ
ТЕРРИТОРИЙ ВОСТОКА АЗИИ
(ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДЕТАЛЬНОГО ГЕОМАГНИТНОГО
КАРТИРОВАНИЯ)**

Бессонова Е.А., Осипова Е.Б., Зверев С.А.

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

В результате детальных геомагнитных исследований антропогенно-структурированной геологической среды на средневековых урбанизированных территориях Востока Азии выполненных в ТОИ ДВО РАН получена уникальная информация, позволяющая проследить особенности природно-климатических условий во временных рамках существования государства Бохай и в пост-бохайское время на территории южного и юго-восточного Приморья, а также выполнить палеомагнитное определение магнитного склонения на локальном участке восточного Забайкалья в средневековье.

Краскинское городище, расположенное в береговой зоне бухты Экспедиции, представляет собой крупнейший на территории Приморского края России археологический памятник государства Бохай (698 – 926 гг.). Формирование культурного слоя Краскинского городища по времени совпадает с позднеголоценовой трансгрессией. Районирование территории археологического памятника, проведенное на основе анализа трансформант АМП Краскинского [1] городища на высоту 5 и 10м, позволило выделить на территории средневекового поселения две крупные аномальные зоны субширотного простирания на севере и субмеридианального простирания в центре, характеризующиеся повышенными значениями амплитуд. Территориально они совпадают с участками повышенного количественного содержания ферромагнитных минералов в осадочных породах. Это связывается с относительно высокой намагниченностью антропогенных объектов, возникшей, скорее всего, в процессе механической фильтрации взвешенных павод-

ковых наносов, когда тяжелая фракция, в состав которой входят магнитные минералы, оседала на искусственных преградах (жилищах, оградах и пр.). Позднеголоценовое повышение уровня моря сопровождалось резким увеличением катастрофических паводков. Значительное повышение объема речного стока привело к увеличению количества влекомых наносов. Краскинское городище оказалось в заливаемой пойме р. Цукановка в непосредственной близости от берега моря и являлось искусственной возвышенностью, на которой откладывались песчано-глинистые осадки, переносимые паводковыми водами. В период активного осадконакопления поступление осадочного материала осуществлялось с севера. Последующее снижение уровня моря до современной отметки сопровождалось развитием эрозионных процессов, которые привели к денудации рельефа за пределами крепостной стены. В то же время крепостной вал явился искусственным барьером, предотвратившим размыв и снос паводковых отложений во внутренней части археологического памятника и обеспечившим сохранность следов катастрофических паводков на рубеже первого тысячелетия.

Городище Кокшаровка-1, является укрепленным валом и рвом поселением постбохайского времени. «Из основания вала (первый этап строительства) была получена дата 1270 ± 20 BP (Cal AD 675–770) ..., а из слоя, относящегося ко второму этапу строительства вала, — 1070 ± 30 BP (Cal AD 895–925; 940–1020)» [2, С. 163]. Оно расположено в Чугуевском районе Приморского края. По результатам анализа разномасштабных карт АМП [3] и рельефа, натурных наблюдений городища Кокшаровка-1 установлено, что на начальном этапе существования поселения особенности внутренней застройки были пространственно связаны с геометрически правильной формой его границ и их ориентацией по сторонам света, диагональное простираание элементов внутренней застройки южной части городища Кокшаровка-1 произошло под влиянием катастрофических паводков и динамики русла р. Кокшаровка. Территория городища на севере была подтоплена и, как следствие, были изменены не только форма и положение вала в южной части поселения, но также и особенности внутренней застройки – использована функционально наиболее выгодная ориентация зданий. Диагональная застройка, выделенная на юге поселения, является более поздней по отношению к прямоугольной.

Геомагнитные исследования урбанизированной территории Монгольской империи «Кондуйский городок» в Восточном Забайкалье позволили выполнить палеомагнитное определение магнитного склонения. «Из материалов раскопок в 2015 г. были получены калиброванные радиоуглеродные даты. ... памятник датируется по первой сигме 1191–1253 гг. (1 σ 68,2%) и по второй сигме 1166–1260 гг. (2 σ 95,4%).» [2, С. 313] Геомагнитное картирование археологического памятника [4], дополняющее результаты частичных раскопок прежних лет использовано для оконтуривания источников антропогенных магнитных аномалий, оценки их геометрических параметров и полной реконструкции структурно-планировочного решения. В результате исследований на основе структурно-планировочного решения археологического памятника выполнено палеомагнитное определение [5] магнитного склонения времени начала строительства.

Таким образом, особенности морфолитогенеза [6] средневековых урбанизированных территорий Востока Азии являются уникальным источником для выполнения палеореконструкций особенностей природной среды.

Работа выполнена по госбюджетным темам № 124022100084-8, № 124022100082-4.

Литература

1. Бессонова Е.А., Червинская И.В. База данных «Цифровая модель аномально-го магнитного поля «Краскинское городище». Номер регистрации (свидетельства): 2023620855. Дата регистрации: 13.03.2023. Номер и дата поступления заявки: 2023620517 02.03.2023. Дата публикации: 13.03.2023.
2. Города средневековых империй Дальнего Востока / отв. ред. Н.Н. Крадин М.: ИВЛ, 2018. - 367 с.
3. Бессонова Е.А., Червинская И.В. База данных «Цифровая модель аномально-го магнитного поля «Городище Кокшаровка-1». Номер регистрации (свидетельства): 2023620952. Дата регистрации: 21.03.2023. Номер и дата поступления заявки: 2023620585 07.03.2023. Дата публикации: 21.03.2023.
4. Бессонова Е.А., Червинская И.В. База данных «Цифровая модель аномально-го магнитного поля «Кондуйский городок». Номер регистрации (свидетельства): 2023621165. Дата регистрации: 11.04.2023. Номер и дата поступления заявки: 2023620794 28.03.2023. Дата публикации: 11.04.2023.
5. Молев В.П. Палеомагнетизм: для студентов направления подготовки «Геология» очной формы обучения: учебно-методическое пособие Владивосток: Дальневост. федерал. ун-т, 2018. 35 с.
6. Антропогенный морфолитогенез и гипергенез («Ложка дегтя в бочке меда») / Отв. ред. Э.А. Лихачёва. Ред. С.А. Буланов, С.В. Шварев. - М.: Медиа-ПРЕСС, 2022. 224 с.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СТРУКТУРНО-ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Валитов М.Г., Ли Н.С.

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

Построение модели земной коры Центральной (Японской) котловины Японского моря до сих пор является актуальной задачей. Целью данной работы стало связать в структурном плане два профиля глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), выполненных в восточной [1] и западной [2] частях Центральной котловины Японского моря. Используя эти данные как основу, нами было выполнено структурно-плотностное моделирование вдоль профиля возв. Первенца – хр. Окусири (рис. 1).

Моделирование выполнялось в двухмерном (2D) варианте с использованием программы, разработанной в лаборатории гра-

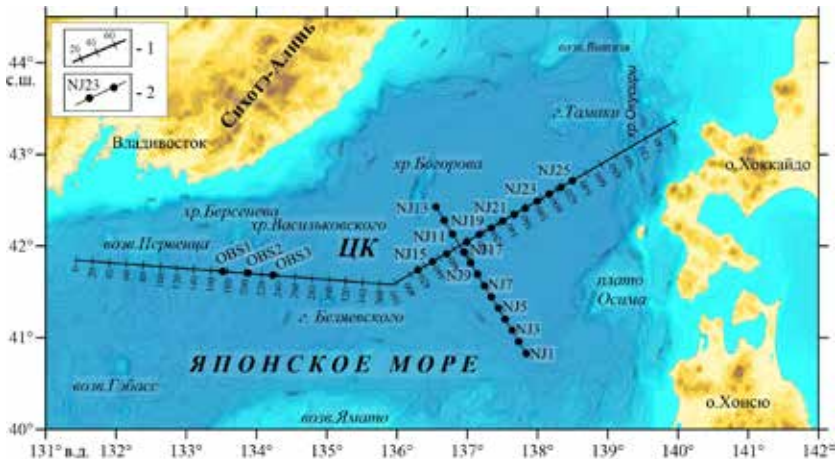


Рис. 1. Обзорная схема района исследования, изобаты в м. 1 – профиль структурно-плотностного моделирования с отметками в км; 2 – опорные сейсмические профили NJ [1] и OBS [2] в Центральной котловине (ЦК)

виметрии ТОИ ДВО РАН [3], в основу которой положены разработки В.Н. Страхова для расчета гравитационного эффекта от горизонтальных призм бесконечного простираения, сечение которых аппроксимируется многоугольником, а плотность задается в трех точках. Связав два профиля ГСЗ модельным профилем, нами был закреплен структурный каркас модели, что многократно уменьшило неоднозначность подбора.

Значение плотности было получено из пересчета скоростей продольных волн с учетом известных зависимостей [4] и наших представлений о вещественном составе пород, слагающих земную кору в этом районе. Многослойные сейсмические модели были упрощены, а слои с близкими скоростями объединены, так как за пределами сейсмической модели о поведении указанных слоев нет никакой информации. При построении модели первого приближения мы приняли «стандартную» модель земной коры ЦК, состоящую из пяти слоев: водного ($1,03 \text{ г/см}^3$), осадочного ($1,9\text{--}2,35 \text{ г/см}^3$), «переходного» или вулканогенно-осадочного ($2,45\text{--}2,7 \text{ г/см}^3$), «базальтового» ($2,85\text{--}3,05 \text{ г/см}^3$) и верхней мантии ($3,25\text{--}3,33 \text{ г/см}^3$).

Модель строения земной коры Центральной котловины представлена на рисунке 2. Условно профиль можно разделить на шесть районов, отличающихся характером строения земной коры. Земная кора Центральной котловины по большей части имеет простое трехслойное строение, осложненное на периферийных участках подводными возвышенностями и хребтами. Основные параметры модели представлены в таблице 1.

Таблица 1. Параметры земной коры структурно-плотностной модели

№	Отметка, км	Мощность					
		Общая	Базальтовый	Переходный	Осадочный	Фундамент	Эффузивы
1	0–50	14–14,5	6	3	2	–	–
2	50–130	18,5	7	–	До 0,3	8	1–1,5
3	130–300	12,5–13,5	4,5–6,5	2,5–3,0	1,5	–	до 1
4	300–625	11,5–12,5	3,0–4,0	1,5–3,0	2,0–2,5	–	–
5	625–730	11,5–16,0	4,0–5,0	3,0–4,0	1,0–2,0	–	0,5–3,0
6	625–760	16,0–24,0	5,0–8,0	–	0,3–2,0	8	0,5–2,0

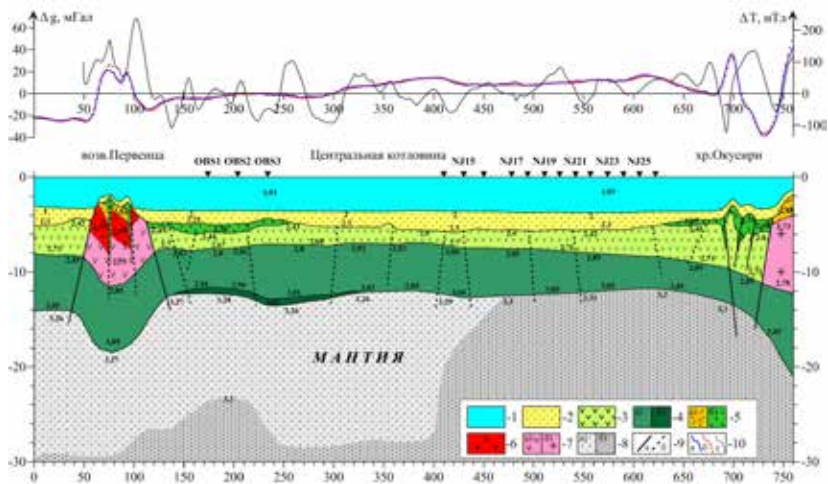


Рис. 2. Структурно-плотностной разрез с отметками в км. 1 – водный слой; 2 – осадочный слой; 3 – переходный слой; 4 – а – базальтовый слой, б – высоко-скоростной слой; 5 – эффузивные образования: а – риолиты, б – базальты, в – гранитоиды; 6 – домезозойский фундамент: а – расколотый, б) консолидированный; 7 – мантия: а – разуплотненная, б – высокоплотная; 8 – разрывные нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 9 – графики геофизических полей: а – наблюдаемого поля силы тяжести в свободном воздухе Δg , б – расчетного поля силы тяжести, в – аномального магнитного поля ΔT . Цифры – плотность г/см^3

Отдельно необходимо отметить распределение плотности ниже границы Мохо. Обычно, если нет веских оснований, распределение плотности принимается однородное или с постоянным градиентным увеличением с глубиной. Однако в нашем исследовании модельный профиль совпадает двумя сейсмическими моделями, у которых определены скорости под поверхностью Мохо. На сейсмической модели OBS скорости продольный волн плавно повышаются с востока на запад от 7,9 до 8,1 км/с, соответственно [2]. На модели NJ скорость под границей Мохо не изменяется, но сокращение мощности коры в сторону континентальных структур также присутствует, как и района возв. Первенца. В то время как поле силы тяжести ведет себя совершенно обособленно, как в глобальном плане не коррелирует с мощностью земной коры, так и очень слабо коррелирует с положением поверхности Мохо. Его минимальные значения наблюдаются в приконтинентальной и приостровной частях профиля, максимальные – над хребтом Оку-

сири и возв. Первенца. Между этими структурами поле медленно возрастает, образуя несколько градиентных зон и максимумов. Таким образом, для компенсации расхождения расчетного и наблюдаемого полей, необходимо было ввести в модель плотностные неоднородности ниже уровня Мохо.

В представленной модели наиболее плотная мантия наблюдается в восточной части профиля там, где по данным сейсмических исследований [1] зафиксирована океаническая кора. Здесь наблюдается подъем высокоплотного мантийного вещества с плотностью более $3,3 \text{ г/см}^3$. При движении к бордерленду японских островов, а также в противоположенную сторону к континенту, плотность подкорового вещества уменьшается до $2,262,28 \text{ г/см}^3$. Отдельный апофиз высокоплотных мантийных пород наблюдается в зоне сочленения Центральной котловины с возвышенностью Первенца, но он не доходит до Мохо, а ограничивается на глубине 23 км. Характерно, что именно на этом участке в сейсмической модели был выделен высокоскоростной слой [2] в подошве «базальтового» слоя, что нашло отражение и в структурно-плотностной модели.

Проведенное моделирование показало, что океаническая кора в Центральной котловине распространяется от хребта Окусири на востоке, до возв. Первенца на западе, за исключением локального участка, пересекаемого профилем на отметках 250350 км. Здесь, как было предложено ранее в работе [2] распространена субконтинентальная кора. Характерно, что на траверзе этого участка, в районе континентального склона расположены хр. Васильковско-го и Берсенева, а с юга расположена воз. Ямато. Рассматриваемый участок является периферией сильно разрушенного и практически переработанного континентального блока. Западнее этого участка, восточнее воз. Первенца, на модели выделен участок пониженной мощности коры, который может быть представлен фрагментом океанической коры, либо областью рифтогенного происхождения, без развития дальнейшего спрединга. Внедрение высокоплотных мантийных масс в восточной части котловины инициировало здесь спрединговые процессы, что привело к образованию хребта Окусири, а локальное разуплотнение мантии под ним явилось результатом захвата морской воды в недра, что привело к процессам серпентинизации. Похожие процессы могли происходить в западнее рассматриваемого участка, где океаниче-

ская кора взаимодействовала с деструктурированным континентальным фрагментом.

Работа выполнена в рамках госзадания ТОИ ДВО РАН (рег. № 124022100078-7, № 124022100082-4).

Литература

1. Hirata N., Karp B.Y., Yamaguchi T., Kanazawa T., Suyehiro K., Kasahara J., Shiohara H., Shinohara M., Kinoshita H. Oceanic crust in Japan Basin of the Japan Sea by the 1990 Japan–USSR expedition // *Geophys. Res. Lett.* 1992. V. 19. № 20. P. 2027–2030.
2. Sato T., Shinohara M., Karp B.Ya., Kulinich R.G., Isezaki N. P-wave velocity structure in the northern part of the central Japan Basin, Japan Sea with ocean bottom seismometers and airguns // *Earth Planets Space*. 2004. V. 56. № 5. P. 501–510.
3. Колпащикова Т.Н. Программа моделирования магнитного, гравитационного полей и некоторых их производных / А.с. Российская Федерация № 200761354; заявл. 25.06.07; опубл. 21.08.07 // Бюлл. Программы для ЭВМ, базы данных 2007. № 3.
4. Christensen Nikolas I., Mooney Walter D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view // *Journal of Geophysical Research*. 1995. V. 100. № B6. P. 9761–9788.

ГИДРОЛОКАЦИОННАЯ СЪЕМКА ГЛУБОКОВОДНОГО УЧАСТКА ФРАГМЕНТА МОРСКОГО ДНА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО

Косарев Г.В.

*Институт проблем морских технологий им. М.Д. Агеева, г. Владивосток
gor@marine.febras.ru*

Акустический профилограф и гидролокатор бокового обзора используются практически во всех направлениях гидрофизических и подводных геологических исследований, таких как картографирование, изучение рельефа дна его структуры, обнаружение месторождений нефти, газа и руд, получение инженерных характеристик грунтов в местах гидротехнических сооружений, трубопроводов, обеспечение навигации, поиск и обнаружение малоразмерных объектов, в том числе и потенциально опасных в толще дна.

Актуальным остаётся вопрос о разработке методов распознавания эхограмм - стратификации донных отложений. Знание физических свойств (пористости, плотности, скорости распространения волн, анизотропии скорости, поглощения волн) и их взаимосвязи необходимо при интерпретации результатов исследования характеристик морского грунта. Осадочные породы имеют различное происхождение, их толщина колеблется от нескольких сантиметров до сотен метров.

Из-за влияния гидродинамических процессов, воздействующих на придонную часть морского дна, развиваются аккумулятивные и эрозионные процессы. Эти процессы могут влиять на динамику изменения рельефа дна, его структуры и состава осадочных пород в придонном слое. Влияние этих факторов оказывает на изменение рельефа, структуры и состава морского дна. Это важно учитывать, как при строительстве, установке и мониторинга состояния стационарных подводных сооружений, так и при решении различных поисковых задач по обнаружению малоразмерных объектов, находящихся на поверхности или в толще морского дна.

Кроме этого подводные объекты (трубопроводы, кабельные линии связи и т.п.) могут принудительно помещены в толщу морского дна и их местоположение возможно определить только акустическим профилографом. Автономный необитаемый подводный аппарат позволяет вести гидролокационную съемку глубоководных районов непосредственно у исследуемой донной поверхности [1–5].

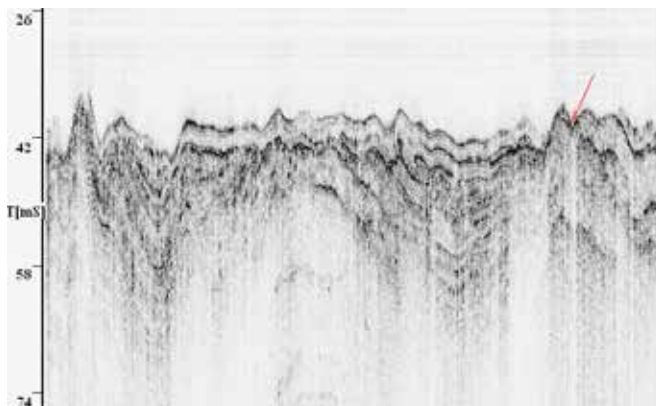


Рис. 1. Профилограмма дна глубоководного участка морского дна в Японском море, длина обследуемого участка 2723 м

На рисунках 1 и 2 приведены профилограмма, и ГБО-грамма дна соответственно, полученные в глубоководном районе Японского моря (глубина моря 2980 м). АНПА двигался со средней скоростью 0,99 м/с на высоте 30 метров от дна, общая длина обследуемого участка составила 2723 м. Тип грунта: слоистые структуры с слаблитифицированными осадками с глинистым цементом и кремнистым органическим веществом, имеются места, состоящие из грубозернистого материала, которые характеризуются обычно повышенными значениями скорости звука и плотности, на рисунках 1 и 2 обозначенные стрелками. Морское дно довольно неровное имеются, как полости – переход от белого к черному цвету (рис. 2) и холмистые возвышения – области с максимальной засветкой.

Данные полученные с помощью двух устройств - акустического профилографа и гидролокатора бокового обзора хорошо согласуются друг с другом и служат источником дополнительной информации по состоянию морского дна.

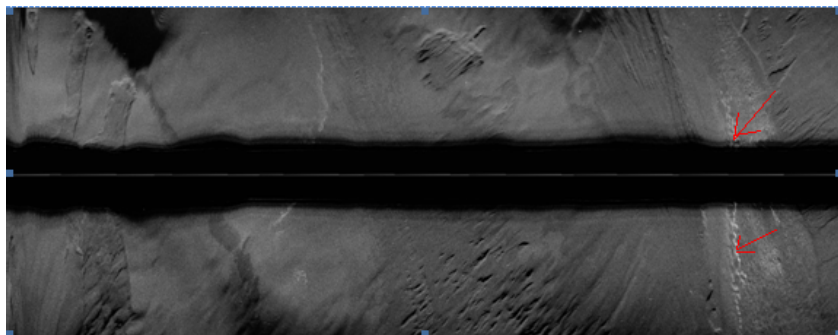


Рис. 2. ГБО-грамма дна глубоководного участка морского дна в Японском море, ширина зоны обзора 400х2, длина обследуемого участка 2723 м

Таким образом, комплексное гидролокационное обследование с помощью автономного необитаемого аппарата в качестве носителя акустического профилографа и гидролокатора бокового обзора позволяет успешно решать задачи по изучению и мониторингу донных структур глубоководных участков морского дна.

Литература

1. Косарев Г.В. Использование акустического профилографа, на борту АНПА, для исследования структуры морского дна / Г.В. Косарев, Ю.Г. Ларионов // Технические проблемы освоения Мирового океана: сборник трудов Международной научно-технической конференции. Владивосток, 2007. – С. 360-363.
2. Косарев Г.В. Использование акустического профилографа на борту АНПА для исследования структуры глубоководного участка дна в Северном Ледовитом океане / Г.В., Косарев, Ю.Г. Ларионов // Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики: сборник трудов IX Всероссийской научно-технической конференции. Санкт-Петербург, 2008. – С. 152-154.
3. Косарев Г.В. Результаты профилирования морского дна в шельфовой зоне морей / Г.В. Косарев // Технические проблемы освоения Мирового океана: сборник трудов III Всероссийской научно-технической конференции. Владивосток, 2009. – С. 201-203.
4. Касаткин Б.А., Косарев Г.В. Результаты применения акустического профилографа для мониторинга морских акваторий с использованием алгоритмов синтеза и фокусировки // Подводные исследования и робототехника. Владивосток, 2014, – №1(17). – С. 33-38.

ГЛУБИННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ ТАКСОНОВ ЗАПАДНОГО ПРИОХОТЬЯ

Манилов Ю.Ф., Иволга Е.Г.

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

Настоящая работа посвящена выявлению связи между глубинным строением и эпипермальной золотой минерализацией. Регион изучения ограничен границами геологического листа О-53. Тектоника согласно [1] представлена структурами юго-восточной части Северо-Азиатского кратона (САК), Верхояно-Колымской складчатой системы (ВКСС) и Охотско-Чукотской вулcano-плутонической области Тихоокеанского тектонического пояса (ТПП).

Основные минерагенические элементы согласно [1]: Алданская, Джугджуро-Становая, Сибирская, Верхояно-Колымская, Охотско-Чукотская минерагенические провинции (МП): МП разделены на минерагенические зоны (МЗ), а зоны на рудные районы (РР) и рудные узлы (РУ).

Целью данной работы явилось выявление глубинных геолого-геофизических и структурных неоднородностей, связанных с формированием и размещением золоторудных объектов в разных геодинамических обстановках.

Методика. В основу текущего минерагенического анализа, положены представления о связи известных рудовмещающих площадей с определенными геологическими обстановками, находящими отражение по комплексу количественных признаков в тех или иных параметрах геофизических полей [2]. В качестве «обучающих» эталонных объектов для прогноза золотого и золото-серебряного оруденения были использованы площади типовых рудных узлов с наличием в них известных и хорошо изученных месторождений.

Для настоящих минерагенических исследований в качестве опорной геофизической информации приняты плотностная и магнитная модели литосферы Западного Приохотья, построенные

посредством использования пакета «КОСКАД-3D» [3]. Для построения моделей подготовлены цифровые матрицы изучаемой территории 2 X 2 км. В качестве исходного гравиметрического и магнитометрического материалов были использованы цифровые модели отдельных листов различных масштабов от 1:1000000 и крупнее аномального магнитного поля и гравитационного поля в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2,67 г/см³.

Глубинное строение минерагенических зон и узлов проявилось через анализ неоднородностей плотностной (60 км) и магнитной (20 км) моделей. Модели представлены в виде срезов и карт их локальных аномалий (рис.1), которые позволяют проследить связь известных золоторудных подразделений с глубинными неоднородностями.

Плотностная модель. Внутренняя структура большинства золоторудных узлов проявляется сложным сочетанием положительных и отрицательных плотностных аномалий. Аномалии отражают взаимоотношения метаморфогенных или терригенно-карбонатных вмещающих пород с гранитоидами. Большинство РУ Преджугджурской МЗ контролируются аномалиями пониженной плотности, соответствующим вулканическим постройкам кислого состава. Исключение составляют Мукитканский, Малокомуйский и Меридиональный РУ.

Кроме распределения локальных плотностных аномалий на рисунке 1 приведены контуры блоков предполагаемого метаморфогенного фундамента. Большинство рудных узлов находятся в пределах стабильных метаморфогенных блоков (желтые кружки), меньшая часть РУ размещается в подвижных межблоковых зонах (оранжевые кружки). Проведенное разделение указывает на возможность разных путей транзита мантийного вещества и тепла в земную кору.

Магнитная модель предстала срезам эффективной намагниченности уровней 5,10,15,20 км. В морфологии поля намагниченности разных уровней на всей территории выделяются мелкие кольцевые структуры. Они проявлены по-разному: с центральным максимумом, с центральным минимумом, с не выраженным по интенсивности центром, которые можно трактовать как интрузивно-купольные образования. Часть из них имеют металлогеническую проявленность.

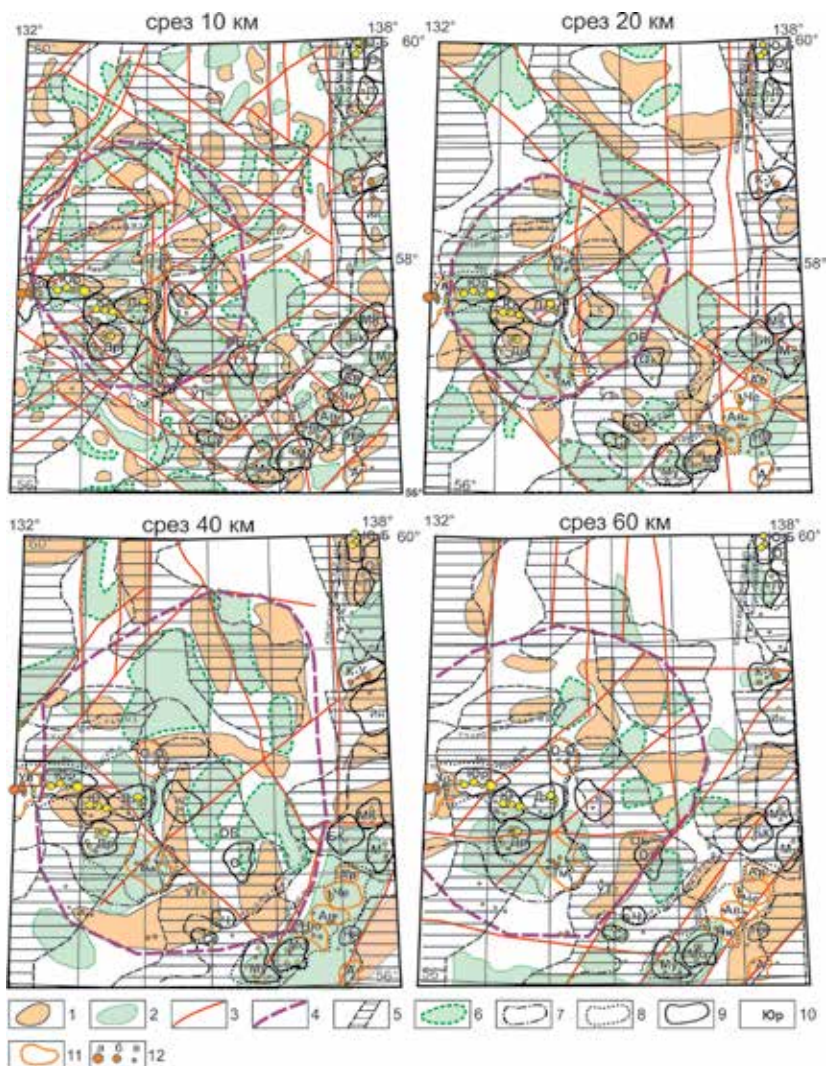


Рис. 1. Положение золоторудных узлов относительно основных плотностных неоднородностей

1 – локальные аномалии повышенной плотности; 2 – локальные аномалии пониженной плотности; 3 – разрывные нарушения; 4 – границы кольцевых структур; 5 – предполагаемые метаморфические блоки на глубине; 6 – перспективные локальные аномалии, требующие первоочередной прогнозной оценки; границы рудных подразделений: 7 – металлогенических зон, 8 – районов, 9 – узлов; 10 – обозначения золоторудных узлов: Ул – Улахинский, Юр – Юртовый,

Золоторудные узлы всех МЗ в пределах среза тяготеют к положительным аномалиям намагниченности или «кольцам» сложной морфологии. Для Южно-Верхоянской и Сетте-Дабанской МЗ эта зависимость проявляется значительно слабее в силу того, что они сложены слабомагнитными осадочными и интрузивными породами; отдельные повышения намагниченности могут быть обусловлены метасоматическими изменениями, которые являются индикаторами гидротермального процесса.

Заключение. Рудные узлы региона размещаются в двух структурных обстановках: большинство - находятся в относительно монолитных стабильных блоках метаморфического фундамента, меньшинство - тяготеет к разноглубинным гранитоидным интрузиям в подвижных зонах межблокового пространства

Каждая минерагеническая зона характеризуется своим распределением плотностных аномалий: отдельные очаги разуплотнения (Южно-Верхоянская), область разуплотнения над центральной разломной зоной (Преддзугджурская), единая кольцевая область разуплотнения (Учуро-Майская).

Выделенные по геологическим данным золоторудные узлы на уровне верхней мантии (60-40 км) проецируются на области разуплотнения (области растяжения), имеют свободную связь между земной корой и мантией, следовательно, и источник их золотого оруденения находится в мантии. Исключение составляют рудные узлы Учуро-Батомской МЗ, локализованные в пределах древней архейской сводовой структуры с мощной корой. На уровне 60 км рудным узлам соответствуют ряд плотностных максимумов, что говорит в пользу того, что формирование Учуро-Батомской МЗ, вероятно происходило в условиях сжатия и связь с мантией была затруднена.

←

Ю – Юньский, Д – Даньский, Др – Дарьинский, Тм – Томтоканский, О-О – Омнинско-Одолинский; К – Кондерский, О – Одолинский, Че – Челасинский, Се – Секталинский, Му – Мукитканский, Мо – Мотаринский, Нью – Ньюжинский, Ав – Авлаканский, М – Меридиональный, Бк – Большекомуйский, Мк – Малокомуйский, А – Аянский, Ин – Иниканский, К-У – Курум – Уряхский, ЮБ – Юрско – Бриндакинский, О – Огонекский, Л – Ловийский; металлогенические объекты связанные с межблоковыми подвижными зонами: 11 – границы рудных узлов 12 – Месторождения, рудопроявления, точки минерализации золота

Проведенные исследования выявили сходства и различия в локализации рудных узлов на поверхности и очагов их генерации на глубине. В частности Учуро-Майская и частично Учуро-Батомская МЗ приурочены к одной глубинной структуре и их РУ имеют общий очаг генерации. Рудные узлы Южно-Верхоянской МЗ имеют разные источники генерации, что указывает на необходимость уточнения металлогенического районирования территории с учетом глубинного строения.

Выделенные плотностные и магнитные неоднородности могут быть использованы для прогноза рудных районов и узлов: аномалии разуплотнения – как предполагаемые очаги магматизма и источники оруденения, аномалии намагниченности – как области гидротермально-метасоматической проработки вмещающих оруденение пород.

Формирование рудных узлов разных МЗ, происходило в различных геодинамических обстановках: Южно-Верхоянской - в области коллизии, Преддзугджурской - в субдукционной зоне, Учуро-Майской - в области плюма.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИТИГ ДВО РАН (тема НИР №122041100034-6).

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист О-53 – Нелькан. Объяснительная записка Гл. научн. редактор Роганов Г.В. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012 г. 364 с.
2. Калинин Д.Ф. Информационно-статистический прогноз полезных ископаемых // Мин. природных ресурсов и экологии РФ, ФГУНПП «Геологоразведка», 2011. -164 с.
3. 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.

СЕЙСМИЧНОСТЬ ПРИМОРЬЯ ЗА 2021–2023 года

Наумов С.Б.¹, Овчаренко В.В.²

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

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

Приморский край относится к регионам с низкой современной сейсмической активностью, и появление места, где возникают землетрясения с относительно высокой частотой, вызывает интерес и является объектом исследования [1]. Представлены результаты статистических наблюдений за землетрясениями на территории Приморского края и в акватории японского моря за последние два года, показана динамика изменения сейсмичности, данного района, за этот период.

В общем, сейсмическая активность Приморья стабильная и слабая. Количество землетрясений ежегодно изменяется незначительно, на два, три землетрясения в большую или меньшую сторону. Гипоцентры землетрясений располагаются на различных глубинах. Происходят как коровые землетрясения, так и глубокофокусные.

По данным глубинного сейсмического зондирования, земная кора Приморского края разбита коровыми и глубинными разломами на блоки. Считается, что плейстоценовая область располагается в полосе сочленения слабых отрицательных и положительных изостатических аномалий северо-восточного и северо-западного простираний [2]. Район характеризуется недостатком мощности земной коры в пределах 2 км. Таким образом, кора находится в несколько нарушенном изостатическом состоянии [3].

Коровые землетрясения связаны с разломно-блоковым строением земной коры. Разрывные нарушения в Приморье образуют разветвленную сеть (рис. 1) [4]. Следовательно, тектонические движения здесь были, и будут происходить.

Основной причиной глубокофокусных землетрясений в Приморье является постепенное разрушение океанической плиты. Эта

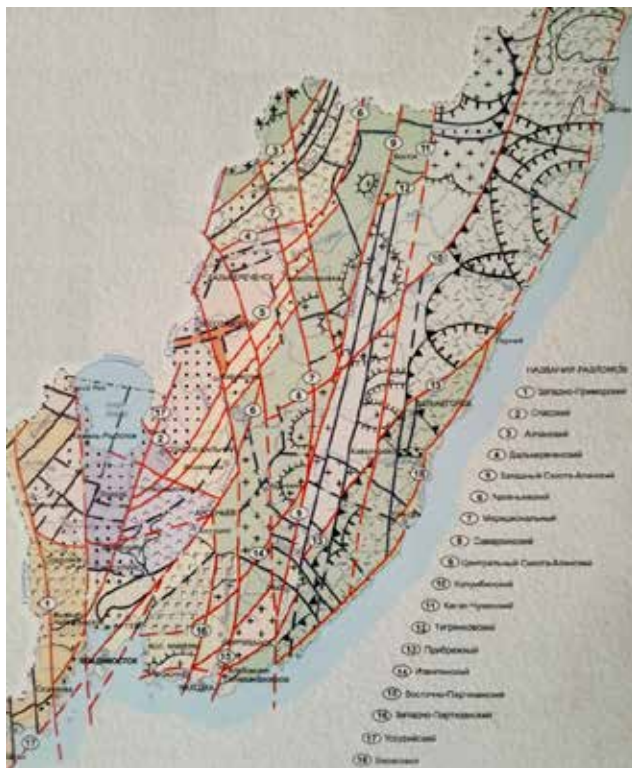


Рис. 1. Схема разломов Приморья

плита постоянно погружается под континент. Приблизительно в районе Приморского края, на глубине четыреста-шестьсот километров, она начинает потихоньку разрушаться. Из-за этого образуются подземные толчки [5].

Методика исследования. Сейсмическая обстановка в Приморье оценивается по количеству землетрясений на её территории, по времени и месту произошедших сейсмических событий. Для регистрации землетрясений используется сеть сейсмических станций Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (ФИЦ ЕГС РАН) на территории Приморского края. Для описываемого периода сеть состояла из шести станций (рис. 2).

Наблюдение за сейсмическими событиями ведётся круглосуточно в режиме, близком к реальному времени [6]. Для опре-

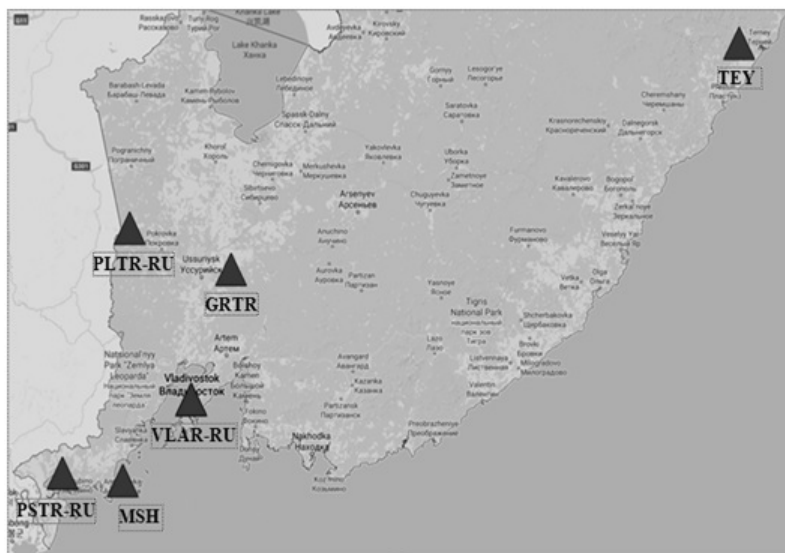


Рис. 2. Сеть сейсмических станций на территории Приморского края. Географическое расположение станций: MSH – мыс Шульца, PSTR-RU – пос. Посыет, VLAR-RU – г. Владивосток, GRTR – н.п. Горно-Таёжное, PLTR-RU – с. Полтавка, TEY – пос. Терней

деления параметров землетрясений используется программное обеспечение DIMAS. Программа предназначена для всесторонней обработки и анализа цифровых сейсмических сигналов, поступающих с систем сбора [7].

Фактический материал. Каталог землетрясений 2023–2025 гг.

Каталог составлялся на основании обработки и интерпретации сейсмических данных сейсмической станции «Владивосток» [8], 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.

Сейсмические события на территории Приморского края регистрируются сетью сейсмических станций Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» и зарубежными сейсмическими центрами. Значимые региональные

землетрясения интерпретируются и выставляются на сайтах сейсмических центров Японии, Америки, Кореи и Европы.

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

№ п/п	Время	Широта	Долгота	Глубина	Класс	Магнитуда	Место
1	2023-07-17 00:12:51,060	43,5553	136,5711	398,17	Кр=6,8	3,8	Японское море, 106 км от п. Ольга
2	2023-07-19 07:34:02,037	43,2448	137,7370	205,12		3,2	Японское море, 203 км от п. Ольга
3	2023-07-22 02:07:55,809	43,1491	138,1626	313,40	Кs=6,9	3,3	Японское море, 239 км от п. Ольга
4	2023-07-23 14:50:36,902	42,6772	132,1264	16,00	Кр=6,2	2,4	Залив Петра Великого 57 км от п. Дунай
5	2023-08-07 04:48:21,061	42,5402	134,2256	33,00		4,6	Японское море, 51 км от п. Преображение
6	2023-09-16 19:57:43,225	42,6799	137,6739	282,97	Кр=6,8	3,7	Японское море, 227 км от п. Ольга
7	2023-09-30 01:09:50,919	45,1608	137,3314	340,13	Кр=8,3	4,2	Японское море, 26 км от п. Малая Кема
8	2023-11-04 03:03:58,286	44,1218	138,8320	332,06	Кр=6,5	3,4	Японское море, 213 км от п. Пластун
9	2023-11-15 03:02:03,812	44,9121	139,5547	262,32	Кр=6,9	3,7	Японское море, 236 км от п. Терней
10	2023-12-02 23:03:55,919	42,9530	137,6535	278,91	Кр=7,8	4,0	Японское море, 215 км от п. Ольга
11	2023-12-10 02:28:04,07	43,0740	138,2617	245,40	Кs=8,1	4,5	Японское море, 254 км от п. Ольга
12	2023-12-26 19:10:19,140	42,7391	131,8751	539,24	Кр=10,6	4,9	Залив Петра Великого 41 км от Владивостока

№ п/п	Время	Широ- та	Долгота	Глу- бина	Класс	Маг- ни- туда	Место
13	2023-12-28 03:29:28,552	43,1560	132,1665	0,00	Ks=6,2	2,4	Уссурийский Залив, 16 км от Владивос- тока
14	2024-01-13 20:57:00,962	44,5482	138,4843	298,98	Kp=9,4	4,8	Японское море, 160 км от п. Терней
15	2024-01-19 10:18:01,425	43,6825	138,6202	329,31	Kp=8,1	4,3	Японское море, 267 км от п. Ольга
16	2024-02-09 07:01:18,314	43,9075	137,7693	227,40	Kp=7,4	3,9	Японское море, 185 км от п. Ракушка
17	2024-04-09 05:28:52,001	42,9076	132,7241	14,07	Kp=7,9	3,2	От п. Ливадия 5 км на север
18	2024-04-11 06:28:06,670	42,8037	132,7501	8,00	Ks=6,8	2,7	Залив Петра Великого, 11 км, до г. Находка
19	2024-04-15 02:10:17,845	43,3022	138,2429	297,79	Ks=6,7	3,5	Японское море, 241 км от п. Ольга
20	2024-04-18 07:34:44,479	42,9139	132,6515	5,79	Ks=9,0	3,4	От п. Ливадия 4 км на север
21	2024-04-18 07:55:03,882	42,8526	132,4354	3,92	Ks=7,1	2,8	о. Путятина
22	2024-04-18 08:00:15,188	42,7784	132,7266	6,59	Ks=9,2	3,9	Залив Петра Великого, 14 км, до г. Находка
23	2024-04-22 06:40:05,398	44,1190	139,2209	350,87	Kp=8,1	3,3	Японское море, 243 км от п. Пластун
24	2024-04-29 08:25:21,771	42,6844	136,1396	384,08	Kp=8,3	4,2	Японское море, 134 км от п. Морьяк-Ры- болов
25	2024-07-05 06:09:50,498	42,8916	132,6942	7,02	Kp=8,6	3,6	От п. Ливадия 3,5 км на север

№ п/п	Время	Широ- та	Долгота	Глу- бина	Класс	Маг- ни- туда	Место
26	2024-07-12 02:13:27,101	43,1535	131,7228	47,58	Ks=5,5	2,0	Амурский залив, 3,5 км от п. Береговое
27	2024-09-02 03:26:21,076	43,3258	132,2373	4,00	Ks=4,6	1,4	7 км. южнее ж/д ст. Артём Приморский 2
28	2024-09-10 19:11:09,307	42,6757	138,2654	301,33	Ks=8,0	3,7	Японское море, 268 км от п. Ольга
29	2024-09-27 15:11:04,053	44,3982	139,0214	0,00	Ks=7,4	3,0	Японское море, 200 км от п. Терней
30	2024-10-06 03:26:07,062	45,1227	136,0950	0,00	Ks=5,6	2,1	Сихотэ-Алин- ский заповед- ник
31	2024-10-11 11:51:12,628	42,7975	138,0922	290,98	Kp=7,9	4,1	Японское море, 251 км от п. Ольга
32	2024-11-01 19:24:10,516	44,0923	138,9863	60,63	Ks=7,3	3,5	Японское море, 227 км от п. Пластун
33	2024-11-20 15:09:02,774	46,3086	136,1363	450,52	Kp=11,6	5,8	Красноар- мейский р-н, п. Восток
34	2025-01-10 09:56:57,952	43,9748	139,0649	245,19	Kp=7,3	3,9	Японское море, 239 км от п. Пластун
35	2025-01-17 00:12:58,089	42,7128	138,2653	284,65	Kp=8,0	4,2	Японское море, 268 км от п. Ольга
36	2025-01-21 09:44:48,356	43,4160	138,2542	266,50	Kp=7,7	4,1	Японское море, 243 км от п. Ольга
37	2025-03-12 02:48:45,928	43,3879	135,2819	498,84	Kp=9,2	4,6	Японское море, 39 км от п. Морьяк-Ры- болов
38	2025-03-18 13:22:53,863	43,6187	132,5413	5,91	Ks=6,7	2,6	Шкотовский р-н, севернее о. Артёмов- ское

№ п/п	Время	Широ- та	Долгота	Глу- бина	Класс	Маг- ни- туда	Место
39	2025-03-19 17:57:45,571	44,3763	139,4969	269,01	Ks=7,8	4,1	Японское море, 240 км от п. Терней
40	2025-03-23 12:02:57,694	43,3073	132,8069	497,73	Ks=9,0	3,8	Восток Черниговского р-на, в тайге
41	2025-04-04 04:57:33,901	43,0385	132,3515	65,83	Kp=8,4	3,5	9 км. южнее г. Большой-Камень
42	2025-04-23 09:58:39,556	42,8837	132,4042	8,03	Ks=7,6	3,1	Бухта Назимова, о. Путятин
43	2025-04-23 10:06:10,056	42,8489	132,4009	30,07	Ks=7,3	3,0	Юго-Западная часть, о. Путятин
44	2025-05-08 05:58:31,544	43,4799	132,2821	4,78	Ks=6,9	2,7	п. Заводской, Артёмовский округ
45	2025-05-11 11:39:06,164	46,0741	136,3134	462,38	Kp=10	5,1	В тайге, восток Красноармейского р-на,
46	2025-05-29 04:23:14,043	42,9840	132,1460	47,58	Ks=7,5	3,0	Середина Уссурийского залива
47	2025-06-01 11:54:06,702	42,2096	135,7684	352,14	Kp=8,5	4,3	Японское море, 150 км от п. Морьяк-Рыболов

В целом сейсмичность Приморья за 2023–2025 гг., 47 землетрясений, в сравнении с аналогичным периодом за 2021–2023 гг., 42 землетрясения, осталась на прежнем уровне.

Из 47 землетрясений всего 11 землетрясений материковые, из них 7 землетрясений неглубоких, до 60 км. Толщина земной коры в Приморье, в среднем составляет 35 км, все неглубокие землетрясения являются коровыми. Одно промежуточное, материковое землетрясение, на глубине 65,83 км, в близи г. Большой-Камень и 3 глубокофокусных землетрясения, на глубине более 300 км.

Большая часть землетрясений произошла в акватории Японского моря, 36 землетрясений. Из 36 морских землетрясений всего 11 не глубокие, 14 землетрясений промежуточные, на глубине от 60 км до 300 км. и 11 подводных землетрясений глубоководные. Опасных землетрясений вызывающих волны Цунами в Японском море, за этот период, не произошло. Визуально, описанные сейсмические события, изложены на рисунке 3.

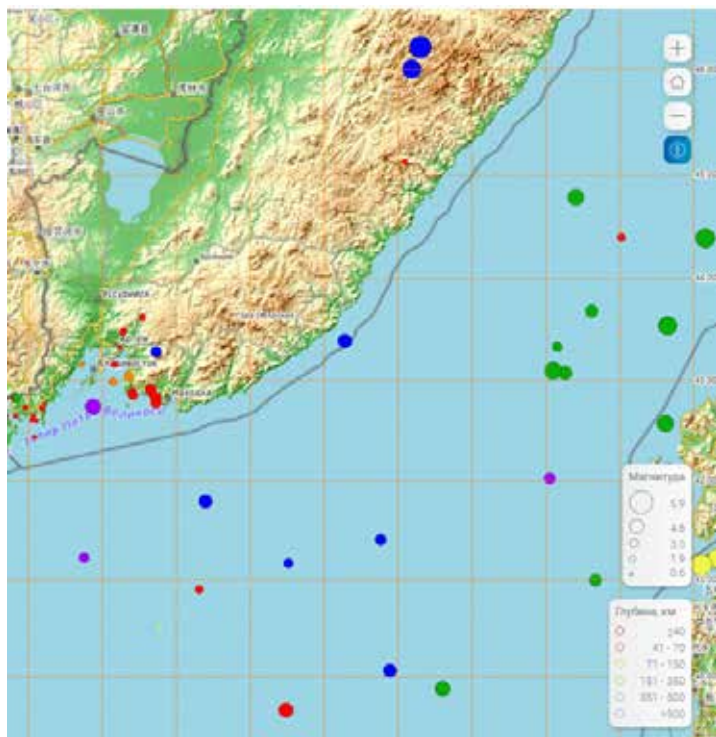


Рис. 3. Схема эпицентров землетрясений за 2023–2025 гг. в Приморье и акватории Японского моря

Учитывая всё вышеизложенное можно сделать вывод: сейсмичность на материковой части Приморья остаётся стабильной с низкой интенсивностью, что соответствует картам общего сейсмического районирования [9].

Литература

1. Шестаков Н.В., Сафонов Д.А., Коваленко Н.С., Касаткин С.А., Краснопеев С.М., Герасименко М.Д., Guojie M. Результаты исследования Приморского землетрясения 12 апреля 2014 года, $M=4,5$ (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37, № 1. С. 51-60. DOI: 10.30911/0207-4028-2018-37-1-51-60.
2. Органова Н.М., Кручинина Л.М. Геолого-геофизические условия сейсмичности в юго-западной части Приморья // Советская геология. 1978. № 12. С. 122-124.
3. Сафонов Д.А. Сейсмическая активность Приамурья и Приморья // Гео-системы переходных зон. 2018. Т. 2, № 2. С. 104-115. DOI 10.30730/2541-8912.2018.2.2.104-115.
4. Атлас Приморского края / Ред. Е.И. Наздратенко, Н.М. Цымбаленко и др. – Владивосток: ДВ АГП, 1998. – С. 19.
5. Валитов М.Г. Землетрясение в крае // Аргументы Недели Владивосток. 2017. № 3(545) от 26.01.17
6. Наумов С.Б., Овчаренко В.В., Jeong B., Kim Y.W. Развитие сети сейсмических станций в Приморье // Физика геосфер [Электронный ресурс]: Двенадцатый Всероссийский симпозиум. Материалы докладов. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2021. – С. 77-80.
7. Droznin A.V., & Droznina S.Y. Interactive DIMAS program for processing seismic signals // Seismic Instruments. 47(3). P. 215-224. DOI: 10.3103/S0747923911030054.
8. Протокол обработки землетрясений // Сейсмическая станция «Владивосток» 2023-2025гг.
9. Карта А ОСП-2016.

НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ И ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ СТРУКТУР В НЕОДНОРОДНЫХ ГЕОСРЕДАХ

Осипова Е.Б.

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

Геодинамические явления в неоднородной 3D-геосреде рассматриваем как деформационные процессы, которые характеризуются полями перемещений, поворотов и деформаций. Количественные и пространственные характеристики распределения этих полей обеспечиваются соответствующими полями напряжений. Напряженность и соответствующее гравитационное поле, обусловленное плотностной неоднородностью Земли, является одним из основных внутренних источников возникновения тектонических напряжений [1]. Гравитационное поле обеспечивает формирование соответствующего усложненного деформирования геосреды, состоящего из перемещений, сдвигов и поворотов текущих точек по всем координатным направлениям.

Механико-математическое моделирование напряженно-деформированного состояния неоднородных геосред основано на теории подобия реологических процессов в неоднородных многослойных средах, подверженных конечным деформациям [2–3]. В 3D-постановке теории конечных деформаций и линеаризованной теории устойчивости предложена единая модель для изучения возможных дислокаций в неоднородных геосредах. Напряженно-деформированное состояние (НДС) разделяется на основное и возмущенное [4]. Возможность существования основного (невозмущенного) состояния с пренебрежимо малыми напряжениями и деформациями, которое существует до начала действия внутренних сил, действующих в земной коре, и обусловлено пренебрежимо малым гравитационным полем, является гипотетическим предположением. Кинематика возмущенного состояния определяется компонентами тензора конечных деформаций Коши-Грина t_{ij} , поступательными перемещениями и перемещениями линейного поворота, напряжен-

ное состояние - компонентами несимметричного тензора напряжений Пиола-Кирхгофа t_{ij} . Аналитический алгоритм основан на получении решений относительно параметров, имеющих физический и геометрический смысл. Предложенная методика позволяет на этапе численно-графического анализа построить неоднородное распределение физико-механических свойств, конкретизировать граничные условия, уравнение состояния, количественно и качественно оценить порядок нелинейности параметров, вклад каждой компоненты в распределение результирующих полей напряженно-деформированного состояния. Выбор уравнения состояния и входных данных параметров плотности, упругости и жесткости согласно модели Земли РЕМ-О определяется геофизическим обоснованием данных [5]. Рассматриваем любой вертикальный (горизонтальный) геопрофиль как 2D-фрагмент 3D-шара, каждая точка которого имеет текущие координаты: глубина, широта, долгота. Полученное общее решение задачи устойчивого равновесия в аналитической форме, предполагает возможность встраивания параметра плотности $\varphi \pm \Delta \varphi$ модели [6]. Вклад осадков и водного слоя, стратификация распределения плотностей по глубине профилей в расчетах компонент и интенсивности напряжений учитывается фактическими значениями заданного поля плотностей. По входным данным плотностных моделей выполнен детальный расчет, характеризующий НДС двух профилей 1,1–1,8 и 2,1–2,10 [7, 6], расположенных в квадрате: $45.0^\circ \div 50.0^\circ$ с.ш., $149.0^\circ \div 156.0^\circ$ в.д. региона Центральных Курил (рис. 1). На рисунках 2 и 3а показаны графики изолиний и градиентного распределения интенсивности напряжений по плоскости профилей 1,1–1,8 и 2,1–2,10, которые согласуются с положением глубинных разломов и плотностных границ слоев [7, 6]. На рисунке 3б приведен график изолиний удельной энергии деформации по профилю 2,1–2,10.

Обобщение компонентного анализа расчетных НДС по профилям позволило определить общие свойства состояния всего квадрата $45.0^\circ \div 50.0^\circ$ с.ш., $149.0^\circ \div 156.0^\circ$ в.д. [9,10]:

1. Перемещения в радиальном направлении являются бесконечно малыми величинами $|u_\rho| \ll 1$, значит, в результате деформирования мощность слоев в квадрате остается практически без изменения. Поступательные перемещения по глубине обусловлены компонентами u_φ и u_λ в латераль-

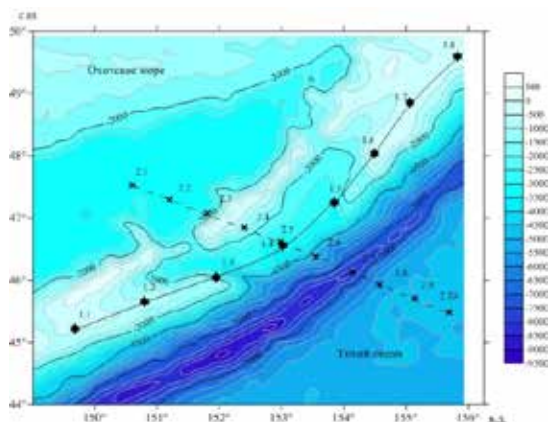


Рис. 1. Расположение профилей 1,1–1,8 и 2,1–2,10 в квадрате $149.0^{\circ} \div 156.0^{\circ}$ в.д., $45.0^{\circ} \div 50.0^{\circ}$ с.ш. Цифровая модель рельефа построена по данным <http://topex.ucsd.edu> [8].

ных направлениях, при этом преобладают широтные компоненты перемещений.

2. Компоненты линейных поворотов в результате перемещений фиксируются во всех координатных направлениях (отсутствуют нулевые значения), их порядок соизмерим со значениями компонент деформаций.
3. Компоненты тензора деформаций Коши-Грина полностью характеризуют деформацию среды в окрестности текущей точки в результате перемещений, линейных поворотов, косвенно определяя значения деформационных удлинений и сдвигов и как результат соответствующие изменения раз-

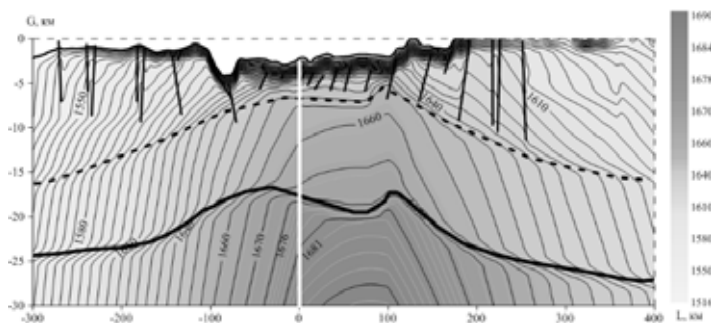


Рис. 2. Распределение изолиний и градиентного поля интенсивности напряжений по профилю 1,1–1,8 (зона растяжения). Пересечение профилей 1,1–1,8 и 2,1–2,10 обозначено белой сплошной линией

- меров и формы. Положительным линейным деформациям $\varepsilon_{(\rho\rho)}$ соответствуют удлинения, а отрицательным $\varepsilon_{(\varphi\varphi)}$ и $\varepsilon_{(\lambda\lambda)}$ - укорочения.
- Компоненты несимметричного тензора напряжений Пиола-Кирхгофа полностью обеспечивают кинематику. Интенсивность напряжений - это результирующий параметр тензора напряжений Пиола-Кирхгофа. Чем больше значение параметра интенсивности напряжений в определенном направлении, тем более вероятно относительное усиление движения и сопутствующее деформирование: перемещение $|u_\rho| \ll 1$ определяет большую жесткость в радиальном направлении, угол поворота w_φ определяет большую сопротивляемость деформации при повороте в плоскости $O_{\rho\lambda}$, деформация $\varepsilon_{(\rho\rho)} \ll 1$ определяет большую прочность и способность выдерживать нагрузки в радиальном направлении.
 - На основании алгоритма главных напряжений по данным расчетов текущих значений компонент тензора напряже-

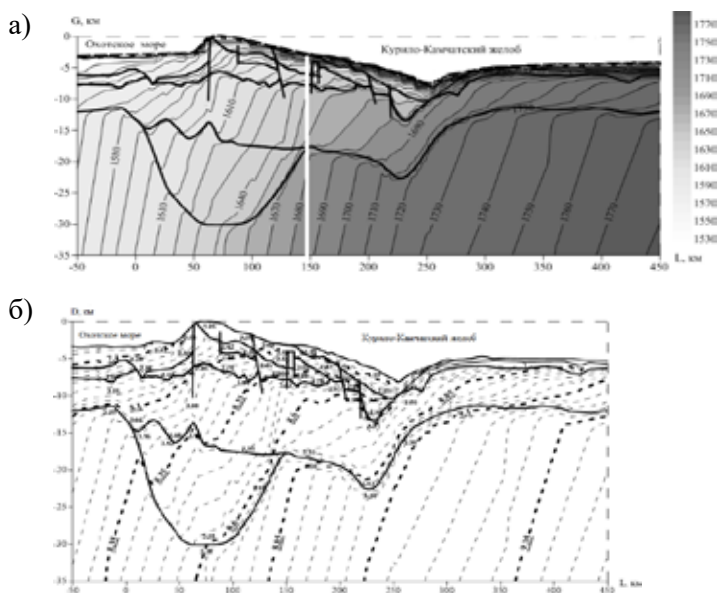


Рис. 3. Распределение изолиний и градиентного поля интенсивности напряжений (а) и изолиний удельной энергии деформации (б) по профилю 2.1–2.10 (зона сжатия)

ний Пиола-Кирхгофа по двум профилям, получена общая характеристика напряженного состояния всего квадрата: растяжение на фоне преобладающего сжатия (максимальное растяжение $\sigma_I > 0$, сжатие $\sigma_{II} < 0$, максимальное сжатие $\sigma_{III} < 0$).

Применение результирующего параметра интенсивности напряжений позволило выявить особенности распределения полей напряжений по профилям.

Установлены следующие особенности НДС по профилю 1,1–1,8 (рис. 2): рельеф поверхности профиля определяется НДС глубинных структур; пространственное распределение изолиний интенсивности напряжений моделирует положение профиля в зоне растяжения; на глубине ниже 20 км на протяжении $-40 \text{ км} < L < 200 \text{ км}$ моделируется часть океанической плиты профиля 2,1–2,10.

Установлены следующие особенности НДС по профилю 2,1–2,10 (рис. 3а,б): пространственное распределение изолиний интенсивности напряжений и удельной энергии деформации моделирует потенциальную возможность бокового давления со стороны Тихоокеанской плиты, создающей зону сжатия и повышенных напряжений. По мере удаления в сторону Охотского моря, величина интенсивности напряжений и удельной энергии деформации уменьшается; рельеф поверхности профиля определяется НДС глубинных структур.

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы № 124022100082-4.

Литература

1. Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В. Роль силы гравитации в формировании глубинной структуры сдвиговых зон // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2. N 1. С. 45-68.
2. Гзовский М.В. Метод моделирования в тектонофизике // Советская геология. 1958. N 4. С. 53 – 72.
3. Новожиллов В.В. Основы нелинейной теории упругости. - М.; Л.: Гостехиздат, 1948. 211 с.
4. Гузь А.Н. Основы теории упругой устойчивости деформируемых тел. - Киев: Вища школа, 1986. - 511 с.
5. Dziewonski A.M., Hales A.L., Lapwood E.R. Parametrically simple Earth models consistent with geophysical data // Phys. Earth Planet. Inter. 1975. V.10. No. 1. P. 12-48.

6. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Прошкина З.Н. Сравнительный анализ сейсмических и плотностных моделей земной коры Центральных Курил // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. N 6. С. 45-56.
7. Прошкина З.Н. О глубинном строении зоны разрушения хребта Витязя (Центральные Курилы) // Вестник ДВО РАН. 2016. N5. С. 36-42.
8. Цифровая модель рельефа (Satellite Geodesy, Global Topography) [Электрон. ресурс]. URL: <http://topex.ucsd.edu> (дата обращения 02.06.2023 г.)
9. Осипова Е.Б. Численная реконструкция напряженно-деформированного состояния в земной коре // Вычислительные технологии. 2023. Т. 28. № 5. С. 15-32. DOI:10.25743/ICT.2023.28.5.003.
10. Осипова Е.Б. Геомеханические маркеры напряженно-деформированного состояния и взаимодействия структур в неоднородных геосредах // Прикладная математика и механика. 2024. Т. 88. № 5. С. 778-796. DOI: 10.31857/S0032823524050096 EDN: JPHQQO.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОСЛОЙНОГО ТЕЧЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД В ПРОЦЕССЕ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

Пак В.В.

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

Результаты геолого-геофизического исследования геоструктур Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода приводят к заключению о первостепенной роли послойного или близкого к послойному течения торных пород в процессе структурообразования, т.к. механические свойства горных пород не в состоянии обеспечить передачу тангенциальных напряжений на расстояния, сопоставимые с шириной тектонических зон и складчатых поясов. Поэтому механизмы продольного изгиба и расплющивания не могут выступать в качестве доминирующих. Для проверки принципиальной возможности формирования в таких условиях рассматриваемых структур был поставлен ряд экспериментов на эквивалентных материалах, в которых использовались многослойные комплексы, состоящие из чередующихся слоев повышенной и пониженной вязкости [1]. Однако, интерпретация полученных результатов столкнулась с определенными трудностями, связанными с отсутствием теоретического исследования поведения многослойного пласта в условиях послойного течения.

Рассмотрим вязкую жидкость, состоящую из трех слоев (обозначены индексами $i = 1, 3$), которые ограничены поверхностями раздела $z_i, i = 1, 4$. Верхняя граница области z_1 является подвижной и непроницаемой (т.е. отсутствует поток жидкости через границу), а нижняя граница z_4 представляет собой горизонтальную, твердую, неподвижную стенку. Течение в слоях создается переменной внешней нагрузкой на верхней границе $-Q(x_1)$. Пусть $\rho_i, \mu_i, i = 1, 3$ – плотности и вязкости слоев (постоянные внутри слоев), u_1, u_2 – горизонтальная и вертикальная компоненты скорости, p – давление, g – ускорение силы тяжести, t – время.

Для описания движения жидкости в слоях использовались следующие уравнения [2]:

$$\begin{aligned}
& \left[\mu(u_{1,j} + u_{j,1}) \right]_{,j} - p_{,1} - Q_{,1} = 0, \\
& \left[\mu(u_{2,j} + u_{j,2}) \right]_{,j} - p_{,2} - \rho g = 0, \\
& u_{i,i} = 0
\end{aligned} \tag{1}$$

На поверхности задавались условия отсутствия внешних напряжений, а на границах раздела слоев – условия непрерывности скоростей и напряжений. На нижней границе $z = z_4$ задавались условия прилипания.

Для исследования уравнений движения жидкости использовался обобщенный метод многих масштабов. Получена система первого приближения и проведен анализ ее устойчивости. В трехслойном течении, в котором относительно тонкий слой расположен между двумя слоями с одинаковыми параметрами, два других корня связаны следующим образом: $\lambda_2 \approx -\overline{\lambda_3}$. Т.к. $\lambda_2^R \approx -\lambda_3^R$, одно из них должно принимать положительные значения, и соответствующее ему решение будет неустойчивым при любом значении μ_2 отличном от вязкости смежных слоев. В отличие от варианта с постоянной толщиной слоев, доминирующее возмущение будет иметь не синусоидальную, а «модулированную» форму, т.к. ее амплитуда, волновое число и инкремент зависят от ξ .

В качестве геофизической интерпретации сделана попытка применить полученные результаты к исследованию механизма образования складок, как одной из разновидностей геологических структур [2]. В качестве объекта исследования использовались данные наблюдения складки неоднородной толщины. Исследование проводилось следующим образом. Используя контур складки, была рассчитана осевая линия, на которой были определены координаты точек максимальной кривизны и толщина складки в этих точках (см. рис. 1).

Если предположить, что до начала деформации осевая линия складки была прямой, то точки максимальной кривизны будут соответствовать точкам, в которых в начальный момент времени амплитуда поперечного изгиба складки была максимальной (в дальнейшем будем называть их экстремальными точками). «Выпрямим» складку вдоль осевой линии. Если обозначить через $d_n^e, n = \overline{1, N}$ расстояния между точками максимальной

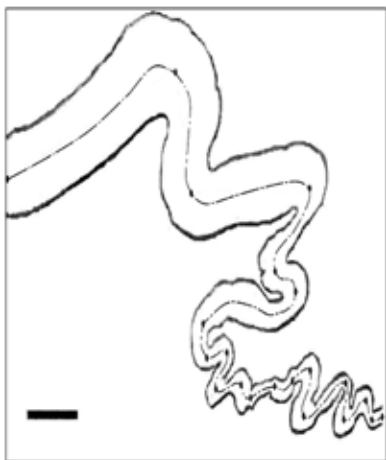


Рис. 1. Контур складки неоднородной толщины (масштаб 10 см в левом нижнем углу изображения). Осевая линия складки изображена штрихпунктирной линией. Маркерами показаны положения точек максимальной кривизны складки

кривизны, то координаты этих точек на прямой оси вычисляются следующим

$$\text{образом: } x_n^e = \sum_{l=1}^n d_l^e, n = \overline{1, N}.$$

По значению толщины складки в точках x_n^e вычислялись поле основной компоненты скорости, а затем основные параметры неустойчивости.

При расчетах использовались следующие значения параметров модели: $L = 1$ м, $\rho_0 = 3000$ кг/м³, $\mu_0 = 10^{15}$ Па·с; $\rho_1 = \rho_2 = \rho_3 = 1$; $\mu_1 = \mu_2 = 1$. Толщина среднего слоя h_2 задавалась равной толщине складки. Общая толщина слоев принималась равной 1, причем средний слой находится посере-

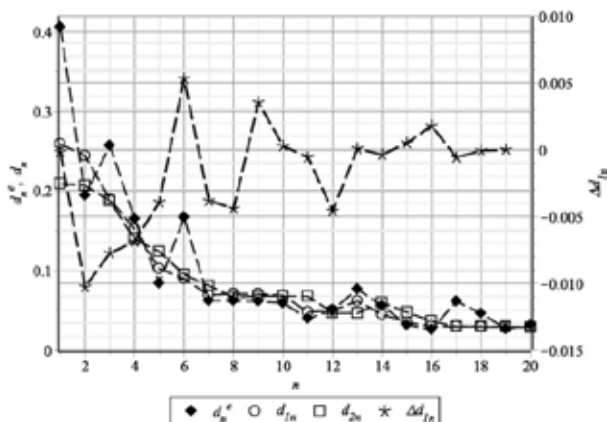


Рис. 2. Сравнение модельных расчетов с геологическими данными: $d_{1n} = d_{0n} |_{\mu_2=0.1}$, $d_{2n} = d_{0n} |_{\mu_2=10}$, $\Delta d_{1n} = \Delta d_n |_{\mu_2=0.1, t=t_{min}}$ – невязка (значения на правой шкале)

дине расчетной области: $h_1 = h_3 = (1 - h_2) / 2$. Вязкость среднего слоя μ_2 варьировалась от 0,1 до 10. Значение Q варьировалось в пределах от 0,2 до 2.

Сравнение модельных расчетов с наблюдаемыми данными, представленные на рисунке 2, показывает достаточно хорошее совпадение наблюдаемых данных с вычислениями в достаточно широком диапазоне значений параметров модели.

Результаты моделирования в широком диапазоне значений параметров с экспериментальными данными показывает возможности использования предложенной модели для теоретического исследования послойного течения торных пород в процессе образования складчатых структур.

Работа выполнена по программе фундаментальных научных исследований ТОИ ДВО РАН «Моделирование и анализ разномасштабных динамических процессов и распространения звука в океане» №124022100072-5.

Литература

1. Миллер Ю.В. Послойное и субпослойное течение пород и его роль в структурообразовании // Геотектоника. 1982. № 6. С. 88-96.
2. Пак В.В. Асимптотическое исследование неустойчивости в трехслойном стоксовом течении с неоднородной толщиной слоев. Моделирование процесса образования складок // Прикладная механика и техническая физика. 2019. Т. 60. № 6. С. 53-64. DOI: 10.15372/PMTF20190606.

О СУЩЕСТВОВАНИИ МЕЖБАССЕЙНОВОГО СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОГО БЛОКА МЕЖДУ СЕВЕРО-ТАТАРСКИМ И ЮЖНО-ТАТАРСКИМ БАССЕЙНАМИ

Прошкина З.Н., Валитов М.Г

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

Глубинное строение Татарского трога по настоящее время остается слабоизученным, что вызывает некоторые трудности при рассмотрении вопроса о его происхождении и геологической эволюции. Отличительной особенностью северной части трога, является меридиональное положение большинства слагающих его структур, тогда как в Южно-Татарском бассейне преобладающими направлениями являются северо-восточное и субширотное. Смена направлений происходит на отрезке между мысом Ламанон и Лесогорским выступом, где сосредоточены мелкие неогеновые субвулканические образования гипабиссального сиенит-эссекситового Лесогорского и базальтового Орловского комплексов. В пределах континентального склона, напротив указанного сахалинского участка, широко развита область позднекайнозойского вулканизма, что подтверждается данными геологической карты [1].

Целью данной работы является изучение глубинного строения северной части Татарского трога и переходного межбассейнового участка, отделяющего Южно-Татарский (ЮТБ) и Северо-Татарский бассейны (СТБ).

Применение структурно-плотностного моделирования при изучении глубинного строения уже доказала свою эффективность, поэтому данный метод был применен для достижения поставленной цели. Для повышения эффективности применяемой методики в пределах изучаемой площади было рассчитано несколько структурно-плотностных моделей по профилям, представленным на рисунке 1. Два из них (МП1, МП2) [3] расположены в ЮТБ, два в СТБ (МП4, 25-СТ-МП6), один в межбассейновой части (МП3) и один меридиональный профиль 25-СТ-МП7, секущий все вышепе-

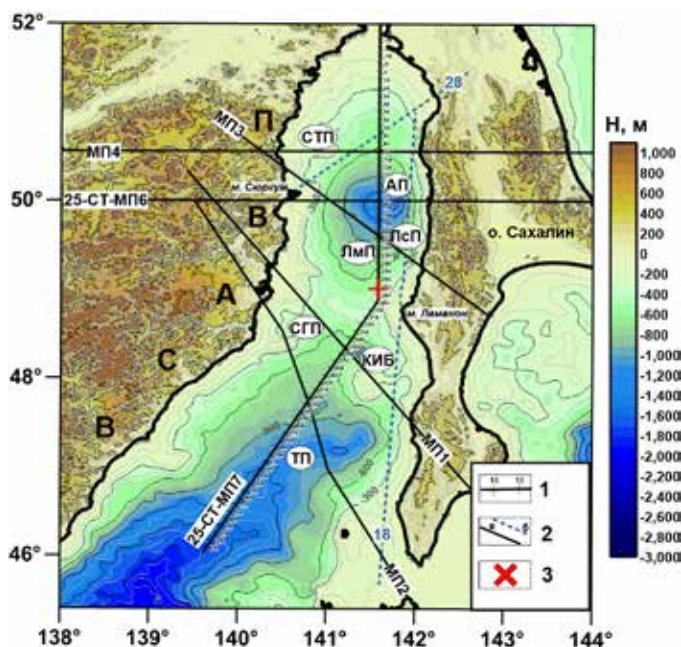


Рис. 1. Обзорная карта района исследования с рельефом (в м), с положением профиля структурно-плотностного моделирования 25-СТ-МП7. 1 – модельный профиль; 2 – вспомогательные профили: а) структурно-плотностного моделирования, б) глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) [2]; 3 – положение газового месторождения. ТП – Тернейский прогиб, КИБ – Красногорско-Ильинский блок, СГП – Совгаваньское поднятие, ЛМП – Ламанонский прогиб, ЛсП – Лесогорский прогиб, АП – Александровский прогиб, СТП – Северо-Татарское поднятие

речисленные профили и являющийся объектом настоящего исследования (рис. 1). Кроме того для привязки опорных границ были использованы данные ГСЗ из работы [2].

Результат работы представлен в виде глубинного распределения плотности вдоль профиля 25-СТ-МП7 (рис. 2 а), а также его интерпретационный вариант, в виде структурно-геологической модели (рис. 2 б).

Согласно полученной модели и результатам интерпретационного анализа земная кора исследуемого профиля неоднородна с присутствием признаков сокращения и базификации в ЮТБ и

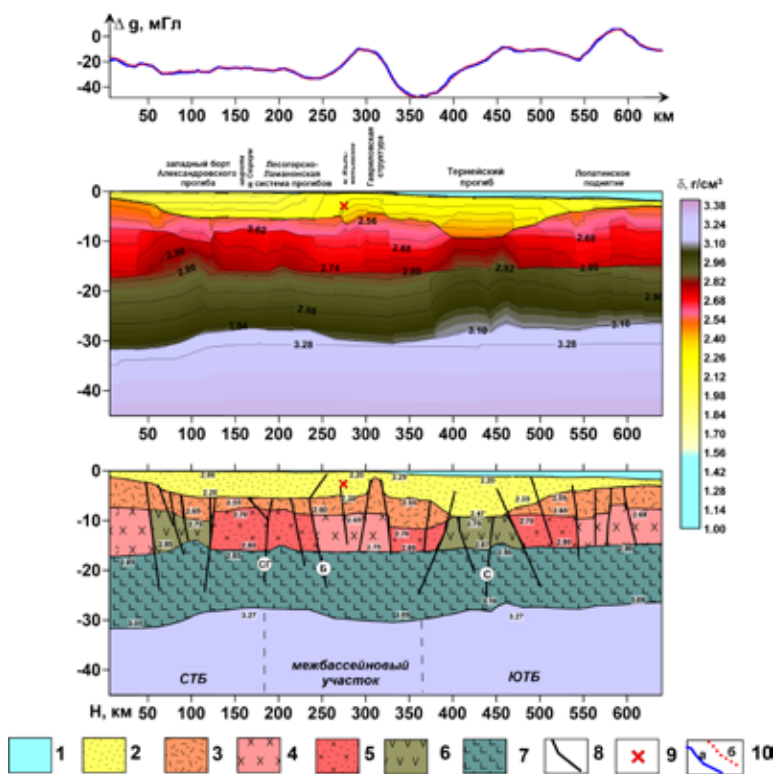


Рис. 2. Глубинное распределение плотности (а) и структурно-геологическая модель (б) по профилю структурно-плотностного моделирования 25-СТ-МП7. 1 – водный слой; 2 – осадочный слой ($2,0 - 2,45 \text{ г/см}^3$); 3 – вулканогенно-осадочный слой ($2,5 - 2,65 \text{ г/см}^3$); 4 – «гранитный» слой ($2,65 - 2,75 \text{ г/см}^3$); 5 – «гранитный» уплотненный слой ($2,7 - 2,8 \text{ г/см}^3$); 6 – базифицированный фундамент ($2,75 - 2,87 \text{ г/см}^3$); 7 – «базальтовый» слой ($2,85 - 3,1 \text{ г/см}^3$); 8 – разломы (СГ – Совгваньский, Б – Бошняковский, С – Слепиковский (по В.В. Харахинову [4])); 9 – локализация газового месторождения Изъльметьевское; 10 – графики гравитационного поля (Δg , МГл): а) наблюдаемого, б) расчетного. Цифры на границах слоев – плотность (г/см^3)

СТБ. При этом глубинное строение базифицированных участков также отличается: в ЮТБ плотность фундамента и базальтового слоя несколько выше, чем в СТБ, кроме того в ЮТБ вулканогенно-осадочный слой разорван, тогда как в СТБ его мощность составляет около 4 км. Участок межбассейнового блока сложен преимущественно корой сиалического происхождения, но в северной

части на границе с СТБ наблюдается некоторое ее уплотнение и воздымание с локальным выступом в базальтовом слое на отметке 200 км, который образует структуру, вероятно, являющуюся центром подводного вулкана. Другой такой локальный выступ в кровле базальтового слоя наблюдается на отметке 100 км и связан с локальной перестройкой и сокращением средней части коры в СТБ.

Таким образом, согласно полученной модели земная кора в ЮТБ подверглась интенсивной переработке и базификации, связанными с активной фазой рифтогенеза в неоген-четвертичный период, при этом севернее данный процесс не распространился, о чем свидетельствует довольно мощный блок континентальной коры между отметками 250 – 300 км. Земная кора в СТБ также сокращена и базифицирована, но здесь процесс шел изолированно от ЮТБ, и скорее всего, был связан с позднемеловой глубинной геодинамикой. При этом северная часть межбассейнового пространства также подверглась воздействию тектоно-магматических процессов, как в позднемеловое время, так и в позднекайнозойский период, вызвавших образование полей вулканитов позднемелового и неоген-четвертичного возраста на континенте и, вероятно, внутри межбассейнового субконтинентального блока.

Литература

1. Карта дочетвертичных отложений: М-54 (Александровск-Сахалинский). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Третье поколение. Дальневосточная серия. Карта дочетвертичных образований, масштаб: 1:1000000, серия: Дальневосточная, составлена: ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017 г., редактор: Зелепугин В.Н.
2. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны / Ред. С.М. Зверев, Ю.В. Тулина. М.: Наука, 1971. 285 с.
3. Прошкина З.Н., Валитов М.Г., Телегин Ю.А. и др. Глубинное строение земной коры южной части Татарского трога и распределение газогеохимических аномалий // Тихоокеанская геология. 2023. Т. 42. № 2. С. 36-49. DOI: 10.30911/0207-4028-2023-42-2-36-49.
4. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 стр.

ГАЙОТЫ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (ТИХИЙ ОКЕАН): ПОЛОЖЕНИЕ, МОРФОЛОГИЯ, ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ

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, tatsed@mail.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 были выполнено детальное изучение рельефа гайотов Магеллановых гор, а также получен обширный каменный материал по магматическим и осадочным породам этих структур. Комплексная обработка этого материала легла в основу настоящей работы.

Несмотря на активные геологические исследования района гайотов Магеллановых гор, среди ученых до сих пор нет единого понимания о том, что они собой представляют. Мы придерживаемся понятия Магеллановых гор, предложенного в работе [1]. Это представление базируется на понимании Магеллановых гор Р.С. Дитцем, который и предложил ввести это название для большой группы подводных гор, расположенных восточнее Марианского желоба [2]. Согласно этим представлениям, в целом система Магеллановых гор имеет форму полукруга (или подковы), южные концы которого открыты в сторону поднятия Каролинских островов. В ее пределах выделяются Западное, Северное и Восточное звенья.

Цель настоящей работы – определить особенности строения гайотов Магеллановых гор, а также выявить некоторые черты их эволюции на основании изучения вулканических и осадочных пород, поднятых на этих структурах.

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 и поздний) возрастных вулканических комплекса как для отдельных гайотов, так и для всех Магеллановых гор [3-6]. Однако, четкие морфологические привязки и возрастные параметры для выделенных комплексов обычно отсутствуют.

Изучение показало, что магматические (вулканические) породы являются преобладающим типом пород Магеллановых гор – они в большом количестве подняты на всех гайотах. Вулканические породы имеют различный возраст и представлены как базитовыми, так и более кремненасыщенными разновидностями при резком преобладании базальтов. Среди вулканических пород гайотов Магеллановых гор выделяются различные минералого-геохимические типы базитов (фоидиты, пикриты, океаниты, базаниты,

тефриты, толеитовые и щелочные базальты, трахибазальты и др.), а также более кремненасыщенные дифференциаты щелочной базальтовой магмы (трахиандезиты с различным уровнем кремнезема, трахиты, фонолиты и др.). В целом они образуют ассоциацию вулканических пород, характерную для океанических гор, островов, подводных хребтов и поднятий вулканического происхождения. Особенности минерального и химического составов вулканических пород гайотов Магеллановых гор позволяют отнести их к формационно-геохимическому типу вулканитов океанических островов, хребтов и поднятий вулканического происхождения [7–9]. Взаимоотношение различных вулканитов между собой и другими типами пород и минеральных образований указывает на различное время их формирования, т.е. на их разный возраст.

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, основная часть постройки, небольшие осложняющие наложенные структуры 2-го порядка) и геохимические особенности слагающих их вулканических пород [7–9]. 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).

Изучение осадочных пород позволило определить их возраст, фациальные особенности их формирования, а также установить роль и значение этих образований в понимании эволюции этих

структур. Основные результаты изучения осадочных пород приведены в многочисленных работах и суммированы в монографии [7]. В целом результаты изучения осадочных пород сводятся к следующему [7, 10]:

1 – осадочные породы представлены грубозернистыми образованиями (эдафогенные брекчии, конгломераты, гравелиты), песчаниками разной размерности, а также известняками мелководных и глубоководных фаций.

2 – судя по имеющимся к настоящему времени данным, осадочные образования на гайотах стали формироваться с аптского времени. К этому времени вулканические основания гайотов не только успели оформиться как самостоятельные морфоструктуры, но и на них возникли нормальные морские условия для роста и образования рифовых биогермов.

3 – изучение осадочных пород гайотов Магеллановых гор позволило выделить нам палеогеографические этапы осадконакопления. Выделяются следующие палеогеографические этапы развития гайотах Магеллановых гор: 1 – апт-альбский (раннемеловой); 2 – позднеальб-сеноманский (раннетуронский (?)); 3 – турон-раннекампанский (среднекампанский (?)); 4 – позднекампан-маастрихтский; 5 – кайнозойский. Каждый из этих этапов соответствует определенному трансгрессивно-регрессивному циклу в эволюции Магеллановых гор.

4 – на основе соотношения остатков мелководной и глубоководной фауны выделены «регрессивные» и «трансгрессивные» фазы развития гайотов. Для «регрессивных» фаз осадконакопления характерны грубозернистые осадочные породы и наличие в них мелководной бентосной фауны, а для «трансгрессивных» – тонкозернистые осадочные образования с остатками планктонных организмов.

Изучение вулканических и осадочных пород гайотов Магеллановых гор, а также анализ доступных геолого-геофизических материалов по этим структурам и прилегающей части Тихого океана позволяют сделать следующие выводы:

1. Определяющим процессом в формировании гайотов Магеллановых гор является вулканизм, который длительное время проявлялся на этих структурах.

2. Вулканическая активность на гайотах Магеллановых гор имела длительный и пульсирующий (дискретный) характер. Ско-

рее всего, активный магматизм начался здесь в позднеюрское время и проявлялся в виде отдельных эпизодов вплоть до позднего миоцена (плиоцен-плейстоцена?). Во время ослабления или полного затухания вулканизма здесь формировались осадочные породы.

3. На гайотах Магеллановых гор на основе имеющихся определений радиоизотопного возраста вулканических пород, биостратиграфических данных, а также материалов глубоководного бурения выделены 5 крупных тектоно-магматических этапов их эволюции: 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-маастрихтский ~ 74,5–66,0 млн лет); 5 – кайнозойский – ~ 66–0 млн лет. Крупный кайнозойский этап разделяется на три этапа более низкого порядка: 1 – позднепалеоцен-эоценовый, 2 – позднеолигоцен-раннемиоценовый, 3 – среднемиоцен-позднемиоценовый (плиоцен-плейстоценовый?).

4. Каждый из тектоно-магматических этапов характеризует конкретное геоморфологическое пространство гайотов Магеллановых гор (основание или пьедестал, основная часть постройки, небольшие осложняющие наложенные структуры второго порядка). В результате 1-го тектоно-магматического этапа эволюции этих структур сформированы их основания (пьедесталы, или цоколи) до глубин 4500–3500 м; в результате 2-го и 3-го этапов эволюции были сформированы основная часть постройки каждого из гайотов; во время 4-го и 5-го этапов формировались локальные (наложенные) структуры вулканического происхождения, которые характеризуют процесс позднемеловой и кайнозойской тектонической активизации основной части постройки гайотов. Наиболее значимыми для формирования гайотов Магеллановых гор были 1-ый, 2-ой и 3-ий тектоно-магматические этапы, в течение которых были сформированы пьедестал и основная часть постройки каждого из гайотов.

5. Тектоно-магматические этапы гайотов Магеллановых гор имеют различную продолжительность, и каждый из них естественно внес разный вклад в формирование общего тела этих структур. Наиболее длительными были 1-ый и 5-ый этапы, длительность которых составляет ~ 40–60 млн лет.

6. В истории развития гайотов Магеллановых гор выделяется 5 палеогеографических этапов осадконакопления. Среди них два «регрессивных» цикла осадконакопления: 1 – апт-среднеальбский и 2 – турон-раннекампанский; а также – три «трансгрессивных» цикла эволюции: 1 – позднеальб-сеноманский, 2 – среднекампан-маастрихтский и 3 – кайнозойский.

7. Тектоно-магматические этапы эволюции гайотов Магеллановых гор, выделенные при изучении вулканических пород, хорошо согласуются с палеогеографическими этапами осадконакопления, которые предложены ранее на основании биостратиграфических и литологических материалов по этим структурам. Периоды активного магматизма совпадают по времени с этапами «регрессивного» осадконакопления, а время затухания или полного прекращения вулканизма – с этапами «трансгрессивного» осадконакопления. Тектоно-магматические и палеогеографические этапы хорошо дополняют друг друга и позволяют более обоснованно и корректно интерпретировать эволюцию гайотов Магеллановых гор.

8. Продолжительная вулканическая деятельность и, прежде всего, поствулканические процессы сыграли определяющую роль в поставке в океанскую воду флюидов, обогащенных рудными компонентами. Это в результате различных процессов, могло привести к формированию различных типов ЖМО на гайотах Магеллановых гор. Периодичность (дискретность) вулканических процессов в течение длительного периода времени обеспечила стадийность в образовании Fe-Mn корок. Судя по стратиграфии ЖМО, наиболее значимыми для поставки и накопления рудного вещества были 4-ый и 5-ый тектоно-магматические этапы – то есть, те этапы, в которых магматизм протекал, главным образом, в подводных условиях.

9. Хронология тектоно-магматических этапов гайотов Магеллановых гор хорошо согласуется с этапами тектоно-магматической активизации, как для всего Тихого океана, так и его отдельных структур. Это свидетельствует о существовании единых этапов проявления магматизма в различных районах Тихого океана.

10. Данные о длительной (поздняя юра – поздний кайнозой) и периодической активности вулканизма на одних и тех же гайотах в течение порядка 100 млн лет заставляют критически (вплоть до

полного ее исключения) подходить к применению любых вариантов модели «горячей точки» для обоснования их образования.

11. Анализ имеющихся данных позволяет сделать вывод, что гайоты Магеллановых гор сформировались в том месте, где они сейчас и располагаются в пределах самой древней части Тихоокеанской плиты. Морфология гайотов, наряду с другими данными, дает основание предполагать, что главной рельефообразующей силой в образовании Магеллановых гор было сложное взаимодействие магматической и тектонической составляющих. Они сформировались в узлах пересечения различных систем разломов, а магмоподводящими каналами, являются сами разломы, которые периодически активизировались в течение длительного времени. Гайоты, скорее всего, начали формироваться в позднеюрское время, когда происходили активные тектонические процессы, которые сопровождались мощными вулканическими излияниями. Позднее в течение раннего и позднего мела тектонические, и магматические процессы здесь неоднократно активизировались. При тектоно-магматической активизации вершины гайотов выходили на поверхность, а затем, при ослаблении этих явлений, они погружались на незначительную глубину. В целом эти процессы и сформировали основные морфологические черты гайотов. Дальнейшее рельефообразование во второй половине позднего мела-палеогене было обусловлено сложным взаимодействием процессов вулканизма, изменением уровня моря, абразией и рифообрастанием. 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 [7, 11]. 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. Это погружение за период с эоцена до позднего миоцена составило не менее 1000 м. В позднем миоцене отметки вершинных плато были около современных глубин [7, 11].

Таким образом, комплексный анализ обширных коллекций магматических и осадочных пород позволяет выявить хорошую корреляцию между тектономагматическими и палеогеографическими этапами в эволюции гайотов Магеллановых гор. Высокий уровень исследований и кондиционные материалы, полученные при изучении вулканических и осадочных пород, а также ЖМО гайотов Магеллановых гор позволяют рассматривать их в качестве эталонного объекта при изучении особенности эволюции структур подобного типа в Тихом океане.

Работа выполнена в рамках Программы госбюджетных тем НИР ТОИ ДВО РАН № госрегистрации 124022100082-4.

Литература

1. Углов Б.Д., Мельников М.Е. Тектоника рудной провинции Магеллановых гор Тихого океана по геофизическим данным // Руды и металлы. 2015. № 4. С. 26-38.
2. Deitz R.S. Marine geology of Northwestern Pacific: description of Japanese bathymetric chart 6901 // Bulletin of the Geological Society of America. 1954. V. 65. P. 1199-1221.
3. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. 368 с.
4. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУГП «Южморгеология», 2005. 230 с.
5. Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. 444 с.
6. Рашидов В.А и др. Геолого-геофизические исследования гайотов Магеллановых Тихого океана // Вестник КРАУНЦ (Науки о Земле). 2003. № 1. С. 103-126.
7. Геология гайотов Магеллановых гор (Тихий океан). Влад-к: Дальнаука, 2020, 200 с.
8. Съедин В.Т., Плетнев С.П., Седышева Т.Е. Возрастные вулканические комплексы и тектоно-магматические этапы эволюции Магеллановых гор (Тихий океан). Сообщение 1: Вулканические комплексы. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2022. № 4. Выпуск 56. С. 90-116.
9. Съедин В.Т., Плетнев С.П., Седышева Т.Е. Возрастные вулканические комплексы и тектоно-магматические этапы эволюции Магеллановых гор (Тихий океан). Сообщение 2: Тектоно-магматические этапы // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2023. № 3. Выпуск 59. С. 67-86.
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. Плетнев С.П., Съедин В.Т. О вулканизме и тектонике в эволюции гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) // Океанология. 2024. Т. 64. № 1. С. 66-77.

МОДЕЛИ СТРОЕНИЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ ПО СПУТНИКОВЫМ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ МИССИЯМ

**Тимофеев В.Ю.¹, Валитов М.Г.², Ардюков Д.Г.¹,
Тимофеев А.В.¹**

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*
timofeevvy@ipgg.sbras.ru

В центре Азии расположена Алтае-Саянская горная страна, известная своей сейсмичностью [1, 2]. Для анализа природы сейсмичности необходимы данные о строении региона. Информацию о строении литосферы, мощности земной коры и границе Мохоровичича (Мохо) обычно получают по данным профильных работ методами сейсморазведки. На юге Сибири для исследования строения земной коры использовались гравиметрические измерения, которые проводились под руководством Э.Э. Фотиади и В.С. Суркова [3–5]. Появление спутниковых гравиметрических миссий позволяет по-новому рассмотреть вопрос о пространственном положении границы Мохо. При исследовании глубинного строения значения гравитационного поля переводят на нулевую высоту, используя редукции в свободном воздухе и Буге. Большие, до сотен миллигал, отрицательные значения аномалий Буге известны в высокогорных районах, а большие положительные значения в океанах [6, 7]. Для аномалий в свободном воздухе в горах отмечаются резко изменяющиеся положительные аномалии, связанные с рельефом. На плоской территории оба типа аномалий достигают лишь нескольких десятков миллигал, отличаются мозаичным характером и ведут себя примерно одинаково. Решение обратной задачи гравиразведки неоднозначно, поэтому при интерпретации данных используются результаты сейсморазведки в различных модификациях. В настоящее время появилась целая серия новых методов измерений – это спутниковая альтиметрия, системы «спутник – спутник» (SST-метод, проекты CHAMP, GRACE и др.), спутниковая гра-

диентометрия (SGG-метод, проекты «Аристотель», GOCE и др.) [8-10]. Из десятков моделей геопотенциала нами выбрана модель EIGEN-6C4 с моделью топографии ETOPO1. Используются различные виды редукции поля силы тяжести и топографические модели (рис. 1).

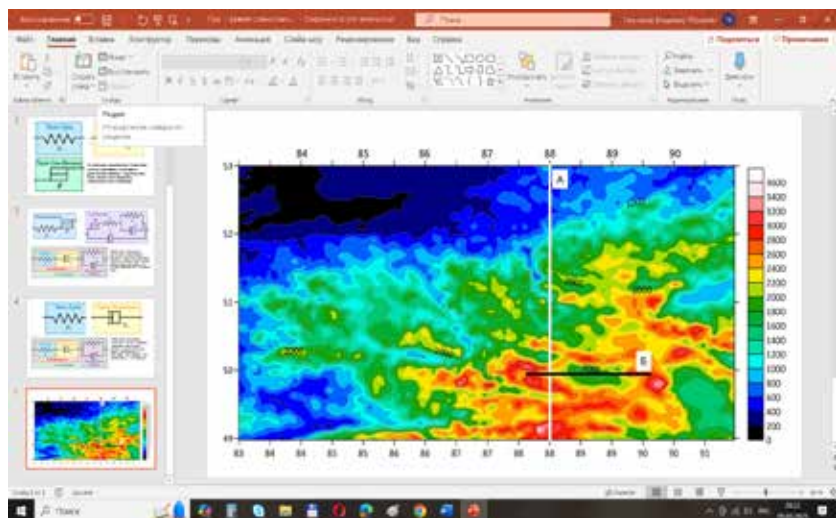


Рис. 1. Рельеф части исследуемой территории (справа – шкала высот в метрах), топографическая модель ETOPO1. Показано положение профилей с севера на юг территории по 88-му градусу долготы (А) и с запада на восток через Чуйскую впадину (Б).

Данные сейсморазведки, полученные на платформенной части исследуемой области [11, 12] и модели однородной коры использованы для оценки мощности земной коры для территории, простирающейся от 56 градуса до 46 градуса северной широты, и от 80 градуса до 100 градуса восточной долготы. В рамках модели и с учётом результатов профильных вибросейсмических измерений, получена карта глубин поверхности Мохо [13]. Глубина границы Мохо увеличивается с северо-запада на юго-восток территории от 40 до 56 км. Для равнинной части на севере глубина поверхности Мохо изменяется, от 40 км до 43 км. На юго-востоке в горных районах мощность достигает 56 км. Локальные особенности нарушения связи высот и аномалий Буге могут быть отражением на-

рушения равновесия отдельных частей региона. Проведём оценку моделей изостазии региона. Обязательным показателем наличия изостатической компенсации является то, что аномалии в свободном воздухе в данной области положительны, а аномалии Буге – отрицательны [6, 7]. Анализируя модельные результаты, следует отметить, что, в целом, территория находится в равновесии, т.е. изостатически скомпенсирована. Отсутствие ярко выраженной аномалии в высотах квазигеоида, построенного по спутниковым данным, подтверждает изостатическое равновесие Горного Алтая [6, 7]. Межгорные котловины Горного Алтая известны своей сейсмичностью, так, например, эпицентр Чуйского землетрясения (27.09.2003; координаты $50,0^{\circ}\text{N}$, $88,0^{\circ}\text{E}$; $M = 7,3$) находился на границах Курайской и Чуйской впадин [14]. В этом году здесь же зарегистрировано землетрясение 15.02.2025, $M = 6,4$. Для этих

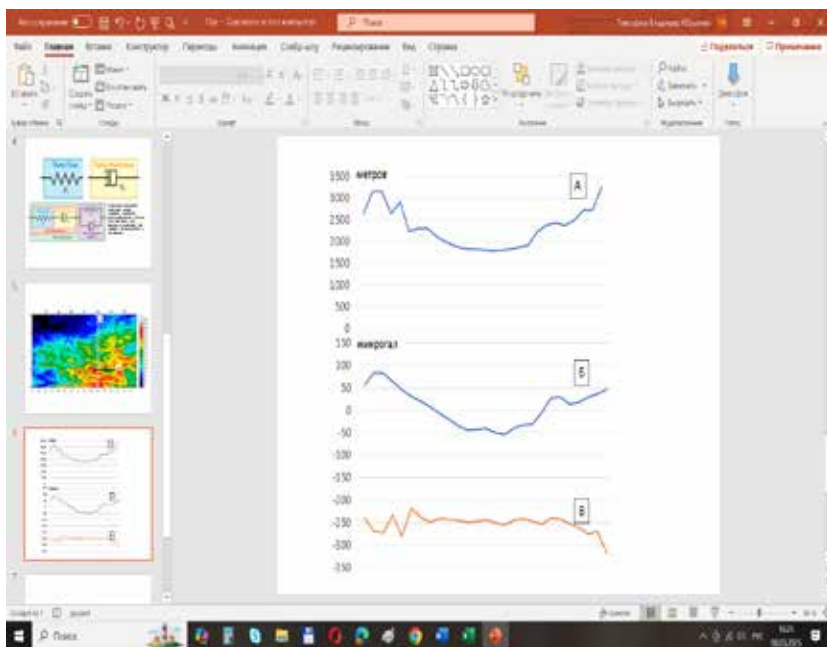


Рис. 2. Профиль через Чуйскую впадину длиной 150 км по $49,9^{\circ}\text{N}$ широты и от $87,60^{\circ}$ в.д. до $89,74^{\circ}$ в.д. (рис. 1, профиль Б). А – изменение высоты в метрах; Б – аномалия в свободном воздухе; В – аномалия Буге в миллигалах. В Чуйской впадине – высота менее 2000 м, нарушение равновесия, выделяются отрицательные аномалии в свободном воздухе и Буге.

котловин аномалии в свободном воздухе и Буге – отрицательны, что свидетельствует о нарушении равновесия (рис. 2).

В работе рассматривается спутниковая модель геопотенциала EIGEN-6C4, построена карта распределения глубин поверхности Мохо в Алтае-Саянском регионе. Мощность земной коры для исследуемой территории увеличивается с севера на юг. Модели изостазии для Чуйской котловины показали нарушение равновесия, возможно, связанное со структурой и постледниковыми процессами в Горном Алтае.

Работа выполнена в рамках проекта НИР ИНГГ СО РАН номер FWZZ-2022-0019 и проектов НИР ТОИ ДВО РАН.

Литература

1. Сейсмическое районирование территории СССР. Методические основы и региональное описание карты 1976 г. // М.: Наука. 1980. 308 с.
2. Филина А.Г. Землетрясения Алтае-Саянского региона // В кн.: Землетрясения в России в 1991 г. - М.: Наука. 1997. - с. 150.
3. Фотиади Э.Э., Региональные геофизические исследования платформенных и складчатых областей России // Ред. Конторович А.Э. - Избранные труды в 2-х т. - Т.1. - ИНГГ СО РАН. - Новосибирск. - Академическое издательство «Гео». - 2007. - 353 с.
4. Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Рогожина В.А. Глубинная структура территории МНР // Новосибирск: Наука. - 1982. – 93 с.
5. Ладынин А.В. Особенности изостазии горных областей юга Сибири и их связь с глубинным строением и новейшей тектоникой // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Новосибирск. - Институт геологии и геофизики АН СССР. - 1970. - 190 с.
6. Грушинский Н.П. Основы гравиметрии. // М.: Наука. - 1983. - 352 с.
7. Миронов В.С. Курс гравиразведки // Ленинград. - Недра. – 1973. - 512 с.
8. 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.
9. Канушин, В.Ф., Ганагина И.Г., Голдобин Д.Н., Косарев Н.С., Косарева А.М. К вопросу влияния методов регуляризации на точность современных глобальных моделей геопотенциала // Гироскопия и навигация. 2016. Т. 24. № 2 (93). С. 77-86.
10. Канушин В.Ф., Голдобин Д.Н., Кобелева Н.Н. Исследование точности глобальных моделей геопотенциала EGM2008, EIGEN-6C4, GECO, SGG-UGM-1, SGG-UGM-2, XGM2019 на территории Российской Федерации // Вестник СГУГиТ. 2023. Т. 28. № 3. С.16-22.
11. Алексеев А.С., Глинский Б.М., Еманов А.Ф. Новые геотехнологии и комплексные геофизические методы изучения внутренней структуры и динамики

геосфер // Вибрационные геотехнологии. - Мин-во промышленности, науки и технологий РФ. – Москва. – 2002. – 474 с.

12. Алексеев А.С., Геза Н.И., Глинский Б.М., Еманов А.Ф. Активная сейсмология с мощными вибрационными источниками // Ред. Цибульчик Г.М. Новосибирск. - ИВМиМГ СО РАН. - Фил. «Гео» изд. СОРАН. - 2004. - 387 с.
13. Timofeev V.Yu., Timofeev A.V., Ardyukov D.G., Goldobin D.N., Nosov D.A., and Sizikov I.S. Gravity Field Models and the Deep Structure of the Altai-Sayan Region and Northwestern Mongolia // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2024. Vol. 60. No. 6. P. 1201-1214. © Pleiades Publishing, Ltd., 2024 ISSN 1069-3513.
14. Арефьев С.С., Аптекман Ж.Я., Быкова В.В., Матвеев И.В., Михин А.Г., Молотков С.Г., Плетнев К.Г., Погребченко В.В. Очаг и афтершоки Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 года // Физика Земли. 2006. №2. С. 85-96.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ИХ СВЯЗЬ С ВЕЩЕСТВЕННО-ВОЗРАСТНЫМИ ОСОБЕННОСТЯМИ ГРАНИТОИДОВ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

Харченко Т.А., Съедин В.Т., Валитов М.Г., Терехов Е.П.

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

В работе приводятся результаты исследования петрофизических свойств (плотности и магнитной восприимчивости) гранитоидов п-ова Муравьева-Амурского и островов Русский и Попова. Острова находятся в непосредственной близости к п-ову и хорошо изучены геологическими методами [1–5]. Исследования включали определения и совместный анализ плотности, магнитной восприимчивости гранитоидов, и сопоставление этих характеристик с минеральным составом пород.

Все исследованные гранитоиды ранее относились к одному позднепермскому седанкинскому гранодиорит-гранитному комплексу [6]. Недавними работами на островах Русский и Попова был выделен и подтвержден данными радиоизотопного анализа средне-позднеюрский островной комплекс [5]. Ранее породы этого комплекса, скорее всего, относили к третьей фазе седанкинского комплекса. И только более детальные исследования позволили разделить образования этих комплексов.

Цель работы: определить эффективность использования петрофизических характеристик для дифференциации разновозрастных гранитоидных комплексов и установить зависимость физических свойств этих пород от их минерального состава.

Позднепермский седанкинский гранодиорит-гранитный комплекс. Породы этого комплекса слагают массивы на п-ове Муравьева-Амурский и островах (в частности, на Русском, Попова), представлены тремя фазами. Первая фаза ($q\delta_1P_2s$) – роговообманковые и биотит-роговообманковые кварцевые диориты, вторая ($\gamma\delta_2-\gamma_2P_2s$) – роговообманково-биотитовые гранодиориты, часто переходящими в биотитовые граниты, третья ($l\gamma_3P_2s$) – штоки, дайки

и жилы лейкократовых гранофировых гранитов, мелкозернистых гранитов, аплитовидных гранитов и аплитов [6]. Кварцевые диориты мелкозернистые, состоящие из плагиоклаза (50–60 %), кварца (15–20 %), роговой обманки (15–20 %), биотита (до 5 %) и калиевого полевого шпата (5–10 %). Большая часть массивов п-ова Муравьева-Амурский и островов Русский, Попова сложены породами второй фазы – гранодиоритами, гранитами. Гранодиориты среднезернистые, состоящие из призматически-таблитчатых кристаллов плагиоклаза (40–50 %), калиевого полевого шпата (20–25 %), роговой обманки (5–10) и биотита (3–8 %). Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, реже цирконом, ортитом и апатитом. Граниты отличаются меньшим содержанием плагиоклаза и увеличением доли кварца (до 35–40 %) [6]. Надо отметить, что петрографический состав исследуемых пород гранитоидных массивов идентичен. Это видимо, послужило одним из оснований для выделения их в единый седанкинский гранодиорит-гранитный комплекс. Позднепермский возраст подтвержден геологическими методами [6–8] и определениями абсолютного возраста [3]. Но надо сказать о недавних исследованиях гранитоидов о. Русский Н.Н. Кругом с коллегами [4], а в частности определение возраста U-Pb методом по цирконам, которые показали наличие двух разновозрастных ассоциаций – силурийской (432 ± 4 и 422 ± 3 млн лет) и позднепермско-триасовой (250 ± 4 , $249,7 \pm 3,5$). Притом основную часть массива авторы относят к силурийскому возрасту. Мы с осторожностью относимся к этим результатам, так как места отбора проб находятся (судя по приведенной в работе информации) не в центральных частях массива, а на периферии, в зонах влияния разломов или контактов.

Средне-позднеюрский островной комплекс лейкократовых гранит-порфиров. Породы этого комплекса слагают небольшие тела, дайки – расположенные, как правило, по периферии тел других пород. Породы комплекса пространственно приурочены к зоне Муравьевского разлома. Лейкократовые гранит-порфиры розового или серовато-розового цвета. Характеризуются стекловатой основной массой с порфировыми выделениями кварца и отсутствием фемических минералов. Средне-позднеюрский возраст подтвержден тремя датировками (К-Ar метод по стеклу, аналитик А.В. Лебедев, ИГЕМ РАН): о-в Попова - 167 ± 4 и 167 ± 3 млн. лет, о-в Русский - 163 ± 4 млн. лет [5].

Анализ петрофизических данных показал, что выделенные гранитоидные комплексы характеризуются различными физическими свойствами.

Выше была отмечена идентичность минерального состава исследованных гранитоидных массивов седанкинского комплекса. По петрофизическим свойствам они тоже идентичны, что может служить дополнительным критерием отнесения их к единому седанкинскому комплексу. И скорее всего эти массивы сформировались в одинаковых магматогенных условиях.

На диаграмме (рис. 1) также хорошо видна дифференциация по физическим свойствам гранитоидов седанкинского комплекса от кварцевых диоритов к биотитовым гранитам. Это связано с изменением состава сиалических минералов (от среднего плагиоклаза до более кислого), уменьшение содержания феррических минералов (роговой обманки, биотита).

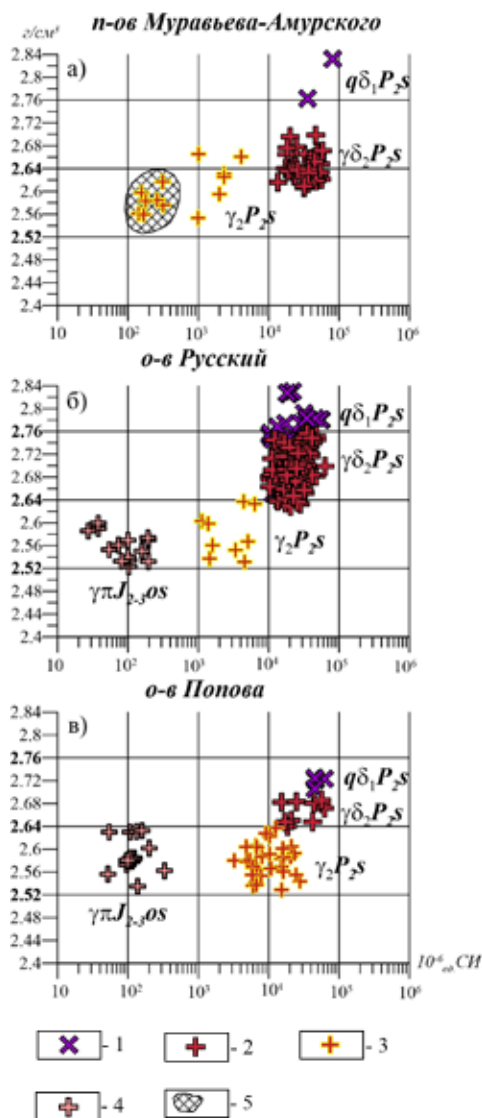


Рис. 1. Диаграммы взаимосвязи плотности (г/см^3) и магнитной восприимчивости (10^{-6} ед. СИ) для гранитоидов п-ова Муравьева-Амурского и островов Русский, Попова

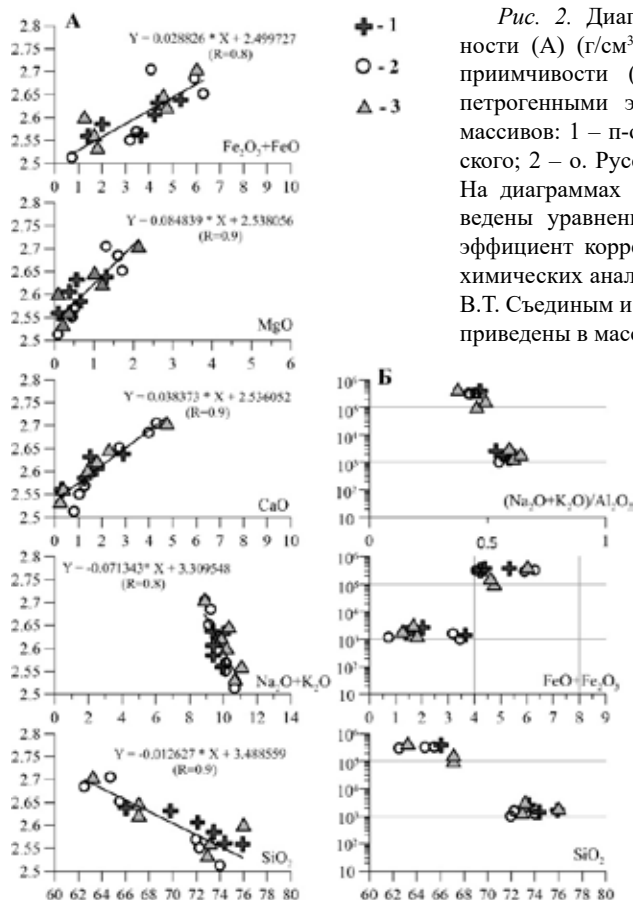


Рис. 2. Диаграммы связи плотности (А) (г/см³) и магнитной восприимчивости (Б) (10⁻⁶ед. СИ) с петрогенными элементами. Породы массивов: 1 – п-ов Муравьева-Амурского; 2 – о. Русский; 3 – о. Попова. На диаграммах плотности (А) приведены уравнения регрессии и коэффициент корреляции (R). Данные химических анализов предоставлены В.Т. Съединым и заимствованы из [6] приведены в масс. %.

Далее надо отметить, что по физическим свойствам резко разделяются гранитоиды позднепермского седанкинского комплекса и средне-позднеюрского островного комплекса.

Гранит-порфиры островного комплекса характеризуются нормальной (для гранитов [9]) плотностью и низкими значениями магнитной восприимчивости. Это обусловлено минеральным составом и текстурно-структурными особенностями этих пород: наличием порфировых выделений кварца, отсутствием фемических минералов и стекловатой основной массы. Гранит-порфиры характеризуются высоким уровнем щелочей, при этом в некоторых образцах K₂O преобладает над Na₂O.

На диаграмме связи плотности и магнитной восприимчивости (рис. 2-А) с химическими элементами видно, что плотность имеет положительные связи с CaO , MgO , суммарным железом и отрицательные с SiO_2 , и суммой щелочей. Значения магнитной восприимчивости (рис. 2-Б) формируют две области. Области высоких значений указанного параметра (10^3 - $10^4 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ) отвечают более основным разностям пород ($\text{SiO}_2 < 68\%$), с содержанием суммарного железа более 4%. Области низких значений магнитной восприимчивости (10 - $300 \cdot 10^{-6}$ ед.СИ) соответствуют лейкократовым гранитам, гранит-порфирам ($\text{SiO}_2 > 72\%$) с низким содержанием железа и высоким щелочей.

Химический состав пород определяет минеральный состав, что позволяет уверенно говорить о связи физических свойств гранитоидов с их минеральным составом.

Результаты геолого-петрофизических исследований пород гранитоидных массивов п-ова Муравьева-Амурский и островов (Русский, Попова), а также анализ авторских и литературных данных позволяют сделать следующие выводы:

1. Установлено, что петрофизические характеристики среднезернистых гранитоидов, развитых на полуострове Муравьева-Амурского и островах Русский и Попова в целом идентичны. Это подтверждает их принадлежность к одному позднепермскому седанкинскому гранодиорит-гранитному комплексу.

2. Установлено существенное различие по физическим свойствам разновозрастных гранитоидов, развитых на островах Русский и Попова. Позднепермские гранитоиды седанкинского комплекса характеризуются повышенными значениями плотности и магнитной восприимчивости, а средне-позднеюрские гранитоиды островного комплекса имеют существенно более низкие значения этих параметров.

3. Показано, что различие по физическим свойствам разновозрастных гранитоидов обусловлено неодинаковыми условиями формирования этих пород, что отразилось в различии минеральных составов и структурно-текстурных характеристик пород. По совокупности геологических и петрофизических характеристик позднепермские гранитоиды седанкинского комплекса формировались в глубинных или мезоглубинных условиях, а становление пород средне-позднеюрского островного комплекса происходило в близповерхностной (субвулканической) обстановке.

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы «Изучение структуры, физических и вещественных характеристик и геодинамики литосферы, сейсмической активности и закономерностей размещения полезных ископаемых в регионе дальневосточных морей и северо-западном секторе Тихого океана» № 124022100082-4.

Литература

1. Изосов Л.А., Съедин В.Т., Емельянова Т.А., Кононец С.Н., Валитов М.Г., Крамчанин К.Ю. Новые данные по магматическим комплексам острова Попова и некоторые проблемы геологии Залива Петра Великого // Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра Великого Японского моря / Отв. ред. д.г.-м.н. А.С. Астахов, к.г.н. В.Б. Лобанов. – М.: ГЕОС. 2008. С. 355-378.
2. Изосов Л.А., Съедин В.Т., Емельянова Т.А., Крамчанин К.Ю., Смирнова О.Л., Огородний А.А., Ли Н.С. Новые данные по геологии островов залива Петра Великого (Японское море). Остров Попова // Вестник ДВО РАН. 2013. № 2. С. 13-21.
3. Tsutsumi Y., Yokoyama K., Kasatkin A.S., Golozubov V.V., 2014. Zircon U-Pb age of granitoids in the Maizuru Belt, southwest Japan and the southernmost Khanka Massif, Far East Russia // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. V. 109. P. 97-102.
4. Круг Н.Н., Голозубов В.В., Киселев В.И., Круг Е.А., Руднев С.Н., Серов П.А., Касаткин С.А., Москаленко Е.Ю. Палеозойские гранитоиды южной части вознесенского террейна (южное Приморье): возраст, вещественный состав, источники расплавов и обстановки формирования // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 3. С. 32-53.
5. Съедин В.Т., Терехов Е.П., Гаврилов А.А., Валитов М.Г., Харченко Т.А. Последовательность формирования магматических и осадочных пород островов центральной части залива Петра Великого (Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2018. №1. С. 128-141.
6. Кутуб-Заде Т.К., Олейников А.В., Сясько А.А. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек и акватории залива Петра Великого. Отчет Славянской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1:200 000 листов К-52-XI, XII, XVII, XVIII, К-53-VII за 1994-2002 гг. Отчет Приморский ТГФ. 2002.
7. Руб М.Г. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности. // Труды ИГЕМ Акад. наук СССР. 1960. Вып. 33. 358 с.
8. Овчарек Э.С. Новые данные о возрасте гранитоидов Муравьевского антиклинария // Геология и металлогения рудных районов Дальнего Востока. Владивосток. 1985. С. 160-168.
9. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика / ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра. 1992. 455 с.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МАНТИЙНОЙ КОНВЕКЦИИ В ЗОНЕ СУБДУКЦИИ

Четырбоцкий А.Н.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток
chetyrbotsky@yandex.ru*

Разработана крупномасштабная модель верхне- и нижнемантийной конвекции в зоне погружения холодной литосферной плиты (субдукции) в толщу Земли. Обсуждаются вопросы построения уравнений модели, начальных распределений, построения численных схем и применения вычислительных алгоритмов, проведения вычислительных экспериментов.

Погружение холодной океанической плиты в толщу Земли обычно рассматривается только в среду ее верхней мантии [1–3]. Для плотности принимается также соблюдение условия Буссинеска (согласно которому ее динамика определяется ее характерным средним) и постоянная вязкость. Приемлемость таких ситуаций является допустимой лишь в отдельных частных случаях. Здесь областью рассмотрения выступает вся толща мантии Земли, протяженность которой составляет 2800 км. Безразмерная запись уравнений динамики, которой в терминах завихренности – функция тока, принимает вид [1]

$$\Delta \mu \xi - 2 \left[\mu_{xx} \psi_{yy} - 2 \mu_{xy} \psi_{xy} + \mu_{yy} \psi_{xx} \right] - Ra^{(D)} \rho_x = 0 \quad (1)$$

$$\mu_{xx} \psi_{yy} - \xi = 0 \quad (2)$$

$$T_t + (UT)_x + (VT)_y = \Delta T, \quad (3)$$

$$\rho_t + (U\rho)_x + (V\rho)_y = \chi_\rho \Delta \rho, \quad (4)$$

где безразмерные переменные принимают такой смысл: x, y оси декартовой системы координат ($x=y=0$ левый угол), ось u направлена вниз; $\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$ 2D оператор Лапласа; $\mu(T, y)$, $\xi(x, y, t)$, $\psi(x, y, t)$, $\rho(x, y, t)$ динамическая вязкость мантии, завихренность, функ-

ция тока мантийных течений и ее плотность; $U(x, y, t) = \psi_y$, $V(x, y, t) = -\psi_x$, $T(x, y, t)$ латеральная и вертикальная скорости мантийных течений, распределение температуры в мантии; $Ra^{(D)} = g \frac{\overline{\rho} H^2}{\mu U}$

плотностное число Рэлея верхней мантии; g , $\overline{\rho}$, $\overline{U}$, β , H ускорение свободного падения, характерные значения плотности и скорости мантийных течений, а также коэффициент теплового расширения и глубина верхней мантии; $dT - T_{max} - T_{min}$ характерный перепад температуры в верхней мантии; χ_p коэффициент диффузии плотности горных пород; нижние индексы переменных указывают на соответствующие одноименные частные производные.

Тогда модель субдукции можно определить такими безразмерными уравнениями

$$(\eta u_x)_x - Ra_S^{(D)} y \rho_x^* = 0 \quad (7)$$

$$(\eta v_y)_y + Ra_S^{(D)} g (\rho^* - \rho) = 0 \quad (8)$$

$$T_t^* + (u T^*)_x + (v T^*)_y = \kappa \cdot \Delta T^* \quad (9)$$

$$C_t + (uC)_x + (vC)_y = a \cdot \Delta C + B(C, \rho^*) \quad (10)$$

$$\rho^* = [C \rho_H^{-1} + (1 - C) \rho_L^{-1}]^{-1} \quad (11)$$

где $\eta(T, y)$ вязкость слэба (порядка 10^{21} – 10^{23} Н·с/м² [2]); $u(x, t)$, $v(x, t)$, $T^*(x, y, t)$, $\rho^*(x, y, t)$ горизонтальная и вертикальная скорости погружения его вещества, температура и плотность слэба; y безразмерная вертикальная координата; коэффициент температуропроводности слэба; $Ra_S^{(D)} = g \frac{\overline{\rho} H^2}{\eta u}$ плотностное число Рэлея для слэба; $C(x, y, t)$ концентрация тяжелой составляющей слэба; $B(C, \rho^*)$ определяет динамику частичных фазовых превращений его вещества вследствие всплытия или удаления легких составляющих вещества слэба.

Расчет динамики погружения плиты – на основании метода сглаженных частиц SPH [4]. Выполнена серия вычислительных экспериментов. Предлагается численная модель единой субдукции в верхней и нижней мантии Земли, где для вещества в обоих резервуарах учитываются распределения вязкости, температуры и

плотности. Изучение перестройки структуры мантийной конвекции в зоне субдукции здесь было выполнено при таких численных значениях параметров вычислений: $N_x = 100$, $N_y = 50$, $dt = 10^{-4}$, $\Delta x = 9,67 \cdot 10^{-2}$, $\Delta y = 5,76 \cdot 10^{-2}$. Временной промежуток $H/\bar{u}$ составляет $9,1324 \cdot 10^7$ лет ($\bar{u}$ характерный масштаб скорости погружения слэба). Число временных слоев $N_t = 2500$ и временной шаг $\Delta t = 4,132 \cdot 10^4$ лет. На рисунке 1 представлена динамика погружения для отдельных временных слоев.

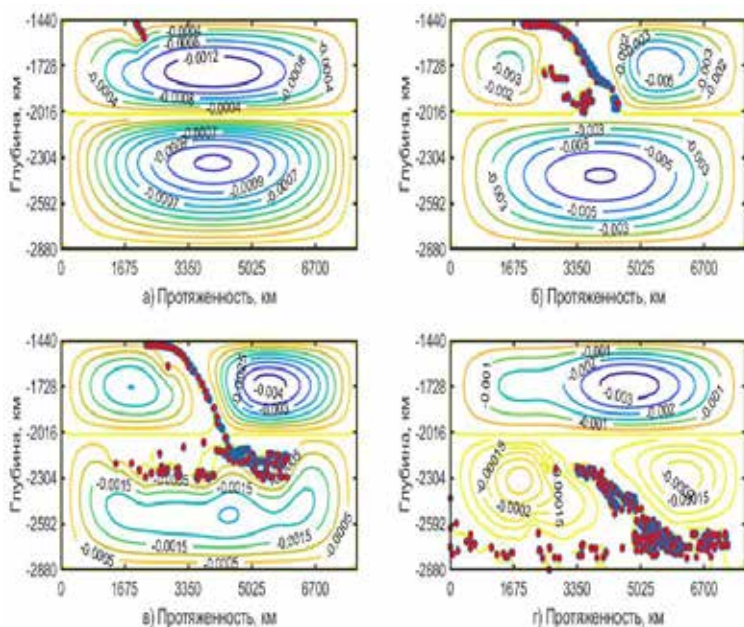


Рис. 1. Динамика модельной субдукции для: а) 100 итераций; б) 1000 итераций; в) 1500 итераций; г) 2500 итераций

Характер распределения отдельных составляющих слэба показывает, что вплоть до границы верхняя-нижняя мантия он неделим, а далее ее передняя кромка начинает разрушаться. Здесь также полагается практически его неделимость вплоть до границы. На рисунке 1г у слэба уже отсутствует верхняя примыкающая к литосфере его часть, что вызвана конечной длиной слэба.

Литература

1. Роуч П. Дж. Вычислительная гидродинамика. М.: Мир, 1980. 618 с.
2. Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Распределение температуры в субдуцирующей плите и в верхней мантии на континентальном крыле зоны субдукции // Геосферные исследования. 2023. № 1. С. 6-19.
3. Monaghan J.J. Smoothed particle hydrodynamics // Rep. Prog. Phys. 2005. 68. P. 1703-1759.

3 Секция

**МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЙСМОАКУСТИКО-
ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН**

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МОДЕЛИ АВТОРЕГРЕССИИ – СКОЛЬЗЯЩЕГО СРЕДНЕГО ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Горовой С.В.^{1,2}, Наумов С.Б.³, В.В. Овчаренко¹

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

²Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток

³Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН»

(ФИЦ ЕГС РАН)

GorovoySV@mail.ru

Исследование характеристик сейсмического фона имеет важное значение для анализа сейсмических сигналов землетрясений. Во всем мире продолжают поиски характеристик сейсмического фона, которые можно было бы использовать в качестве предвестников землетрясений, хотя бы за несколько минут до их начала (аналогично сигналам акустической эмиссии, предшествующим, в ряде случаев, обрушению горных пород и разрушению инженерных конструкций). Учитывая, что тектоническим процессам, вызывающим землетрясения, присуща определенная направленность в вертикальной и горизонтальной плоскостях, предвестники землетрясений, воспринимаемые различными сейсмостанциями, могут существенно различаться.

На сейсмических станциях Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (ФИЦ ЕГС РАН) [1] реализована возможность анализа осциллограмм сейсмического фона в реальном масштабе времени, а также синхронной, с точностью не хуже ± 1 мс регистрации сейсмических сигналов всей сети сейсмостанций с целью их последующей совместной обработки [2].

В данной работе описаны результаты оценивания параметров модели авторегрессии–скользящего среднего (АРСС) 1-часового фрагмента записи сейсмических сигналов, зарегистрированных 29.05.2025 сейсмическими станциями Владивосток (VLAR), Мыс Шульца (MSH) и Залив Посьета (PSTR). В этот день, в 04:23:20.8 (время UTC) в Японском море, вблизи побережья Приморского края, было зарегистрировано глубинное землетрясение.

На рисунке 1 показаны осциллограмма и спектрограмма записи вертикальной компоненты сейсмической скорости, зарегистрированной во время данного землетрясения велосиметром СМЗ - ОС (Россия), установленным на сейсмической станции VLAR. Осциллограмма имеет характерный для сейсмических сигналов вид шумовой дорожки с среднеквадратическим значением порядка 0,4 мкм/с, импульс в 941 с длительностью порядка 2 с с амплитудой 40 мкм/с вызван данным землетрясением.

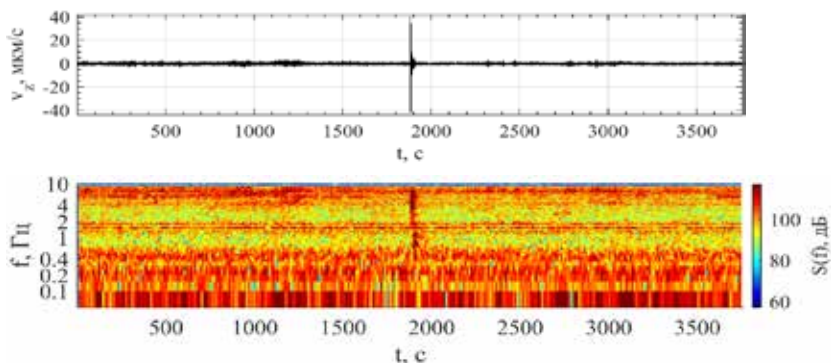


Рис. 1. Осциллограмма и спектрограмма вертикальной компоненты сейсмической скорости во время землетрясения 29.05.2025, зарегистрированного на станции VLAR

На рисунке 2 более детально показана осциллограмма зарегистрированного на станции VLAR сейсмического фона на данном интервале времени. Перед вызванным землетрясением импульсом, вблизи 900 с и 1200 с, наблюдаются возмущения сейсмического фона. Подобные возмущения, но выраженные менее заметно, наблюдаются и на сигналах, зарегистрированных сейсмическими станциями MSH и PSTR.

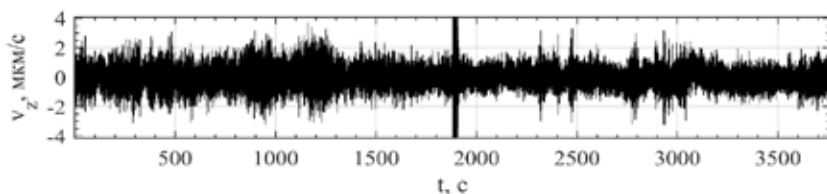


Рис. 2. Детальная осциллограмма вертикальной компоненты сейсмической скорости

Использование моделей авторегрессии (АР), скользящего среднего (СС), авторегрессии–скользящего среднего (АРСС), авторегрессии–интегрированного скользящего среднего (АРИСС) и др. позволяет, в ряде случаев, выявлять свойства случайных процессов, таких как сигналы землетрясений, которые остаются незамеченными при использовании других методов исследования [2]. Модель АРСС(М, N), где значения М и N – определяют порядок составляющих авторегрессии и скользящего среднего, описывается соотношением

$$x(t) = -\sum_{m=1}^M a_m x(t-mT) + \sum_{n=0}^N b_n u(t-nT),$$

где $x(t)$ – моделируемый сигнал, $u(t)$ – возбуждающая последовательность, в качестве которой используется белый гауссовский шум, M – порядок составляющей авторегрессии (АР), N – порядок составляющей скользящего среднего (СС), T – период дискретизации моделируемого сигнала, a_m и b_n – параметры составляющих АР и СС соответственно. Значения величин M и N – определяются исходя из требуемой детализации описания процесса.

На рисунках 3 и 4 показаны результаты расчета зависимости от времени коэффициентов авторегрессии (АР) и скользящего среднего сейсмосигнала, показанного на рисунке 1 для случая, когда $M = N = 6$, а длительность интервалов, использованных для вычисления a_m и b_n составляет 2 с (соответствует длительности основного импульса, вызванного землетрясением).

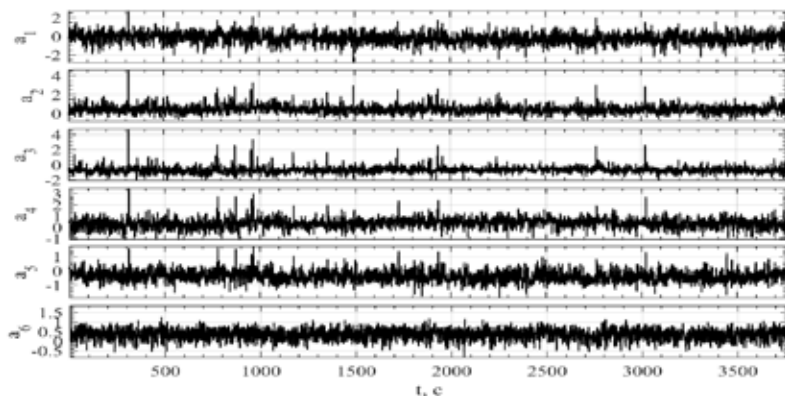


Рис. 3. Зависимость от времени коэффициентов авторегрессии модели АРСС(6,6)

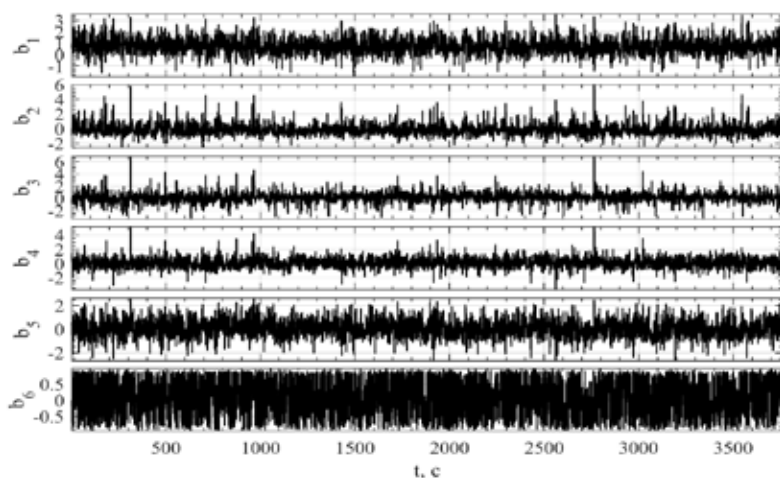


Рис. 4. Зависимость от времени коэффициентов скользящего среднего АРСС(6,6)

Видно, что вблизи 900 с и 1200 с, наблюдаются всплески некоторых параметров a_m и b_n . В меньшей степени всплески параметров АРСС моделей наблюдаются и на сигналах, зарегистрированных сейсмическими станциями MSH и PSTR, что позволяет рассматривать их связь с данным землетрясением.

Меньшая заметность этих всплесков на станциях MSH и PSTR предположительно обусловлена направленными свойствами данных сейсмических сигналов.

Выполненные исследования не позволяют сделать однозначный вывод о наличии или отсутствия связи указанных всплесков с сигналом землетрясения. Тем не менее исследования, необходимые для уточнения этой связи, продолжаются, в том числе на сигналах других землетрясений.

Литература

1. <http://www.gsras.ru/new/news/> проверено 20.06.2025.
2. 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.
3. Марпл -мл., С.Л. Цифровой спектральный анализ и его приложения. – М.: Мир, 1990.

ВЛИЯНИЕ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ ФУНКЦИЙ ПОВЕРХНОСТНОГО ВОЛНЕНИЯ НА СРЕДНЮЮ ИНТЕНСИВНОСТЬ НИЗКОЧАСТОТНОГО ЗВУКА В МЕЛКОВОДНОМ ВОЛНОВОДЕ АРКТИЧЕСКОГО ТИПА

Гулин О.Э., Ярощук И.О.

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

Несмотря на наличие обширной литературы по проблеме рассеяния волн на шероховатой поверхности [1–6], особенностям затухания средней интенсивности звукового поля, ее флуктуациям (сцинтилляциям) в волноводах с потерями и случайной свободной поверхностью в известных публикациях уделено недостаточно внимания. Можно указать лишь на несколько работ, посвященных модельным вычислениям потерь при распространении, выполненных в рамках методов малых возмущений и плавных возмущений ВКБ для рассматриваемой задачи о мелководном случайно-неоднородном волноводе [5–8]. Предлагаемое исследование выполнено на основе статистического моделирования средней интенсивности звука, а также флуктуаций интенсивности (индекса сцинтилляций) [9, 10].

Рассмотрим аксиально-симметричную постановку задачи: (r, z) – координаты цилиндрической системы, точечный источник излучения расположен в водной среде мелкого моря при $r = 0$, $z = z_0 \in (0, H)$. Звуковое поле частоты ω в морском волноводе с шероховатой свободной поверхностью $H(r)$, скоростью звука $c(r, z)$ и плотностью $\rho(r, z)$ описывается линейными уравнениями акустики первого порядка для полей звукового давления $p(r, z)$ и компонент колебательной скорости жидких частиц, $w(r, z)$ – вертикальной и $v(r, z)$ – горизонтальной:

$$\frac{\partial p(r, z)}{\partial z} = i\omega\rho(r, z)w(r, z), \quad \frac{\partial p(r, z)}{\partial r} = i\omega\rho(r, z)v(r, z),$$

$$\rho(r, z) \left[\frac{\partial w(r, z)}{\partial z} + \left(\frac{\partial}{\partial r} + \frac{1}{r} \right) v(r, z) \right] - \frac{i\omega}{c^2(r, z)} p(r, z) = \frac{i\delta(r)\delta(z - z_0)}{\omega r} . \quad (1)$$

Будем рассматривать модель среды волновода, включающую водную толщу, $0 < z \leq H(r)$, и подстилающее полупространство жидких осадков, $z \leq 0$. К уравнениям (1) формулируются соответствующие граничные условия на поверхности и дне волновода. На свободной неровной поверхности моря $p(H(r)) = 0$, на донной границе раздела – условие непрерывности давления $p(r, +0) = p(r, -0)$ и нормальной компоненты скорости жидких частиц $v_n = [w^2 + v^2]^{1/2}$. В случае $\rho(r, z) = \rho(z)$ и горизонтальности дна: $v_n(r, +0) = w(r, +0) = w(r, -0)$. Также подразумевается выполнение условий излучения при $r \rightarrow \infty$, $z \rightarrow -\infty$, что исключает из рассмотрения волны, приходящие из бесконечности. Согласно методу поперечных сечений (локальных мод) [6] решение (1) с озвученными условиями целесообразно искать в низкочастотном диапазоне с помощью сходящихся разложений по локальным модам (в каждом r – сечении):

$$\begin{aligned} p(r, z) &= \sum_{m=1}^M G_m(r) \varphi_m(r, z) ; \\ w(r, z) &= [i\rho(r, z)\omega]^{-1} \sum_{m=1}^M G_m(r) \partial \varphi_m(r, z) / \partial z ; \\ v(r, z) &= [i\rho(r, z)\omega]^{-1} \sum_{m=1}^M F_m(r) \varphi_m(r, z) . \end{aligned} \quad (2)$$

В (2) под знаками сумм входят модовые амплитуды $G_m(r)$, $F_m(r)$, а также локальные собственные функции $\varphi_m(r, z)$ задачи Штурма-Лиувилля. Последние удовлетворяют уравнению Гельмгольца и граничным условиям на поверхности и на дне океана в r -сечениях волновода:

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2}{\partial z^2} \varphi_m(r, z) + [k^2 - \kappa_m^2(r)] \varphi_m(r, z) &= 0 , \quad \varphi_m(r, H) = 0 , \\ \varphi_m(r, 0) + g_m(r) \varphi'_m(r, 0) &= 0 . \end{aligned} \quad (3)$$

В (3) $\varphi'_m(r, 0) = (\partial \varphi_m(r, z) / \partial z)|_{z=0}$, $k = \omega/c$, $\kappa_m(r)$ – собственные значения, $g_m(r)$ характеризует импеданс проницаемого дна в виде

поглощающего полупространства осадков при $z \leq 0$, а шероховатая поверхность $H(r)$ в общем случае задается ансамблем реализаций случайной функции. Число мод для вычислений, $m = 1, 2, \dots, M$, из физических соображений всегда ограничено.

В волновой зоне, $|\kappa_m r| \gg 1$, вместо векторов $\vec{G}(r) = \{G_m(r)\}^T$, $\vec{F}(r) = \{F_m(r)\}^T$ введем квадратные матрицы $(M \times M)$ $G(r)$, $F(r)$ модовых амплитуд, такие, что $\vec{G}(r) = G(r)\vec{b}(L)$, $\vec{F}(r) = F(r)\vec{b}(L)$, $\vec{b}(L)$ – вектор-столбец амплитуд мод, падающих на нерегулярную среду, с элементами $b_m(L) = \varphi_m(0, z_0) \kappa_m^{-1/2}(L) \exp[i\kappa_m(L)L]$. На основании (1)–(3) можно сформулировать следующую краевую задачу для уравнений метода поперечных сечений [11]:

$$\frac{\partial G(r)}{\partial r} = F(r) - V(r)G(r), \quad \frac{\partial F(r)}{\partial r} = -\kappa^2(r)G(r) + V^T(r)F(r), \quad (4a)$$

$$i\kappa(L)G(L) + F(L) = 2i\kappa(L), \quad i\kappa(L_0)G(L_0) - F(L_0) = 0. \quad (4b,в)$$

Решение задачи (4а-в) осуществлялось на основе переформулировки в причинные уравнения погружения [11, 12] и явной записи вида решения для модовых амплитуд через матрицант. Для проведения численного статистического анализа была осуществлена привязка к значениям параметров, которые характерны для шельфовых зон арктических морей, в частности, районов Карского моря и, в осенний период, шельфа Японского моря. Рассматривался мелководный волновод, в котором происходит распространение тонального звукового сигнала частоты 500 Гц (длина волны $\lambda \approx 2,9$ м). Волновод имеет среднюю глубину $\langle H(r) \rangle = 40$ м, случайно шероховатую поверхность и горизонтальное дно. В водном слое однородные профили скорости звука $c = 1460$ м/с и плотности $\rho = 1,02$ г/см³. Дно, $z \leq 0$, представляет собой жидкое поглощающее полупространство неконсолидированных осадков с показателем преломления на границе раздела вода – дно $n = (c/c_1)(1 + i\beta_1)$. В донных осадках, следуя данным измерений, приведенным в [13, 14], задаем импеданс посредством плотности, $\rho_1 = 1,85$ г/см³, поглощения $\beta_1 = 0,02$ (≈ 1 дБ/λ) и скорости звука c_1 . Шероховатости взволнованной поверхности $\delta h(r)$, $H(r) = \langle H \rangle + \delta h(r)$, полагаем гауссовым случайным процессом с корреляционной функцией: $B_s(r_2 - r_1) = \sigma_s^2 K(|r_2 - r_1|/L_s)$. Интенсивность флуктуаций $\sigma_s^2 = \langle (\delta h)^2 \rangle$ за-

давалась величиной $\sigma_s^2 = 1 \text{ м}^2$, так что $\sigma_s \ll H$, $\sigma_s < \lambda$ [12]. Важным параметром является эффективный радиус корреляции случайных неоднородностей L_s . Это – характерный масштаб изменения батиметрии $H(r)$, такой что $L_s > \lambda$, $L_s \gg \sigma_s$. Исходя из известных данных о поверхностном волнении, определим параметры L_s , σ_s . Если частотная спектральная плотность волнения $S(\Omega)$, а $\Omega = (g\kappa)^{1/2}$ – дисперсионное уравнение поверхностных волн, связывающее частоту Ω и волновое число κ , то корреляционная функция $B_s(r)$ следующим образом выражается через пространственную спектральную плотность $G(\kappa)$ [2,6]:

$$G(\kappa) = \frac{\sqrt{g}}{2\kappa\sqrt{\kappa}} S(\sqrt{g\kappa}) R(\kappa, \alpha), \quad B_s(r) = 2\pi \int_0^\infty d\kappa \kappa J_0(\kappa r) G(\kappa) \quad (5)$$

В (5) g – ускорение свободного падения, $\kappa = (\kappa_x^2 + \kappa_y^2)^{1/2}$ – волновое число, $R(\kappa, \alpha) = b \cos^{v(\kappa)} \alpha$ описывает зависимость от направления ветра, b – нормировочная константа, α – угол между направлением ветра и волнения $|\alpha| \leq \pi/2$. Далее за основу возьмем процесс с частотным спектром Пирсона-Неймана, который получил широкое распространение в литературе для описания развитого поверхностного волнения [6,8]: $S(\Omega) = S[(g\kappa)^{1/2}] = C(g\kappa)^{-3} \exp(-2g/(\kappa v^2))$, v – скорость ветра в м/с, $C = 2,4 \text{ м}^2/\text{с}^5$ – эмпирическая константа. Данному виду частотного спектра соответствует пространственная спектральная плотность $G(\kappa) = C \exp(-2g/(\kappa v^2)) R(\kappa, \alpha) g^{-5/2} \kappa^{-9/2}$. Для простоты и усиления статистического эффекта считаем, что угол α равен нулю, тогда $R(\kappa, \alpha) = b = (2\pi)^{-1}$. Согласно (5) корреляционная функция принимает вид:

$$B_s(r) = 0.5 C g^{-5/2} \int_0^\infty d\kappa \kappa^{-7/2} J_0(\kappa r) e^{-2g/(\kappa v^2)}. \text{ Интенсивность флуктуаций } \sigma_s^2 = B_s(0) \text{ вычисляется через табличный интеграл.}$$

Подставив константу C , получим $\sigma_s^2 \approx 3,12 \times 10^{-6} v^5$, то есть, очевидно, что интенсивность флуктуаций, определяется скоростью ветра. Аналогично для частотного спектра Пирсона-Неймана можно определить и эффективный (интегральный) масштаб корреляции $L_s = \int_0^\infty dr K_s(r)$, $K_s(r) = B_s(r)/B_s(0)$. На рисунке 1 приведено поведение коэффициента корреляции $K_s(r)$ для развитого волнения в направлении ветра, дующего над поверхностью со скоростью 12,6 м/с. Для данной скорости ветра $\sigma_s^2 \approx 1 \text{ м}^2$, а масштаб корреляции $L_s \approx 20 \text{ м}$.

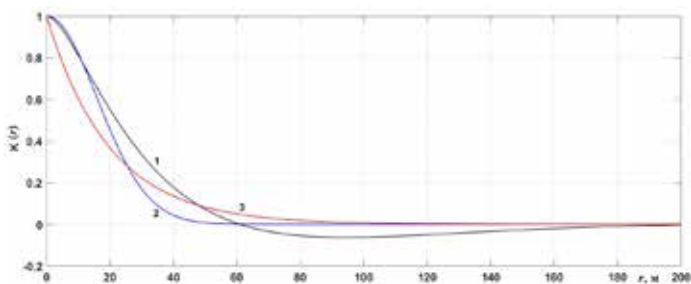


Рис. 1. Коэффициенты корреляции для разных частотных спектров. Кривые: 1 – для спектра Пирсона-Неймана, 2 – гауссова функция корреляции $B_s(r) = \sigma_s^2 \exp[-\pi(r_2 - r_1)^2 / (4L_s^2)]$, 3 – экспоненциальная функция корреляции $B_s(r) = \sigma_s^2 \exp(-|r_2 - r_1|/L_s)$. $L_s = 20$ м, $\sigma_s^2 = 1$ м²

Функции $K_s(r)$, представленные на рисунке 1 с указанными параметрами σ_s^2 и L_s , были использованы для выполнения сравнительных модельных расчетов.

Численное моделирование средней интенсивности и ее флуктуаций было проведено для мелководного волновода с двумя типами донной границы: сильно проницаемой (водоподобного типа), $c_1 = c = 1460$ м/с, и хорошо отражающей $c_1 = 1600$ м/с. На рисунках 2, 3 представлены графики средней интенсивности на финальных участках дистанции, где влияние вида пространственных корреляционных функций волнения максимально.

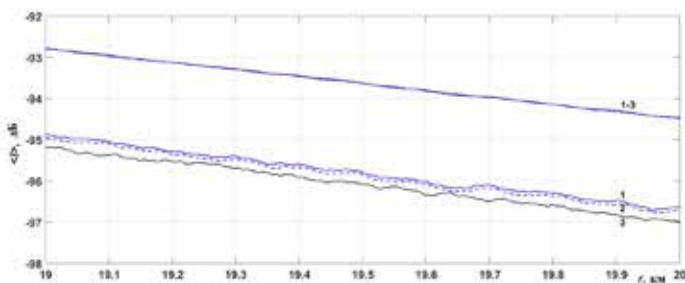


Рис. 2. Затухание средней интенсивности сигнала 500 Гц в волноводе с взволнованной поверхностью и водоподобным дном для разных функций корреляции поверхностного волнения, $z_0 = z = 16$ м. Кривые: 1 – спектр Пирсона-Неймана; 2 (штрих) – гауссова корреляционная функция; 3 – экспоненциальная корреляционная функция. Верхние кривые 1–3 – адиабатическое приближение для указанных функций корреляции поверхностного волнения

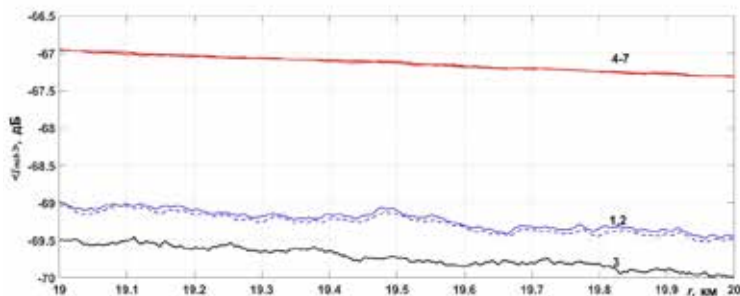


Рис. 3. Затухание средней интенсивности сигнала 500 Гц в волноводе с взволнованной поверхностью и отражающим дном для разных функций корреляции поверхностного волнения, $z_0 = z = 16$ м. Кривые: 1 – спектр Пирсона-Неймана; 2 (штрих) – гауссова корреляционная функция; 3 – экспоненциальная корреляционная функция. Верхние кривые: 4–6 – адиабатическое приближение для указанных функций корреляции поверхностного волнения, 7 – волновод с ровной поверхностью

Выводы. Вид корреляционной функции (спектра) поверхностного волнения не оказывает существенного влияния на статистическую картину распространения сигнала в волноводе, и поэтому корреляционная функция может быть выбрана из соображений удобства моделирования. Как и в других задачах, например, при изучении флуктуаций скорости звука в стохастическом волноводе, основную роль играют параметры случайного поля – его интенсивность σ_s^2 и эффективный радиус корреляции L_s , которые, в частности для шероховатой границы, определяются скоростью ветра над поверхностью моря.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме «Изучение природы линейного и нелинейного взаимодействия геосферных полей переходных зон Мирового океана и их последствий», номер гос. регистрации 124022100074-9.

Литература

1. Басс Ф.Г., Фукс И.М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. М.: Наука, 1972.
2. Рытов С.М., Кравцов Ю.А., Татарский В.И. Введение в статистическую радиофизику. Т.2. Случайные поля. М.: Наука, 1978.
3. Ogilvy J.A. Wave scattering from rough surface // Rep. Prog. Phys. 1987. V. 50. P. 1553-1608.

4. Darmon M., Dorval V., Baque F. Acoustic scattering models from rough surfaces: a brief review and recent advances // *Appl. Sci.* 2020. V. 10 (22). 8305. <https://doi.org/10.3390/app10228305>.
5. Katsnelson B., Petnikov V., Lynch J. *Fundamentals of shallow water acoustics*. Springer: New York, USA, 2012.
6. Бреховских Л.М., Лысанов Ю.П. *Теоретические основы акустики океана*. М.: Наука, 2007.
7. Луньков А.А., Петников В.Г. Влияние случайных гидродинамических неоднородностей на затухание низкочастотного звука в мелком море // *Акуст. журн.* 2010. Т. 56. № 3. С. 364-372.
8. Луньков А.А., Петников В.Г., Черноусов А.Д. Затухание звука на океанском шельфе на небольших расстояниях от источника в присутствии поверхностного волнения // *Акуст. журн.* 2017. Т. 63, № 2. С. 180-186. <https://doi.org/10.7868/S0320791917010087>.
9. Ярошук И.О., Гулин О.Э. *Метод статистического моделирования в задачах гидроакустики*. Владивосток: Дальнаука, 2002.
10. Gulin O.E., Yaroshchuk I.O. Simulation of underwater acoustical field fluctuations in shallow sea with random inhomogeneities of sound speed: depth-dependent environment // *Journ. Comp. Acoust.* 2014. V. 22. 1440002. <https://doi.org/10.1142/S0218396X14400025>.
11. Гулин О.Э. Причинные уравнения первого порядка для моделирования волновых полей в горизонтально-неоднородном океане // *Акуст. журн.* 2006. Т. 52. № 1. С. 23-29. <https://doi.org/10.1134/S1063771006010039>.
12. Гулин О.Э., Ярошук И.О., Коротченко Р.А. О средней интенсивности поля и отдельных мод низкочастотного звукового сигнала в мелководном волноводе со статистически неровной донной границей // *Акуст. журн.* 2024. Т. 70. № 4. С. 51-69. <https://doi.org/10.31857/S0320791924030019>.
13. 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. <https://doi.org/10.7868/S032079191803005X>.
14. Яшин Д.С., Ким Б.И. Геохимические признаки нефтегазоносности Восточно-Арктического шельфа России // *Геология нефти и газа*. 2007. Т. 4. С. 25-29.

ВРЕМЯ-КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ СЧЕТ ФОТОНОВ КАК МЕТОД РАЗДЕЛЕНИЯ И АНАЛИЗА СВЕТОВЫХ ПРОЦЕССОВ РАЗЛИЧНОЙ ПРИРОДЫ В КАВИТАЦИОННОМ ОБЛАКЕ НА ПРИМЕРЕ РАСТВОРА CeCl_3

Казачек М.В., Гордейчук Т.В.

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

Сонолюминесценция – слабое свечение жидкости в ультразвуковом поле, обусловленное способностью кавитационных пузырьков эффективно концентрировать энергию звука при нелинейном коллапсе [1]. Спектр свечения имеет непрерывный континуум от ближней от УФ до ИК области. В спектрах водного раствора CeCl_3 на фоне континуума наблюдается полоса иона Ce^{3+} в области 360 нм. Процессы возбуждения могут проходить как неупругими соударениями частиц в горячей плотной среде внутри пузырька (собственно сонолюминесценция - СЛ), так и в объеме раствора за счет поглощения СЛ фотонов (сонофотолуминесценция – СФЛ). Вспышки СЛ ультракороткие, ограниченные временем адиабатической фазы коллапса пузырьков, длятся менее 1 нс [2]. Длительность вспышки СФЛ должна соответствовать времени жизни люминесценции Ce^{3+} . Определённое с помощью счётчика фотонных корреляций время жизни люминесценции Ce^{3+} подтверждает СФЛ природу эмиссии Ce^{3+} в кавитационном облаке.

Подробное описание экспериментальной установки и методики корреляционных измерений даны ранее [3]. Установка (рис. 1) включает блок для измерения спектров многопузырьковой СЛ (1) и блок для измерения спектров фотонных корреляций (2). В работе использовали 0,1 М раствор CeCl_3 в дистиллированной воде, насыщенный аргоном, температура 10°C. Использовали ультразвук частотой 20 кГц, мощностью 18 Вт. Для регистрации оптических спектров использовали спектрофотометр СФ-23, монохроматор МДР-23 и фотоумножители ФЭУ-79.

На рисунке 2 представлены спектры пропускания, люминесценции и СЛ раствора 0.1 М CeCl_3 , а также для сравнения

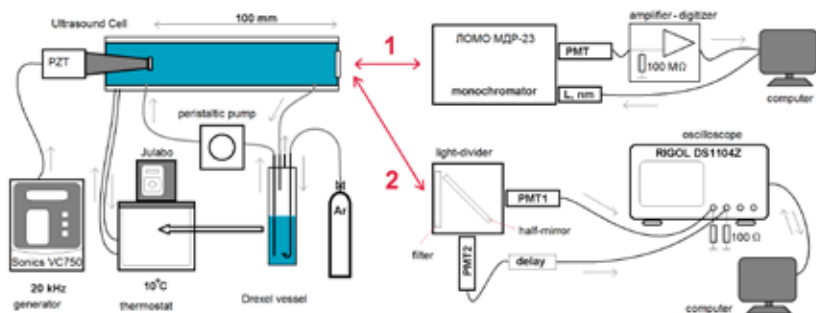
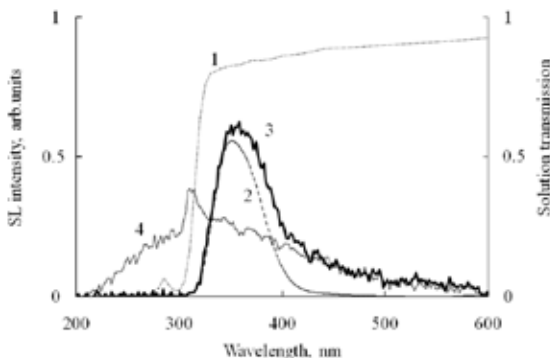


Рис. 1. Схема экспериментальной установки

спектр СЛ дистиллированной воды. Последний содержит континуум с максимумом около 340 нм и пик гидроксил-радикала ОН (~310 нм). Спектр СЛ CeCl_3 в красной области повторяет спектр СЛ воды, в УФ области имеет превышение около 360 нм, связанное с люминесценцией иона Ce^{3+} . В дальней УФ области спектр обрзан вследствие поглощения большой толщиной раствора (10 см). Спектр люминесценции получен при облучении раствора лампой ДДС-30 в 1-сантиметровой кварцевой кювете, расположенной перед входной щелью монохроматора.

Время-коррелированный счёт фотонов (TCSPC) – регистрация временных задержек между отдельными фотонами, испускаемыми во время световых вспышек. Светоделитель использовали для разделения светового потока на два канала детектирования с помощью ФЭУ. Запись временных меток фотонов с дискретизацией 2 нс производили с помощью осциллографа RIGOL DS1104z, компьютера и авторского ПО [4].

Рис. 2. Оптические спектры водного раствора 0.1 М CeCl_3 : пропускания (1), люминесценции (2), солюлюминесценции (3); спектр солюлюминесценции воды (4).



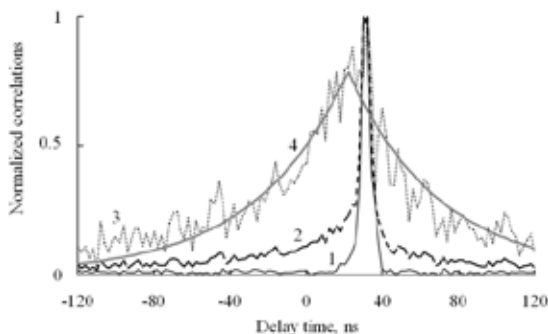


Рис. 3. Автокорреляционные спектры при СЛ водного раствора CeCl_3 : измеренные с желтым светофильтром (1), с фиолетовым светофильтром (2); разностный спектр (3); аппроксимированный разностный спектр (4)

континуума СЛ и люминесценции Ce^{3+} . Жёлтый фильтр пропускал только континуум СЛ ($\lambda > 500$ нм, кривая 1 (рис. 3)). Фиолетовый фильтр пропускал излучение в диапазоне 330-430 нм (континуум + люминесценция Ce^{3+} , кривая 2 рис. 3) [5]. Анализ показал наличие в кривой 2 двух компонент - узкой и широкой. Узкий пик соответствует коротким вспышкам СЛ, полуширина пика на полувысоте даёт длительность вспышки ~ 2 нс. Широкий пьедестал обусловлен более длительной люминесценцией Ce^{3+} (СФЛ компонента). Разностный спектр (кривая 3 рис. 3) получена вычитанием кривой 1 из кривой 2 для выделения сигнала Ce^{3+} . Её аппроксимация лапласовой кривой 4 даёт длительность процесса ~ 33 нс, что соответствует времени жизни люминесценции Ce^{3+} , полученного стандартными методами.

II. Корреляционный анализ. Спектры взаимных корреляций получены с одновременным использованием разных светофильтров в двух каналах счетчика корреляций и с последующим обменом фильтров местами. Два таких спектра взаимных корреляций (рис. 4) показывают, что СЛ (узкий пик) разделена по времени от СФЛ (боковые широкие пики). Из порядка следования узкой и широкой компонент получено, что вспышка СЛ предшествует вспышке СФЛ Ce^{3+} . Величина задержки между СЛ и СФЛ компонентами составила ~ 31 нс, что также соответствует времени жизни люми-

I. Автокорреляционный анализ. Измерение автокорреляционной функции заключалось в построении зависимости числа совпадений фотонов от времени задержки между ними (рис. 3). Использование светофильтров позволило разделить вклад в автокорреляционный спектр кон-

несценции Ce^{3+} [6].

Результаты работы подтверждают эффективность метода для временного разделения и анализа фотонных потоков различной природы в таком многокомпонентном явлении, как сонолюминесценция.

Работа выполнена в рамках госзадания № 124022100074-9.

Литература

1. Brennen C.E. Cavitation and bubble dynamics / Oxford University Press. 1995. 294 P.
2. Hiller R.A., Putterman S.J., Weninger K.R. Time-Resolved Spectra of Sonoluminescence // Phys. Rev. Lett. 1998. V. 80. № 5. P. 1090. DOI: 10.1103/PhysRevLett.80.1090.
3. Казачек М.В., Гордейчук Т.В. Определение длительности высвечивания щелочных металлов при многопузырьковой сонолюминесценции водных растворов их солей методом счета одиночных фотонов с временной корреляцией // Оптика и спектроскопия. 2024. Т. 132. № 11. С. 1181-1188. DOI: 10.61011/OS.2024.11.59508.7195-24.
4. Казачек М.В., Гордейчук Т.В. Счетчик корреляций на базе осциллографа и компьютера // Приборы и техника эксперимента. 2019. N. 1. С. 28-29. DOI: 10.1134/S0032816219010117.
5. Казачек М.В., Гордейчук Т.В. Определение времени жизни люминесценции Ce^{3+} методом время-коррелированного счета фотонов при сонолюминесценции водного раствора CeCl_3 // Оптика и спектроскопия. 2021. N 9. С. 1152-1156. DOI:10.21883/OS.2021.09.51343.2113-21.
6. Казачек М.В., Гордейчук Т.В. Особенности сонолюминесценции атомарного натрия в процессе пузырькового коллапса в кавитационном облаке методом время-корреляционного счета одиночных фотонов // Акустический журнал. 2024. Т. 70. № 4. С. 33-40. DOI: 10.31857/S0320791924040052.

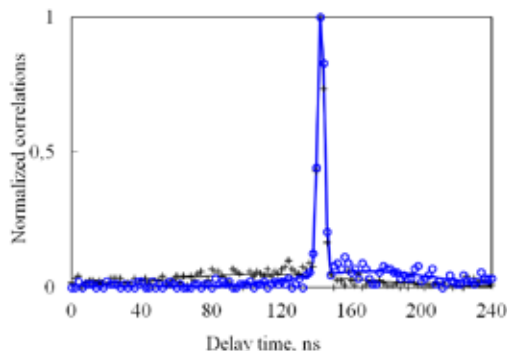


Рис. 4. Спектры фотонных корреляций (крестики, кружки) и их двухгауссовы аппроксимации (кривые) СЛ раствора 0.1 М CeCl_3 . Корреляции «континуум-металл» - кружки, жирная кривая; корреляции «металл-континуум» - крестики, тонкая кривая

ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН В СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЕ И МЛЕЧНОМ ПУТИ

Короченцев В.И.¹, Будрин С.С.²

¹*Дальневосточный федеральный университет*

²*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
korochentsev.vi@dvfu.ru*

Понятие гравитационных волн достаточно широкое. В многочисленных работах под гравитационными волнами понимают любые возмущения среды под воздействием гравитационных потенциалов масс. В настоящей работе под гравитационной волной будем понимать возмущение поля от ускоренно движущейся гравитационной массы, которое можно измерить гравиметрическими приборами различной конструкции (гравиметры, вариометры и другие).

В качестве излучателя гравитационной волны будем считать Луну, движущуюся ускоренно, в системе Земля-Луна относительно центра координат, совпадающей с геометрическим центром Земли.

В наших работах [1, 2] в 2012 году экспериментально измерено изменение показания гравиметра типа CG-5 Autograv, установленного в бухте Витязь на базе Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН, при различных траекториях прохождения Луны относительно базы измерений. Установлена корреляционная связь между показаниями гравиметра и генераций приливной волны в районе измерений. Экспериментально измеренная скорость, определённая как:

$$C_{гр} = \frac{r_{Луна - Земля}}{\Delta t} \quad (1)$$

$C_{гр}$ – скорость прихода на гравиметр возмущений от Луны, Δt – разность во времени сигнала между визуальным наблюдением Луны и сигналом, приходящим на гравиметр, Луна - Земля – расстояние между Луной и Землёй. Экспериментально установлено, что $C_{гр} = 3,6 \cdot 10^3$ м/с с погрешностью измерений, не превышающей

20%. Рассмотрим теоретический подход к определению скорости гравитационных волн в данном выше определении. Классическое определение гравитационных волн введено А. Эйнштейном при рассмотрении общей теории относительности [3].

В теории А. Эйнштейна удобно пользоваться переменными g^{ik} в гармоничной δ системе, в которой $\frac{\delta g^{ik}}{\delta x^k} = 0$ ($i, k=0, 1, 2, 3$). В слабом поле $g^{ik} \approx g^{(0)ik}$

$$g^{0ik} = \begin{cases} 0 & \text{при } i \neq k \\ 1 & \text{при } i = k = 1, 2, 3 \\ -1 & \text{при } i = k = 0 \end{cases}$$

В линейном приближении тензор Эйнштейна

$$G^{ik} = R^{ik} - \frac{1}{2} g^{ik} R$$

в пустоте, преобразующейся в

$$\begin{aligned} R_{ik} &= \frac{1}{2} g^{(0)im} \frac{\delta^2 g_{ik}}{\delta x^e \delta x^m} \\ G^{ik} &= -\frac{1}{2} W_g^{ik} = 0 \end{aligned} \quad (2)$$

где W – Оператор Д’Аламбера. В дальнейших научных работах, посвящённых анализу теории А. Эйнштейна, утверждается, что скорость гравитационных волн равна скорости поперечных электромагнитных волн в вакууме. По нашему мнению, между гравитационными и электромагнитными волнами в вакууме существует только математическая аналогия, а физическая связь ближе к упругим волнам. Действительно, между гравитационными и инерционными массами установлено тождественное равенство. Упругие константы в упругих волнах подобны гравитационным параметрам, на которые обращено внимание в работах [4, 5]. Гравитационную “упругость” системы Луна-Земля предложено определять через эллиптическую траекторию движения Луны.

Определим “упругость” системы по формуле:

$$\Delta \chi_{\text{Земля-Луна}} = \frac{F_{\text{гп}}}{\Delta r / r} \cdot \frac{1}{S_{\text{Луны}}} \quad (3)$$

$F_{\text{гп}}$ – гравитационная сила притяжения между Землёй и Луной, Vr – разность между большой и малой осями эллипса,

r – расстояние между Землёй и Луной; S – поверхность Луны. В этом случае, скорость гравитационной волны, излучаемой Луной при ускоренном движении в системе Земля-Луна, может быть определена по следующей формуле

$$C_{гр} = \sqrt{\frac{\chi_{Земля-Луна}}{\rho_{Луны}}} \quad (4)$$

где ρ – плотность вещества Луны. Сокращая подобные члены, получим следующую формулу для определения численного значения $C_{гр}(C\text{-Земля})$, для Млечного пути получим, подставив значения силы, масс Земли, Луны, а также $\Delta r = 50400$ км. Вычислим теоретическое значение по формуле (4): $C_{гр} = 3,45 \cdot 10^3$ м/с. Вычисленное значение гравитационной скорости совпадает с экспериментально измеренным значением с учётом погрешности измерений. Вне Солнечной системы скорость гравитационных волн может быть меньше, равна, а даже больше скорости света в вакууме. Подчеркнем, что данные формулы получены для волновых уравнений в приближении лучевой теории. Уточнение этих формул можно осуществить с учетом дифракции гравитационных волн. В случае, если скорость гравитационных волн равна, или больше скорости света, можно объяснить такие виртуальные явления, как красное смещение, расширение вселенной, появление черных дыр. По-видимому, эти явления связаны в качестве измерительного канала мы используем оптический диапазон, а результат измерений характеризует взаимодействие световых волн и гравитационных полей, существующими между реальными массами.

Литература

1. Короченцев В.И. Теоретическое и экспериментальное определение скорости гравитационных волн в системе Земля-Луна // Физика геосфер: двенадцатый Всероссийский симпоз., 6-10 сент. 2021. Владивосток, мат. докл. / ТОИ ДВО РАН. 2021. С. 233-234. [Эл. ресурс] <https://www.poi.dvo.ru/conf/phg2021> ISBN 978-5-6044821-9-3.
2. Korochentsev V.I., Lisunov E.V., Volkova A.A. «Study of Ocean Tidal Waves Depending on Variation of the Earth's Gravitational Field Under the Influence of the Sun and the Moon» // ICESCC 2012: International Conference on Earth Science and Climate Change to be held in Paris, France during June 27-28. 2012.
3. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теория поля // 6 изд. М., 1973. С. 460.

4. Pacific Congress on Marine Science and Technology, Honolulu, Hawaii, USA, «Increase in probability of the tsunami formation correct forecast». 2010.
5. Известия ЮФУ технические науки 2011г // «Увеличение вероятности правильного прогноза цунами на примере катастрофы 11 марта (Япония)». Издательство ТТИЮФУ 2011.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ НЕЙРОСЕТЕВЫХ МЕТОДОВ ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ АКУСТИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ГЕОСРЕДЕ

**Короченцев В.И.¹, Шевкун С.А.¹, Стаценко Л.Г.¹,
Новикова О.В.²**

¹*Дальневосточный Федеральный Университет, г. Владивосток*

²*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток
shevkun.sa@dvfu.ru*

В данной работе проведено математическое моделирование распространения акустического сигнала в геосреде с использованием методов, применяемых в области искусственных нейронных сетей. Предложен способ обработки регистрируемого акустического сигнала с целью выделения признаков изменения пространственного расположения неоднородностей в геосреде.

Методы решения уравнений в частных производных на основе методов машинного обучения все чаще используются в исследованиях благодаря хорошим аппроксимационным свойствам глубоких нейронных сетей [1]. Например, метод моделирования PINN (Physics-Informed Neural Networks) использует методы глубокого обучения с учетом известных физических закономерностей задачи. При обучении нейронной сети учитываются такие физические ограничения как дифференциальные уравнения, граничные и начальные условия, а также результаты измерений.

В последнее время всеобщее внимание привлекла архитектура нейронных сетей Kolmogorov-Arnold Networks (KAN) [2], основанная на теореме Колмогорова-Арнольда, согласно которой любая непрерывная функция многих переменных может быть представлена конечным числом одномерных функций. KAN чрезвычайно гибки и способны моделировать сложные функции с меньшим количеством параметров, имеют преимущество в аппроксимации сложных нелинейных зависимостей, что позволяет использовать их при моделировании акустических полей в неоднородных средах.

В реальных задачах измеренные данные часто разрежены. Сочетание PINN и KAN может преодолеть ограничения традицион-

ных методов, что позволяет реализовать моделирование на основе небольшого количества данных и в присутствии сложных нерегулярных границ. Однако, применение данных методов для задач акустики мало освещено.

Рассмотрим геоакустическую задачу, в качестве математической модели будем использовать уравнение Гельмгольца для давления продольных волн с учетом свободной границы на поверхности Земли, неоднородность среды описывается заданной зависимостью волнового числа от координат $k(\bar{r})$.

При поиске решения задачи использовался подход, описанный в [3], согласно которому выражение для давления записывается в виде:

$$P_1(\bar{r}) = P_0 \cdot \frac{e^{ik(\bar{r}) \cdot R}}{R} + K_{\text{отр}}(\bar{r}) \cdot \frac{e^{-i \cdot k(\bar{r}) \cdot R_{\text{отр}}}}{R_{\text{отр}}}, \quad (1)$$

где $P_1(\bar{r})$, P_0 – давление отраженной и излученной волны соответственно, R – расстояние между источником и точкой наблюдения, $R_{\text{отр}}$ – расстояние между мнимым источником отраженных волн и точкой наблюдения, $K_{\text{отр}}$ – функция, зависящая от координат (имеет смысл коэффициента отражения от границы раздела исходящих от источника волн).

Для нахождения поля вводится мнимый источник отраженных волн, зеркально отраженный относительно границы раздела двух сред и находящийся на том же расстоянии от границы раздела, что и реальный источник.

Моделирование выполнялись с помощью фреймворка Pytorch с использованием библиотеки Neuromancer.

Функции $K_{\text{отр}}(\bar{r})$, $\frac{e^{ik(\bar{r}) \cdot R}}{R}$, $\frac{e^{-i \cdot k(\bar{r}) \cdot R_{\text{отр}}}}{R_{\text{отр}}}$ аппроксимировались нейронной сетью KAN. Благодаря имеющейся в Pytorch возможности автодифференцирования автоматически вычислялся лапласиан $P_1(r)$.

При обучении нейронной сети осуществляется поиск минимума функции потерь за счет подбора параметров KAN с помощью алгоритма AdamW.

Функция потерь, используемая для обучения нейронной сети, включает в себя функцию невязки дифференциального

уравнения и функцию, описывающую заданные граничные условия.

На рисунке 1 представлены результаты моделирования поля давления в блоковой геосреде, зависимость заданных значений волнового числа от координат показана на рисунке 2.

Использование метода PINN для решения прямой задачи рассеяния позволяет получить решение в виде гладкой непрерывной функции (приближенного решения в аналитическом виде), что можно использовать, например, для вычисления интенсивности излучения. Важным преимуществом данного метода является гибкость использования в части задания произвольных условий на границе, которая может иметь любую форму, а также учета имеющихся разрозненных экспериментальных данных о среде и характеристиках поля.

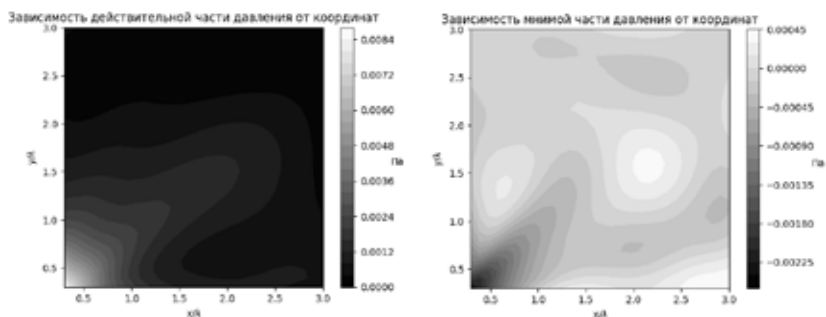


Рис. 1. Результат моделирования поля в блоковой геосреде

Рассмотренная задача анализа акустического поля с помощью нейронной сети может быть достаточно просто преобразована в обратную задачу рассеяния. Для этого в нейронной сети добавляется выход, соответствующий волновому числу, а в функцию потерь добавляется член, описывающий разность между измеренными значениями давления в определенных точках и результатами моделирования.

При решении обратной задачи рассеяния вычисляется значение волнового числа на основе данных измерения акустического давления в ряде точек с известными координатами.

Поскольку решение обратной задачи рассеяния с помощью PINN принципиально не отличается по сложности от решения

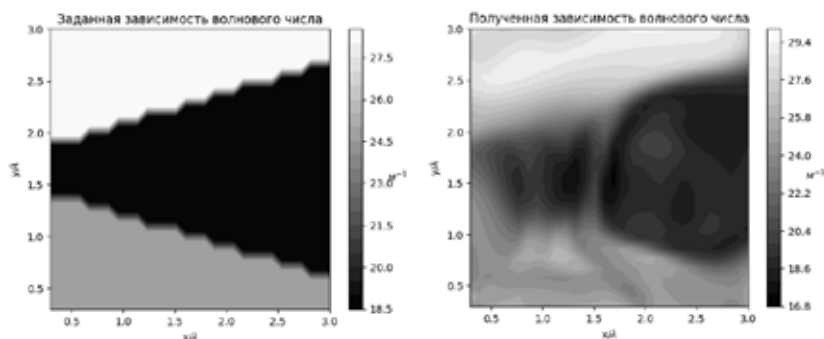


Рис. 2. Результат решения обратной задачи

прямой задачи, это может дать выигрыш по времени расчета по сравнению с известными методами (в дополнение к вышеперечисленным преимуществам).

Таким образом, в данной работе продемонстрирована принципиальная возможность решения прямой и обратной задачи рассеяния в неоднородной геосреде с использованием метода моделирования PINN и архитектуры нейронных сетей KAN.

В дальнейшем планируется повысить производительность метода с целью улучшения разрешающих способностей.

В качестве практического применения результатов работы можно предложить прогноз землетрясений с помощью регистрации изменений характеристик отклика на вибрационное воздействие от техногенного источника. Для этого необходимо использовать зондирующий сигнал с целью создания сейсмической “подсветки” геосреды и выявления неоднородностей с сильными рассеивающими, отражающими свойствами. В части приема сигнала предлагается использовать опыт скважинного геоакустического мониторинга, проводимого на территории Петропавловск - Камчатского геодинамического полигона.

Исследование выполнено при поддержке гранта FZNS-2023-0008.

Литература

1. Cuomo S., Di Cola V.S., Giampaolo F. et al. Scientific Machine Learning Through Physics-Informed Neural Networks: Where we are and What's Next // J Sci

Comput. 2022. 92. 88. - URL: <https://doi.org/10.1007/s10915-022-01939-z> (дата обращения: 10.01.2025).

2. Ziming L., Pingchuan M., Yixuan W., et al. Kan 2.0: Kolmogorov-Arnold networks meet science // arXiv preprint arXiv:2408.10205. – 2024.
3. Короченцев, В.И. Волновые задачи теории направленных и фокусирующих антенн / В.И. Короченцев. – Владивосток: Изд-во Дальнаука, 1998. - 192 с.

ОБНАРУЖЕНИЕ ОДИНОЧНОГО ОБЪЕКТА В РЕЖИМЕ ШУМОПЕЛЕНГОВАНИЯ ПРИ ПОМОЩИ НЕЙРОСЕТЕВОГО МЕТОДА ДИСТИЛЛЯЦИИ ЗНАНИЙ

Кочегаров Н.К.¹, Иванов М.П.², Шпак Ю.В.¹

¹*Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток*

²*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток*
kochegarov_nk@dvfu.ru

В данной работе предложен теоретический подход к обнаружению и пеленгованию объекта по шумовым акустическим сигналам, возникающим при его перемещении в замкнутом объёме (бухты, заливы). Для упрощения моделирования и подготовки набора данных морская вода была заменена на воздух, замкнутый объём морской среды на помещение размером 5х7 метров, в качестве одиночного объекта выбран человек. Для реализации задачи используется метод дистилляции знаний между двумя нейронными сетями: обучаемой аудиосетью (ученик) и уже обученной зрительной сетью (учитель) [1]. Предполагается, что система работает в условиях ограниченной видимости или с ограничениями на использование видеонаблюдения, поэтому основным источником информации являются микрофоны. Зрительная сеть, принимающая изображения с камеры, используется исключительно для формирования эталонных меток во время обучения аудиосети. Описаны архитектура сети, процесс синхронизации данных, функция потерь и логика корректировки параметров аудиосети. Подробно раскрыта математическая модель дистилляции знаний, включающая отдельную оценку вероятности обнаружения и угла пеленга [2].

Предлагаемая система состоит из двух компонентов:

- **Аудиосеть (ученик)** — нейронная сеть, принимающая на вход многоканальные аудиосигналы от массива микрофонов и выводящая:
 1. Вероятность наличия человека (0 или 1)
 2. Угол пеленга на человека в градусах (например, от 0° до 360°)

- **Зрительная сеть (учитель)** – предобученная свёрточная нейронная сеть, принимающая на вход кадры с видеокamеры и выводящая:
 - Вероятность наличия человека
 - Позицию человека в поле зрения камеры, которая может быть переведена в угол пеленга относительно точки установки системы

Обе сети работают параллельно и синхронизированы по времени.

Для формализации процесса дистилляции знаний определим формальные переменные и операции, используемые в системе.

Пусть:

$A_t = (p_a, \theta_a)$ – выход аудиосети в момент времени t

$V_t = (p_v, \theta_v)$ – выход зрительной сети в момент времени t ,

где:

$p_a \in [0, 1]$ – вероятность того, что человек обнаружен аудиосетью

$p_v \in [0, 1]$ – вероятность того, что человек обнаружен зрительной сетью

$\theta_a \in [0^\circ, 360^\circ]$ – оценка пеленга, выданная аудиосетью

$\theta_v \in [0^\circ, 360^\circ]$ – оценка пеленга, выданная зрительной сетью.

Бинарный результат обнаружения формируется на основе порога $\tau \in (0, 1)$:

$$\hat{p}_a = \begin{cases} 1, & p_a > \tau \\ 0, & p_a < \tau \end{cases}$$

Аналогично для $\hat{p}_v$.

Обучение аудиосети происходит только в случае расхождения между $\hat{p}_a$ и $\hat{p}_v$, т.е. если $\hat{p}_a \neq \hat{p}_v$.

Такие случаи могут быть двух типов:

1. Ложно-отрицательный: $\hat{p}_a = 0$, $\hat{p}_v = 1$

2. Ложно-положительный: $\hat{p}_a = 1$, $\hat{p}_v = 0$

Однако второй случай встречается значительно реже, поскольку зрительная сеть заранее обучена и более надёжна [3]. Поэтому в большинстве ситуаций мы рассматриваем первый случай, когда аудиосеть не обнаруживает человека, который реально присутствует.

Функция потерь определяется следующим образом:

$$L_t \begin{cases} 0, & \hat{p}_a = \hat{p}_v \\ \alpha \cdot L_{cls}(p_a, p_v) + \beta \cdot L_{dir}(\theta_a, \theta_v), & \hat{p}_a \neq \hat{p}_v \end{cases}$$

Где:

- L_{cls} – бинарная кросс-энтропия для классификации наличия человека:

$$L_{cls}(p_a, p_v) = -[p_v \log(p_v) + (1 - p_v) \log(1 - p_v)]$$

- L_{dir} – угловая потеря, например, среднеквадратичная ошибка (MSE):

$$L_{dir}(\theta_a, \theta_v) = (\theta_a - \theta_v)^2$$

Коэффициенты α и β позволяют задать относительную важность классификационной и пеленгационной части. Их можно подбирать эмпирически или использовать автоматическую настройку в зависимости от динамики обучения [3].

На каждом шаге t , где выполняется условие $\hat{p}_a \neq \hat{p}_v$, аудиосеть обновляет свои параметры ω_a по правилу стохастического градиентного спуска:

$$\omega_a^{(t+1)} = \omega_a^{(t)} - \eta \Delta \omega_a L_t$$

Где:

- η — скорость обучения (learning rate)
- $\nabla \omega_a L_t$ — градиент функции потерь по параметрам аудиосети

Скорость обучения может быть постоянной или изменяться динамически, например, по стратегии убывающего learning rate или циклической схеме.

Для обработки звуковых сигналов предлагается использовать трёхмерную свёрточную нейросеть, работающую с временно-частотным представлением сигнала (например, STFT). Входом служат спектрограммы нескольких микрофонов, объединённые в 3D-тензор. Выход состоит из двух составляющих: одна для классификации наличия человека, другая — для регрессии угла пеленга.

В качестве зрительной сети предлагается использовать предобученную модель YOLOv8, дополненную модулем оценки направления на объект [2]. Камера устанавливается таким образом, чтобы охватывала тот же сектор, что и микрофонный массив. Пе-

ленг рассчитывается как горизонтальный угол между центральным лучом камеры и положением человека в кадре.

Обучение аудиосети предполагается осуществлять в реальном времени, с использованием mini-batch'ей, собранных за последние несколько секунд. Оптимизатор: AdamW, начальная скорость обучения: $1e-4$. Также предполагается применять стратегию снижения скорости обучения при стабилизации потерь.

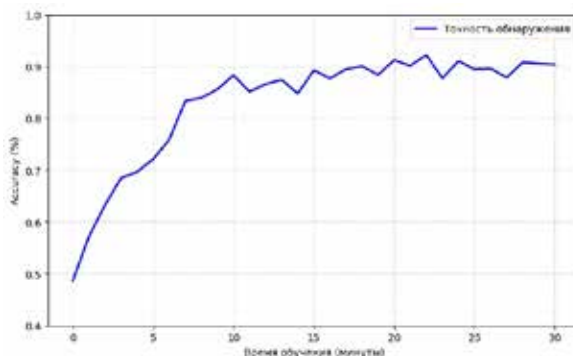


Рис. 1. График точности обнаружения от времени обучения

Моделирование показало, что даже при высоком уровне шума и слабых акустических сигналах, аудиосеть способна достигнуть высокой точности обнаружения и пеленгования.

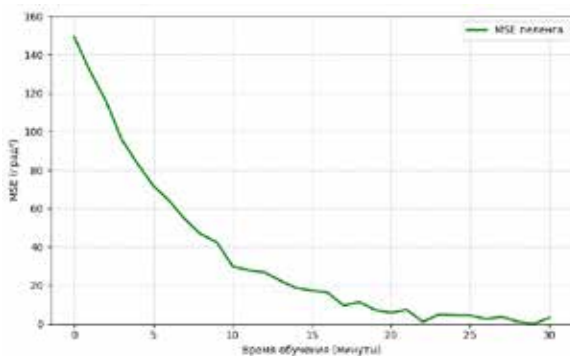


Рис. 2. График среднеквадратичной ошибки пеленга от времени обучения

Точность обнаружения резко возрастает в первые минуты обучения, особенно интенсивно — в течение первых 10–15 минут. После этого график выходит на плато, стабилизируясь на уровне около 95%. Это свидетельствует о том, что аудиосеть успешно адаптируется к характеристикам звука, создаваемого человеком, и к окружающей шумовой обстановке.

Предложенный метод дистилляции знаний позволяет обучить аудиосеть без явной разметки, используя визуальные данные от камеры как «идеальный» эталон. Такой подход открывает возможность создания систем обнаружения и пеленгования, работающих только на основе звука, что особенно актуально в условиях ограниченной видимости.

Основные преимущества метода:

- Отказ от ручной разметки данных.
- Возможность обучения в реальном времени.
- Гибкость к изменению условий окружающей среды.

Ограничения:

- Необходимость наличия камеры на этапе обучения.
- Сложность синхронизации аудио- и видеосигналов.
- Ограниченная применимость в случаях, когда человек находится вне поля зрения камеры.

Литература

1. Hinton G., Vinyals O., Dean J. Distilling the knowledge in a neural network // arxiv.org. 2015. DOI: 10.48550/arXiv.1503.02531.
2. Redmon J., Farhadi A. YOLOv3: An incremental improvement // arxiv.org. 2018. DOI: 10.48550/arXiv.1804.02767.
3. Hershey S., Chaudhuri S., Ellis D.P.W., Gemmeke J.F., Jansen A., Moore R.C., Plakal M., Platt D., Saurous R.A., Seybold B., Slaney M., Weiss R.J., Wilson K. CNN architectures for large-scale audio classification // 2017 IEEE International Conference on Acoustics, Speech and Signal Processing (ICASSP). 2017. P. 131–135.

К ВОПРОСУ О СТАТИСТИЧЕСКИХ МОДЕЛЯХ ФЛУКТУАЦИЙ СКОРОСТИ ЗВУКА НА ОКЕАНИЧЕСКОМ ШЕЛЬФЕ

Кошелева А.В., Лазарюк А.Ю., Ярошук И.О.

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

Основной причиной флуктуаций скорости звука как в глубоком океане, так и в его шельфовой зоне являются внутренние волны (ВВ) [1, 2]. Как и в глубоком океане, на шельфе всегда присутствуют фоновые (линейные) ВВ. В отличие от солитоноподобных нелинейных волн они представляют собой поле, которое в некотором смысле можно полагать случайным. Основная специфика фоновых волн на шельфе состоит в том, что в фоновое поле могут вносить существенный вклад не свободные волны, а остаточные возмущения малых амплитуд цугов нелинейных волн. Такие «хвосты» (“tails”) бывают как достаточно длинными во времени, так и протяженными по пространству.

Если рассматривать скорость звука, возмущаемую полем ВВ, то формально ее можно записать в виде $c(t, x, y, z) = \langle c(t, x, y, z) \rangle + \delta c(t, x, y, z)$. Здесь угловые скобки означают операцию усреднения, а величина δc описывает случайную часть, которая получается вычитанием из наблюдаемого поля скорости звука его средней части. Отметим, что такое представление требует предварительного выбора характерных пространственных и временных масштабов поля скорости звука, по которым проводится усреднение. Таким образом, флуктуации $c(t, x, y, z)$ определяются максимальными масштабами для неоднородностей, которые мы решили отнести к флуктуациям. Естественно, что такой выбор неоднозначный, он является условным и определяется физическим смыслом конкретной поставленной задачи, например, задача о рассеянии звука ВВ в течение определенного интервала времени.

Для малых флуктуаций скорости звука в гидроакустике принято использовать следующую связь между $\delta c(t, z)$ и величиной вертикального смещения частичек жидкости ζ [3, 1]

$$\delta\tilde{n} = \left(\frac{\partial\tilde{n}}{\partial z} \right)_{pot} \zeta, \quad \delta\tilde{n} = c \left(\frac{\mu}{g} \right) N^2 \zeta. \quad (1)$$

Здесь указан потенциальный градиент скорости звука, $\mu \approx 24,5$ – безразмерная константа, $g = 9,8 \text{ m/s}^2$ – гравитационное ускорение. Формулы (1) обеспечивают простую связь между статистикой $\zeta(t, z)$ и $\delta c(t, z)$. Особую популярность получила вторая из формул (1). Она используется многими исследователями для моделирования флуктуаций $\delta c(t, z)$ как в глубоком океане, так и в мелком море [1, 2].

Впервые вторая из формул (1) была получена в работе [3], где авторы исследовали влияние линейных внутренних волн на флуктуации звука в глубоком океане. Параметр μ , входящий в (1), определяется набором термодинамических параметров, связывающих вариации скорости звука, плотности, температуры и солёности. Кроме того, изменчивость самого параметра μ зависит от отношения градиентов солёности и потенциальной температуры, которые для случая глубокого океана изменяются незначительно, поэтому все параметры в работе [3] были выбраны для глубины 1 км. В итоге и было получено значение $\mu \approx 24,5$. Однако, в шельфовой зоне наблюдаются широкие диапазоны изменчивости температуры и

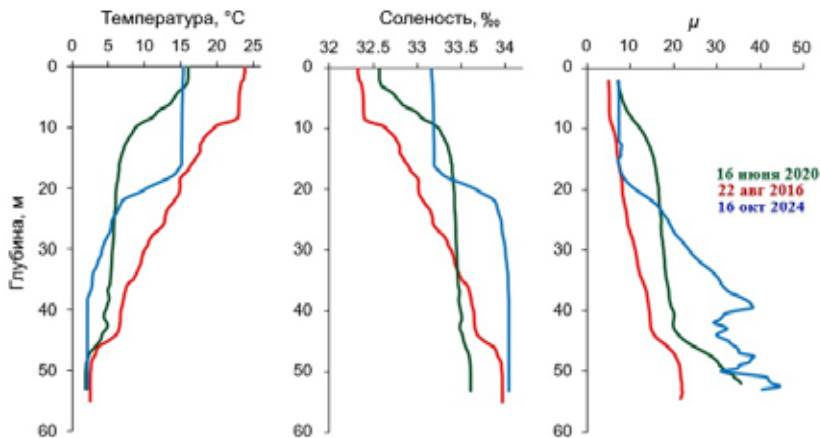


Рис. 1. Распределение по глубине температуры (слева), солёности (в центре) и функции μ (справа) для весны, лета и осени (зеленые, красные и синие линии соответственно)

солёности [4]. Соответственно, неизбежны вариации параметра μ из-за кратных изменений (в несколько раз) производных термодинамических параметров.

По данным STD зондирований с использованием набора термодинамических параметров были вычислены значения μ по формулам работы [3]. На рисунке 1 представлены результаты для весны 2020, лета 2016 и осени 2024 гг. Таким образом, для шельфовой зоны в модельных описаниях ВВ необходимо учитывать, что в формулах (1) μ – это не константа, а функция, которая может существенно изменяться не только по глубине, но и по времени. И если для летнего сезона значительных изменений не наблюдается, то для осени функция μ по глубине изменялась в диапазоне 8...40.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме 124022100074-9 «Изучение природы линейного и нелинейного взаимодействия геосферных полей переходных зон Мирового океана и их последствий».

Литература

1. Flatte S., Dashen R., Munk W., Watson K., Zachariasen F. Sound Transmission through a Fluctuating Ocean. Cambridge U.P.: Cambridge, UK. 1979. 320 p.
2. Katsnelson B., Petnikov V., Lynch J. Fundamentals of Shallow Water Acoustics. Springer: New York, NY, USA. 2012. 540 p.
3. Munk W.H., Zachariasen F. Sound propagation through a fluctuating stratified ocean: Theory and observation // J. Acoust. Soc. Am. 1976. V. 59. P. 818-838.
4. Yaroshchuk I., Kosheleva A., Lazaryuk A., Dolgikh G., Pivovarov A., Samchenko A., Shvyrev A., Gulin O., Korotchenko R. Estimation of Seawater Hydrophysical Characteristics from Thermistor Strings and CTD Data in the Sea of Japan Shelf Zone // J. Mar. Sci. Eng. 2023. V. 11. 1204. <https://doi.org/10.3390/jmse11061204>.

КОМПЛЕКСНАЯ МОДЕЛЬ РАСЧЁТА ПОЛЕЙ ТЕЧЕНИЙ, ПЕРЕНОСА И ТРАНСФОРМАЦИИ ПРИМЕСИ (РАСТВОРЁННАЯ, ВЗВЕШЕННАЯ, НЕФТЯНЫЕ ПЛЁНКИ) НА АКВАТОРИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Мишуков В.Ф., Ярош В.В.

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

В настоящее время на акватории северо-западной части Тихого океана наблюдается интенсификация грузопассажирских перевозок с увеличением числа и мощности портов, возрастание антропогенной нагрузки от прибрежных городов, происходят аварийные разливы нефти и нефтепродуктов на данной акватории, а на поверхности моря постоянно наблюдаются нефтяные слики. Кроме этого, в марте 2011 г. в Японии произошла крупная авария на АЭС Фукусима, в результате чего произошел выброс радиоактивных веществ в атмосферу и морскую среду

Кроме этого, идет строительство ряда крупных объектов на побережье, в том числе в заливе Восток планируется строительства Восточного нефтехимического комплекса (ВНХК) с отгрузкой получаемых нефтепродуктов через специально-построенный терминал.

Для оперативного расчета переноса и трансформации примеси в морской среде была разработана комплексная модель, основные элементы которой приведены на рисунке 1. Результаты расчетов необходимы для оценки масштабов распространения примеси, вероятных районов поступления примеси и экологических угроз населению и водным биоресурсам. Данная программа основана на максимально возможном усвоении имеющихся экспериментальных результатов.

В качестве базовой модели расчета полей течений была использована Prinseton Oceanic Model, которая находится в открытом доступе в Интернете [1]. Расчет полей течений для северо-западной части Тихого океана включая Японское и Охотское моря был

проведен на сетке 15×20 км². Шаг по времени составлял 10 мин. Каждые 3 часа в расчет вводились новые экспериментальные значения метеопараметров, которые для Японского и Охотского морей интерполировались в узлы расчетной сетки, а на акватории северо-западной части Тихого океана экстраполировались в узлы расчетной сетки. Начальные значения распределения температуры и солености были взяты из электронных атласов [2, 3]. Данная модель была дополнена расчетом приливо-отливных течений для двух наиболее мощных гармоник суточной и полусуточной групп волн – O_1 и M_2 . Сравнение результатов расчета с экспериментальными данными о распространении радионуклидов в морской среде после аварии на АЭС Фукусима в Японии в марте 2011 г. на акватории северо-западной части Тихого океана приведено нами в [4], причем впервые было показано, что под влиянием приливов происходит заброс радиоактивных вод через Сангарский пролив из Тихого океана в Японское море.

Наиболее плодотворно модель была использована при проектировании строительства Восточного нефтехимического комплекса в б.Восток Японского моря. Работа включала:

- моделирование гидродинамических условий залива Петра Великого и залива Восток;
- модель расчета приливных течений;
- модель расчета дрейфа примеси;
- модель расчета трансформации нефти в море;
- сравнение результатов расчета распространения примеси на акватории залива Петра Великого и заливов Восток и Находка с аэрокосмическими данными;
- расчет полей течений на акватории залива Восток и вынос взвешенной примеси за счет речного стока;
- расчет полей течений на акватории залива Восток и распределения взвешенных веществ в морской воде и вновь осевших на морском дне на момент проведения работ по строительству терминала;
- строительство северной и южной дамб;
- расчет распространения взвеси при забивке свай от оконечности северной дамбы до оконечности южной дамбы;
- расчет полей течений на акватории залива Восток и распределение нефтяного и химического загрязнения при аварийных ситуациях;

Блок-схема модели распространения примеси в заливе Находка

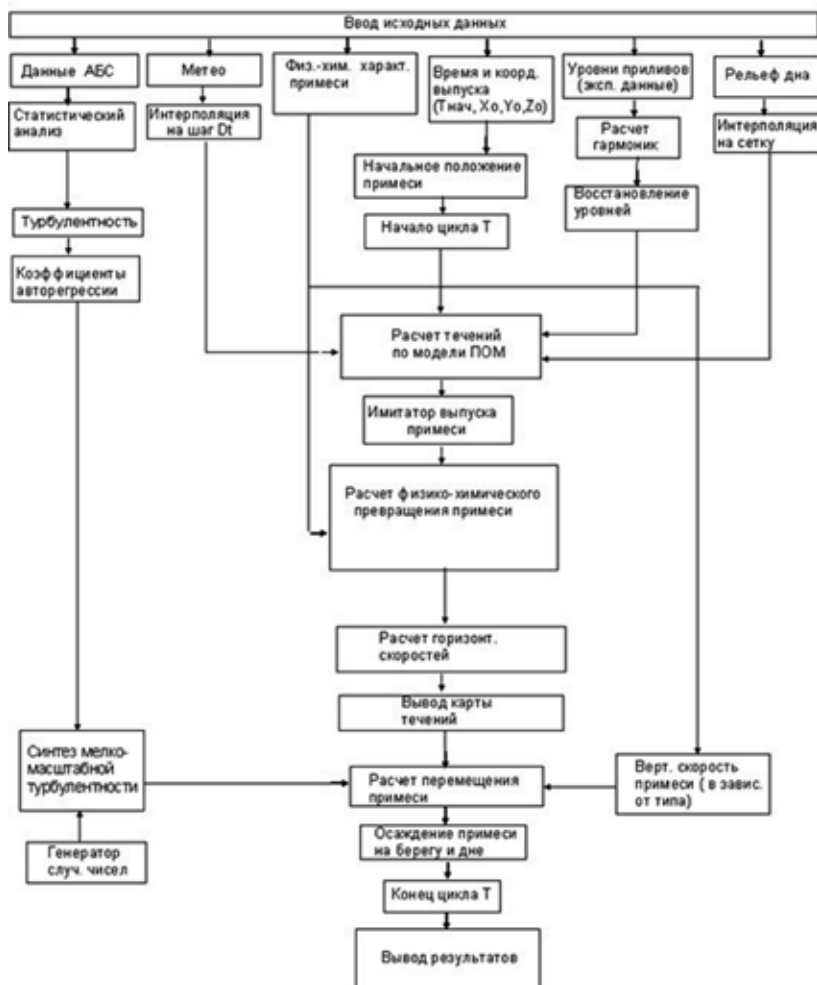


Рис. 1. Блок-схема проведения расчетов полей течений и распределения примеси на акваториях залива Петра Великого и заливов Восток и Находка Японского моря, авария танкера около терминала: а) авария танкера с дизельным топливом; б) авария танкера с бензином на северной оконечности терминала; в) авария танкера керосином на северной оконечности терминала; г) авария танкера с нефтью на северной оконечности терминала; д) авария танкера с мазутом на северной оконечности терминала; е) авария танкера с нефтью на северной оконечности терминала.

- авария шаланды, на которой подвозят камни для дамбы;
- расчет распределения сточных вод от ВНХК из подводного источника.

На рисунке 2 приведена панель управления моделью с параметрами загрузки и режима ввода и вывода результатов расчета. Кроме этого, в отдельных файлах вводятся метеоданные на весь срок расчетов, свойства нефтей и нефтепродуктов, гранулометрический состав взвеси.

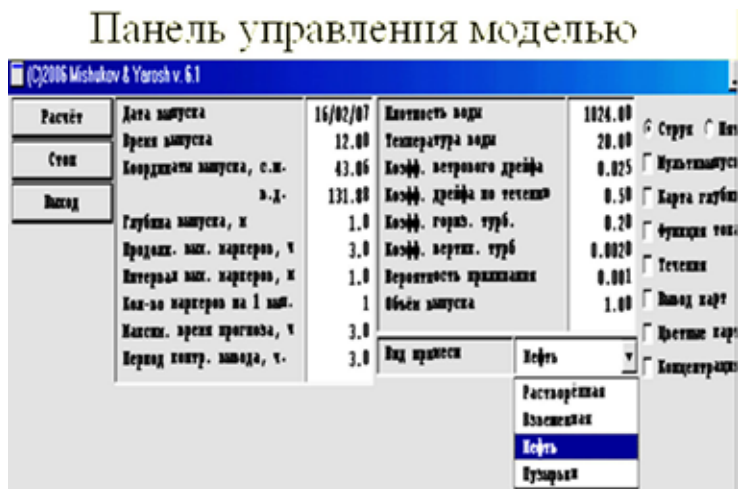


Рис. 2. Панель управления

Данная работа выполнена по теме № 124022100077-0 и в рамках проекта «Расчет полей течений, переноса и трансформации загрязняющих веществ и экологических угроз в Дальневосточном регионе России» по программе Президиума РАН «Фундаментальные проблемы математического моделирования».

Литература

1. Mellor G.L. A three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model /Program in Atmospheric and Oceanic Sciences Princeton University, Princeton, NJ 08544-0710. June 2004. – 56 p. <http://www.aos.princeton.edu/WWWPUBLIC/htdocs.pom/>.
2. Luchin V., Kruts A., Sokolov O. et al. 2009. Climatic Atlas of the North Pacific Seas 2009: Bering Sea, Sea of Okhotsk, and Sea of Japan. V. Akulichev, Yu. Volkov, V.

- Sapozhnikov, S. Levitus, Eds., NOAA Atlas NESDIS 67, U.S. Gov. Printing Office, Wash., D.C., 380 pp., CD Disc.
3. Ростов И.Д., Юрасов Г.И., Рудых Н.И., Дмитриева Е.В., Ростов В.И. Информационные Ресурсы ТОИ. Океанография. Том 3. Залив Петра Великого. Физико-географические, гидрологические характеристики и гидрометеорологические условия [Электронный ресурс]. Владивосток: ТОИ ДВО РАН. 2002. 1 электрон. Опт. Диск CD-ROM
 4. Мишуков В.Ф., Горячев В.А., Ярош В.В. Расчет объемного распределения радионуклидов в морской среде северо-западной части Тихого океана после аварии на АЭС Фукусима-1 в марте 2011 г. В сборнике: Физика Геосфер. 2019. С. 139-144.

АКУСТИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ В МОРЕ ЛАПТЕВЫХ

Самченко А.Н., Ярощук И.О.

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

Геоакустическое моделирование дна моря позволяет собрать набор акустических параметров геологических сред на основе различных прямых или косвенных измерений. Наиболее предпочтительные данные получают на основе прямых измерений физико-химических свойств горной породы керна из скважин. В случае с рыхлым осадком измерения проводятся на поднятых со дна колонках. Косвенные методы основаны на расчете акустических параметров геологической среды с помощью сейсмических исследований дна [1]. Акустические параметры рыхлых донных отложений можно рассчитать с помощью известных зависимостей упругих свойств от гранулометрического состава проб. Наиболее известная зависимость основана на пороупругой теории Био-Столла [2]. Модель Био-Столла часто используется в исследованиях и в настоящее время [3]. Например, в работе [4] показана зависимость акустических характеристик от гранулометрического и химического состава проб донных осадков. В модели Био-Столла донные осадки представляются в виде двухфазной квазиравновесной системы - насыщенного жидкостью более или менее жесткого скелета, образованного множеством контактирующих твердых частиц. Существенное влияние может оказывать присутствие в осадках газовых пузырьков. Данные модели расчета акустических характеристик рыхлых донных отложений предполагают серьезные требования к отбору проб осадков и их лабораторных исследований. Более простой метод определения упругих свойств, предложен Гамильтоном и Бачманом [5, 6]. Метод основан на получении эмпирических зависимостей упругих свойств донных отложений с их гранулометрическим составом. Данный метод имеет важное преимущество, в том, что можно использовать обширную базу данных ранее изученных проб донных отложений, а также провести их

верификацию. Однако он имеет меньшую точность определения свойств осадка.

Существует ряд готовых решений, посвященных моделированию геологических сред, на базе созданных программных продуктов, например 3D GeoModeller [7]. В целом создание геологических 3D цифровых моделей являются актуальными различных геологических объектов [8]. В нашем случае необходимо получить набор акустических параметров, таких как плотность, скорости продольной и поперечной волн и поглощение в осадках, по глубине вдоль всего профиля. Такие данные удобно формировать и в последующем использовать для проведения моделирования в программной среде MatLab.

Выбранный профиль находится в арктической зоне, что обуславливает научный и практический интерес (рис. 1). Арктическая зона, а в частности море Лаптевых является перспективным нефтегазоносным районом [9]. В связи с чем на шельфе моря Лаптевых активно проводятся геолого-геофизические исследования [10]. В исследовании геологического строения шельфа моря применялись различные виды сейсмоакустических работ, в том числе методом общей глубиной точки (МОГТ) пройдено более 30 тыс. км [11]. В геоакустическом моделировании использовался сейсмогеологический разрез по профилю МОГТ выполненном в рейсе BGR-97-01 [12, 13]. Глубина проникновения сигнала по профилю превысило 15 км, что значительно превышает необходимую мощность изученного геологического слоя для сейсмоакустического моделирования (рис. 2).

Побережье и острова моря Лаптевых покрыты геологической съемкой 1:200000, на побережье пробурено несколько глубоких (до 3,6 км) скважин. В акватории моря проводились магнитометрические и гравиметрические съемки, в том числе и выполнялась и аэросъемка, однако в масштабе 1:1000000. Отбор проб донных осадков проводился систематически различными организациями начиная с 1950х гг. Согласно [14], примерно 1600 станций отбора проб было поднято на акватории моря. Геологическое строение шельфа моря хорошо изучено различными сейсмическими и сейсмоакустическими методами [15].

Шельф моря Лаптевых преимущественно представляет собой слабохолмистую поверхность с глубинами порядка 50 м, ограни-

ченную с севера Центральным Арктическим бассейном. По северной границе протягивается континентальный склон, где глубина резко меняется от 50-100 м до более 3000 м. Осадконакопление происходит преимущественно за счет сброса рек осадочного материала. В море впадает четыре крупные реки: Лена, Яна, Оленек, Хатанга и ряд небольших рек. В работе использовались данные литологических исследований, проведенных в бухтах Моржевая и Отмелая [16]. Авторами работы [16] были проведены детальные физико-химические исследования на пробах донных отложений. Полученные результаты исследований позволили рассчитать плотностные характеристики, а также уточнить акустические параметры верхнего осадочного слоя схожего состава в районе профиля МОГТ. Кроме того, в создании цифровой ГАМ профиля использовались данные отбора проб поверхностного горизонта (до 2 см), которые получены в арктических экспедициях авторами работы [17] (рис. 1).



Рис. 1. Море Лаптевых. Красным отмечен сейсмический разрез по профилю BGR-97-01 [12, 13]. Кружками отмечены места отбора проб донного осадка [16, 17]

ГАМ построена на основе исследований Гамильтона, который опубликовал серию работ посвященных её созданию и определения зависимостей акустических параметров среды от гранулометрического состава и глубины залегания пород, например [5, 6, 18]. Все этапы и модификации создания ГАМ шельфа описаны в статьях авторов [19-21], где были созданы обобщенные и детали-

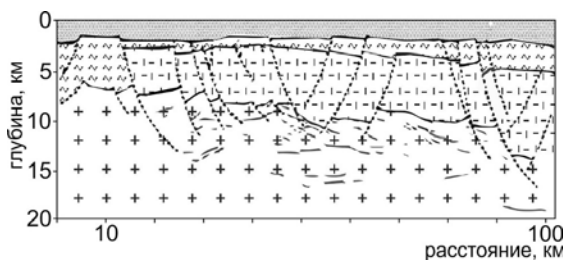


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез. Исходный сейсмический разрез по профилю BGR-97-01 опубликован в работах [12, 13]

зирования модели в заливе Петра Великого Японского моря. ГАМ залива Петра Великого используется при моделировании распространения акустических сигналов и помогает при интерпретации натуральных сейсмоакустических экспериментов [22].

На первом этапе формирования ГАМ профиля на море Лаптевых проведен расчет акустических параметров верхнего осадочного слоя по гранулометрическому составу проб (рис. 1), отобранных авторами работ [16, 17]. В таблице 1 выписаны номера и координаты отобранных проб. Гранулометрический состав проб приведен к стандартам, принятым в США по Шепарду [5]. Расчет скорости продольной волны рыхлых донных отложений осуществлялся по формуле 1, приведенной в работе [21].

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

где L_1 , L_2 , L_3 – долевое содержание фракции песка, ила и глины соответственно в пробе донного осадка. Содержание фракции песка в гранулометрическом составе проб используются по международным стандартам (по Шепарду). Коэффициент k зависит от минерального состава донного осадка. Далее рассчитали скорости поперечной волны относительно скорости продольной волны [18]. Для скоростей продольной волны от 1555 м/с до 1650 м/с соотношение имеет вид: $V_s = 1.137V_p - 1485$. Для скорости продольной волны более 1650 м/с: $V_s = 991 - 1.136V_p + 4.7V_p^2 \cdot 10^{-4}$. Так как на самом профиле данных гранулометрических исследований нет, рассчитанные акустические характеристики были проинтерполированы по акватории моря Лаптевых методом Natural Neighbor

Interpolation [23]. На профиле ГАМ всего 200 точек и скорость продольной волны плавно меняется от 1660 м/с (в ближней точке к берегу) до 1580 м/с (рис. 3). Изменение физических свойств осадков с глубиной залегания рассчитано по аналитическим формулам, приведенным в работе [6]. За счет уплотнения рыхлых осадков с глубиной залегания скорость продольной волны для данного типа осадков увеличивается на 900 м/с на 1 км. Нижележащие геологические слои – осадочный слой (на рис. 2 перпендикулярные черточки) и акустический фундамент в модели представлены результатами измерений с помощью метода МОГТ и определения скоростей продольной волны по глубине [11]. Поскольку прямых измерений акустических свойств пород не найдено в доступной литературе поэтому использовали данные сейсмических исследований. Согласно МОГТ скорость продольной волны на глубине примерно 3 км равна 3900 м/с, что соответствует глубине залегания второго осадочного слоя. На глубине более чем 5 км скорость продольной волны осадочного слоя увеличивается до 4800 м/с. Верхняя кромка акустического фундамента со скоростью продольной волны в 6000 м/с находится на глубине более 7 км. В различных работах, например [10], скоростные характеристики акустического фундамента действительно превышают 6000 м/с согласно полученным расчетам на основе современных сейсмических исследований.

Используя априорную информацию об акустических параметрах геологической среды, можно проводить моделирование распространения акустических сигналов приближенной к реальным

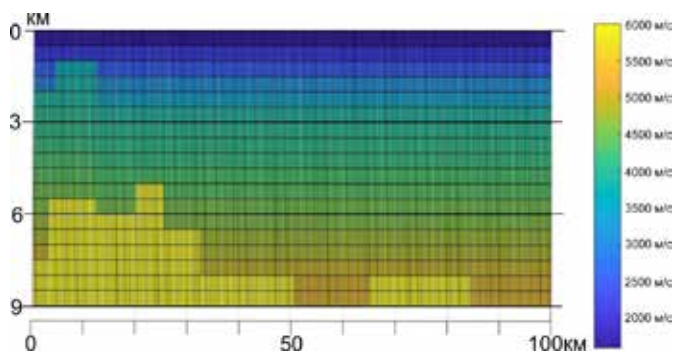


Рис. 3. Пространственное распределение скоростей продольной волны разреза BGR-97-01

условиям. Осадочный слой в ГАМ на поверхности дна имеет среднее значение скорости продольной волны - 1620 м/с, скорость поперечной волны – 357 м/с. С глубиной акустические характеристики увеличиваются по линейному закону, примерно 900 м/с на 1 км глубины для скорости продольной волны. ГАМ имеет размерность 500х500 м, что дает возможность решать обратную задачу корректно для сигналов ниже 100 Гц. В прямой задаче ограничений по масштабам ГАМ нет, но чем больше детализация, тем лучше. При необходимости масштаб ГАМ можно уменьшить, а также добавить в верхнем осадочном слое высокую газонасыщенность в областях, где в фундаменте имеются разломы. К сожалению, прямых данных о газонасыщенных осадочных слоях на профиле нет, однако такие области встречаются на шельфах Северно-Ледовитого океана [24].

Литература

1. Santos R., Rodrigues A., Quartau R. Acoustic remote characterization of seabed sediments using the Angular Range Analysis technique: The inlet channel of Tagus River estuary (Portugal) // *Marine Geology*. 2018. 400. P. 60-75. DOI: 10.1016/j.margeo.2018.03.005.
2. Stoll R.D. 1974. Acoustic waves in saturated sediments. In L. Hampton, editor, *Physics of Sound in Marine Sediments*. Plenum, 19-39.
3. Ding H., Xu S., Xu C., Tong L., Jiang Y., Lei Z. Influence factors on the nonlocal parameter and scale factor in strain gradient nonlocal Biot theory // *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*. 2023. 166. 107779. DOI: 10.1016/j.soildyn.2023.107779.
4. Richardson M.D., Lavoie D.L., Briggs K.B. Geoacoustic and physical properties of carbonate sediments of the Lower Florida Keys // *Geo-Marine Letters*. 1997. 17. P. 316-324. DOI: 10.1007/s003670050043.
5. Hamilton E.L. Geoacoustic modeling of the sea floor // *J. Acoust. Soc. Am*. 1980. Vol. 68. P. 1313-1340.
6. Hamilton E.L., Bachman R. T. Sound velocity and related properties of marine sediments // *J. Acoust. Soc. Am*. 1982. Vol. 72 (6). P. 1891-1904.
7. Wehra H., Chevrot S., Courriouxb G., Guillenb A. A three-dimensional model of the Pyrenees and their foreland basins from geological and gravimetric data // *Tectonophysics*. 2018. V. 734-735, P. 16-32. DOI: 10.1016/j.tecto.2018.03.017.
8. Maxelon M., Renard P., Courrioux G., Brandli M., Mancktelowa N. A work flow to facilitate three-dimensional geometrical modelling of complex pol y-deformed geological units // *Computers&Geosciences*. 2009. 35. P. 644-658. DOI: /10.1016/j.cageo.2008.06.005.
9. Скворцов М.Б., Дзюбло А.Д., Грушевская О.В., Кравченко М.Н., Уварова И.В. Качественная и количественная оценка перспектив нефтегазонасыщенности шельфа моря Лаптевых // *Геология нефти и газа*. 2020. № 1. С. 5-19. DOI 10.31087/0016-7894-2020-1-5-19.

10. Андиева Т.А. Тектоническая позиция и основные структуры моря Лаптевых // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008. (3). С. 1-28.
11. Драчев С.С. О тектонике фундамента шельфа моря Лаптевых // Геотектоника. 2002. № 6. С. 60-76.
12. Franke D., Hinz K., Block M., Drachev S.S., Neben S., Kos'ko M.K., Reichert C., Roeser H.A. Tectonics of the Laptev Sea Region in North-Eastern Siberia // Polarforschung. 2000. Vol. 68. P. 51-58.
13. Franke D., Hinz K., Oncken O. The Laptev Sea Rift // Marine and Petroleum Geology. 2001. Vol. 18. № 10. P. 1083-1127.
14. Кошелева, В.А. Донные осадки арктических морей России / В.А. Кошелева, Д.С. Яшин; ред. И.С. Грамберг. – СПб. 1999. – 286 с.
15. Шкрубо С.И., Заварзина Г.А. Стратиграфия и характеристика сейсмических комплексов осадочного чехла западной части шельфа моря Лаптевых // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 2. <http://www.ngtp.ru/rub/2/14> 2011.
16. Здобин Д.Ю., Вербиженский В.Е., Худолей А.К., Тучкова М.И., Рогов М.А. Состав и свойства донных осадков бухт моря Лаптевых // Инженерная геология. 2015. № 5. 64-72. <https://www.researchgate.net/publication/299437863>.
17. Гершелис Е.В. Леонов А.А., Кашапов Р.С. и др. Исследование состава органического вещества донных осадков моря Лаптевых с применением метода Rock-eval // Известия ТПУ. Инжиниринг георесурсов. 2020. Т. 331. № 8. С. 189-198. DOI: 10.18799/24131830/2020/8/2780.
18. Hamilton E.L. Vp/Vs and poisson's ratios in marine sediments and rocks // J. Acoust. Soc. Am. 1979. Vol. 66. P. 1093-1101.
19. Самченко А.Н. Геоакустическое моделирование на шельфе с помощью геоинформационных систем // Вестник Инженерной школы ДВФУ. 2017. № 4. С. 131-138. DOI: 10.5281/zenodo.1119189.
20. Самченко А.Н., Ярошук И.О. Акустические параметры рыхлых донных отложений залива Петра Великого (Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2017. № 5. С. 130-136.
21. Самченко А.Н., Ярошук И.О. Упругие характеристики дна акустического полигона в заливе Петра Великого (Японское море) // Подводные исследования и робототехника. 2023. № 2 (44). С. 75-82. DOI: 10.37102/1992-4429_2023_44_02_07.
22. Samchenko A.N., Kosheleva A.V., Shvyrev A.N., Pivovarov A.A. Low-frequency hydroacoustic experiments on the shelf using the data of geoacoustic sediment model // Chinese Physics Letters. 2014. Is. 12. Vol. 31124301. DOI: 10.1088/0256-307X/31/12/124301.
23. Sibson R.A brief description of natural neighbor interpolation (Chapter 2). In V. Barnett. Interpreting Multivariate Data. Chichester: John Wiley. 1981. P. 21-36.
24. Chernykh D., Shakhova N., Yusupov V., Gershelis E., Morgunov B., Semiletov I. First Calibrated Methane Bubble Wintertime Observations in the Siberian Arctic Seas: Selected Results from the Fast Ice // Geosciences. 2023. 13. 228. DOI: 10.3390/geosciences13080228.

АЛГОРИТМ СОВМЕСТНОЙ ИНВЕРСИИ ДАННЫХ ПРИЕМНЫХ ФУНКЦИЙ И ДИСПЕРСИОННЫХ КРИВЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН МЕТОДОМ МОНТЕ-КАРЛО

Ступина Т.А., Бушенкова Н.А.

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
г. Новосибирск
StupinaTA@ipgg.sbras.ru*

В настоящей работе приводятся результаты апробации на синтетических моделях разработанной методики (и программного кода) глобальной оптимизации целевого функционала на основе метода Монте-Карло для решения задачи инверсии геофизических данных, представленных функциями приемника и дисперсионными кривыми групповых скоростей поверхностных волн.

В предлагаемом алгоритме целевой функционал определяется через апостериорную функцию распределения $p(m|d)$ с использованием байесовского подхода [1], то есть вычисляются наиболее вероятные параметры модели m , удовлетворяющие наблюдаемым данным d . Выборочное оценивание этого функционала осуществляется через функцию правдоподобия направленным перебором параметров модели с применением цепей Маркова (Markov Chain Monte Carlo, МСМС) [2]. В методах МСМС ключевым моментом является определение состояний, в которые переходит модель, исходя из её текущего состояния. Как отмечают некоторые авторы (например, [3]), неправильно подобранная схема (слишком «сильные» или «слабые» возмущения) может привести к неэффективности алгоритма, существенно замедлив перебор в пространстве моделей. В данной работе мы рассматриваем модель Земли: $m = (V_p, V_s, h)_{i=1, n}$, состоящей из n однородных, изотропных слоев, разделенных $n - 1$ плоскими горизонтальными границами раздела. Нижний n -й слой модели представляет собой полупространство. В такой модели «слабые» возмущения в реализации алгоритма задаются изменением параметров в отдельном слое, «сильные» – изменением количества слоёв. Мощность слоя определяем через координаты границ, упругие свойства каждого слоя – значениями

скорости поперечной волны V_s в слое и отношением скоростей V_p/V_s . Плотность среды ρ в каждом слое определяется согласно линейному закону Бёрча: $\rho = 0,32 V_p + 0,77$. Интервальные значения параметров, удовлетворяющие физическим законам распространения объемных и поверхностных волн в упругой изотропной среде, для всех моделей представлены в таблице 1.

Таблица 1. Интервальные значения параметров

Число слоев, n	V_s , км/сек.	V_p/V_s	ρ , кг/м ³
4 – 13	2 – 5	1,45 – 2,1	1,69 – 4,13

Синтетическое моделирование осуществляется в соответствии со следующей схемой. На первом этапе для некоторой «реальной» модели m^* , состоящей из 6 слоев, в числовых диапазонах близких к реальным ($V_p/V_s = 1.75$, $V_s = \{2.3; 3.1; 5; 2.5; 3; 4.5\}$, $h = \{0 - 10; 10 - 20; 20 - 28; 28 - 38; 38 - 40; 40 - 70\}$) вычисляется вектор наблюдаемых данных $d_{obs} = d(m^*) = (d^{RF}, d^{SWD})$. На рисунке 1 по скоростному параметру (график 3) эта модель и наблюдаемые данные (графики 1 и 2) выделены зеленым цветом. Прямая задача решается с помощью высокоскоростных, что немаловажно при реализации метода Монте-Карло, программных приложений hrftn96 и surf96 из пакета CPS330 [4], написанных на языке Фортран. Вычисление приемных функций d^{RF} в программе hrftn96 основано на матричном методе Томсона-Хаскелла [5], вычисление дисперсионных кривых d^{SWD} групповых скоростей волн Рэлея в программе surf96 - на модификации матричного метода Дункина [6]. Далее, аналогичными алгоритмами вычисляются синтетические дисперсионные кривые и приемные функции (на графиках рис. 1 показаны серым цветом), формирующие вектор данных $d(m)$ для случайной модели m с параметрами из равномерного распределения, диапазон которых указан в таблице 1.

Пошаговая схема алгоритма выглядит следующим образом.

1. Генерация стартовой модели m_0 с равномерно распределенными параметрами, которая далее становится текущей моделью.
2. Создание модели кандидата m из текущей модели m_0 при помощи одной из следующих модификаций:
 - удаление случайно выбранного слоя;

- добавление нового слоя в случайное место;
 - изменение значений V_p , V_s или h в случайно выбранном слое;
 - перемена порядка двух слоев (обмен местами).
3. Расчёт вектора модельных данных $d(m_o)$ и $d(m)$.
 4. Вычисление функций правдоподобия $L(m_o)$ и $L(m)$ для стартовой модели и модели кандидата в соответствии с нормальным законом распределения и функцией потерь:
 $\Phi(m) = (d(m) - d(m^*))^T C^{-1} (d(m) - d(m^*));$

$$L(m) = \frac{1}{\sqrt{(2\pi)^n |C|}} \times \exp \left\{ \frac{-\Phi(m)}{2} \right\}, \text{ где } C - \text{матрица ковариации}$$

с параметризацией по параметрам (уровень шума) и r из интервала $[0 \div 1]$.

5. Проверка условия:
 если $L(m) > L(m_o)$, то модель m принимается в качестве текущей модели и $m_o = m$,
 в противном случае, если отношение функций правдоподобия больше некоторого случайного числа s ($L(m)/L(m_o) > s$) из диапазона $[0 \div r]$, модель m также остается текущей.
6. Повтор шагов 2 – 5 до тех пор, пока число итераций не будет превосходить наперёд заданное число N_{iter} .

С каждой итерацией работы алгоритма плотность распределения выборки моделей приближается к распределению апостериорной плотности вероятности с учетом того, что оптимальное соотношение между количеством принятых моделей и моделей кандидатов мы определили в диапазоне от 0,25 до 0,50 в соответствии с результатами работ [7, 8].

В результате моделирования, выполненного при $N_{\text{iter}} = 6,4 \times 10^6$, мы получили наилучшее байесовское решение, оцененное как среднее из 64 апостериорных моделей с максимальной функцией правдоподобия относительно остальных. На рисунке 1 это решение выделено желтым цветом, его минимальное отклонение от исходной модели указывает на работоспособность применяемой методики к данному классу задач на «идеальных» входных данных. Решение, вычисленное как среднее из 100 случайно выбранных из апостериорного распределения решений, на рисунке 1 показано черным цветом с очевидным его отклонением от исходной модели.

Далее, на модельные приемные функции накладывался гауссовский шум, на дисперсионные кривые - экспоненциальный шум с дисперсиями $\sigma = 0,0; 0,05; 0,1; 0,15; 0,2; 0,25$ и величиной корреляции 0,85 во всех случаях.

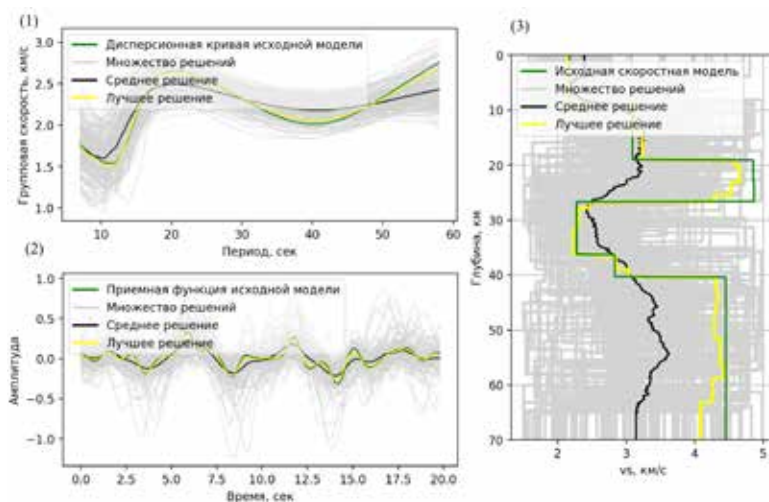


Рис. 1. Результаты совместной инверсии синтетических данных без шума. Зеленая линия: на графике (1) – дисперсионная кривая, на графике (2) – приемная функция, на графике (3) – распределение скорости по глубине для исходной модели m_0 . Серые линии – множество соответствующих графикам решений, смоделированных по методу Монте – Карло. Черная линия – среднее решение. Желтая линия - наилучшее байесовское решение

В случае модельных данных без шума и с шумом $\sigma = 0,05$, результаты показали хорошее восстановление исходного профиля скорости S-волны. Для данных с шумом $\sigma = 0,25$ восстановить заданную модель практически не удастся, различить возможно лишь самые крупные структуры, такие как слой толщиной 8 км на глубине 20 км и слой мощностью 10 км на глубине 28 км, мелкие детали гарантированно теряются.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФНИ FWZZ-2022-0017.

Литература

1. Tarantola A. Inverse problem theory: methods for data fitting and model parameter estimation // Elsevier. 1987.
2. Mosegaard K., Tarantola A. Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems // Journal of Geophysical Research. 1995. V. 100. № B 7. P. 12431-12447.
3. Malinverno A. 2002. Parsimonious Bayesian Markov chain Monte Carlo inversion in a nonlinear geophysical problem // Geophys. J. Int. 2002. V. 151. № 3. P. 675-688.
4. Herrmann R. B. Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research // Seismological Research Letters. 2013. V. 84. P. 1081-1088.
5. Haskell N.A. The dispersion of surface waves on multilayered media // Bull. seism. Soc. Am. 1953. V. 43. P. 17-34.
6. Dunkin, J.W. Computation of modal solutions in layered, elastic media at high frequencies // Bull. seism. Soc. Am. 1965. V. 12. P. 335-358.
7. Mosegaard K. Monte Carlo analysis of inverse problem // PhD thesis, Copenhagen University. 2006.
8. Rosenthal J.S. Optimal proposal distribution and adaptive MCMC // Chapter for MCMC Handbook. Chapman and Hall/CRC Press. 2009.

РЕЗОНАНСНЫЕ КОЛЕБАНИЯ В ЗАЛИВЕ ПОСЬЕТА: НАБЛЮДЕНИЯ И МОДЕЛИРОВАНИЕ

Шевченко Г.В.^{1,2}, Лоскутов А.В.²

¹Сахалинский филиал ФГБНУ ВНИРО («СахНИРО»), г. Южно-Сахалинск

²Институт морской геологии и геофизики, г. Южно-Сахалинск
shevchenko_zhora@mail.ru

Резонансные колебания, возникающие в заливах и бухтах (сейши) играют важную роль в формировании длинноволновых процессов в таких водоемах, в особенности возрастает их роль при опасных морских явлениях – штормовых нагонах и цунами. Последнее обстоятельство особенно существенно для Дальневосточного региона РФ, так здесь сравнительно часто наблюдаются сильные подводные землетрясения, вызывающие волны цунами, а характерные периоды этих сейсмических волн (5 мин – 2 ч) близки к резонансным периодам многочисленных заливов и бухт, имеющих на побережье региона. Многие из них характеризуются весьма сложной формой, что затрудняет определение основных характеристики резонансных мод (положения пучностей, где колебания максимальны, и узловых линий, где они малы, но зато велики скорости течений, вызывающих явление тягуна). В тоже время эти сведения важны для размещения объектов различного назначения на побережье, безопасного функционирования портов и движения судов по внутренним акваториям. Для таких бассейнов главным инструментом изучения пространственной структуры сейш является численное моделирование, для определения конкретной роли различных мод при различных погодных условиях необходимо проводить инструментальные измерений длинноволновых процессов. Сочетание этих подходов использовалось в данной работе при изучении резонансных колебаний в заливе Посьета, входящего в залив Петра Великого Японского моря и характеризующегося особенно сложной топографией (рис. 1). Резонансные колебания в этой акватории в целом и в ее северо-восточной части особенно уже изучались на основе данных инструментальных измерений и моделирования [1–3]). Однако в указанных работах основное вни-

метеорологическими причинами, в частности, штормовые нагоны. Кроме того, в июле-октябре 2009 г. Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН в рамках сотрудничества с Тихоокеанским океанологическим институтом провел инструментальные измерения длинноволновых процессов в бухте Витязь путем постановки двух автономных измерителей придонного гидростатического давления (уровня моря). Полученные материалы послужили информационной основой данной работы, целью которой было изучение пространственно-временной структуры резонансных колебаний залива Посъета. Для построения цифровой модели рельефа производилась детальная оцифровка имеющихся навигационных карт промеров глубин, оцифровка береговой линии по актуальным спутниковым снимкам с последующей интерполяцией на регулярную координатную сетку с пространственным разрешением 1 угловая секунда ($1/3600^\circ$).

Основное внимание уделялось продолжительным записям на датчики СПЦ в порту г. Посъет (дискретность по времени 1 мин), проанализированы данные за период май 2013 г. – март 2025 г. Также были оцифрованы мареграфные ленты с записями цунами в мае 1983 и июле 1993 г. Анализ этих материалов показал, что как при обычных погодных условиях, так и при опасных морских явлениях, связанных с цунами и штормовыми нагонами (включая экстремальный нагон в августе 2016 г., вызванный тайфуном Лайонрок) в спектрах колебаний выделялись хорошо выраженные максимумы на периодах около 90, 32 и 18 мин. Особенно выделялись эти максимумы при цунами, что указывает на определяющую роль резонансных колебаний в формировании волнового поля при опасных ситуациях. В бухте Витязь пик с периодом 32 мин отсутствовал, зато выделялся мощный максимум на периоде около 48 мин, не отмеченный на регистраторе СПЦ.

Рассмотрим результаты численного моделирования на примере низкочастотных резонансных мод с периодами около 90 и 48 мин (рис. 2). Изначально мы предполагали, что резонансные колебания, отвечавшие самому низкочастотному пику в спектрах колебаний по измерениям в бухте Витязь и в порту г. Посъет (около 90 мин) отвечают нулевой моде залива (моде Гельмгольца). Результаты моделирования показали, что в акваториях такой сложной конфигурации, как залив Посъета, не бывает мод с пространствен-

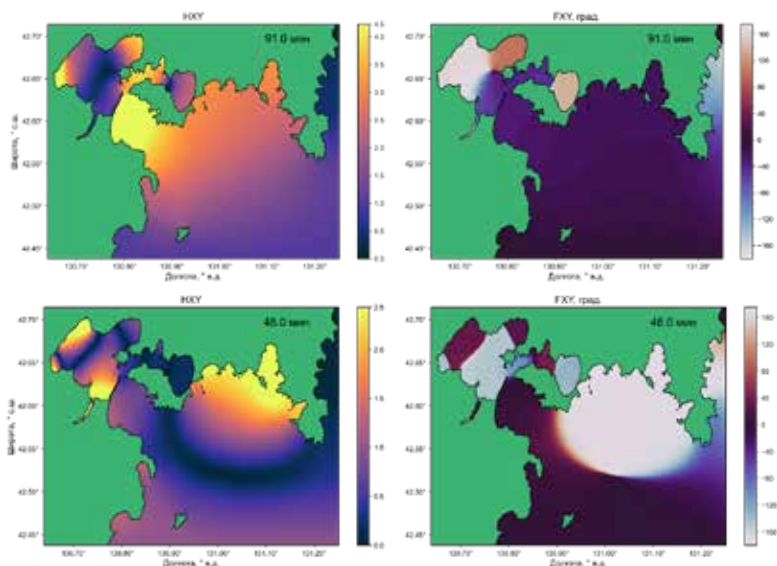


Рис. 2. Пространственное распределение коэффициента усиления (слева) и фазы (в °, справа) для резонансных мод с периодом 91 (верхний рисунок) и 48 мин (нижний) по результатам моделирования

ной структурой, характерной для обычных бассейнов, за счет наличия пучностей и узловых линий во внутренней акватории (бухты Экспедиции и Новгородская). Но и в целом предположение оказалось ошибочным. С одной стороны, она действительно имеет некоторые признаки, типичные для подобных составляющих: малые значения амплитуд у входа в залив и их возрастание в удаленной его части, в районе порта. Правда, на открытой границе линия нулевых колебаний не выделяется очень точно, и скачок фазы отсутствует, а это является наиболее существенным фактором при определении характера собственной моды бассейна. В данном случае пик в спектрах колебаний уровня моря следует отнести к влиянию частотно-избирательных свойств прилегающего участка шельфа (т.н. шельфовый резонанс). Наиболее интенсивные колебания наблюдаются в бухте Рейд Паллада, чуть в меньшей степени в заливе Китовый и бухте Троицы.

Пространственное распределение коэффициента усиления и фазы для другой важной резонансной моды с периодом 48 мин

тоже носит чрезвычайно сложный характер. С одной стороны, во внешней части залива оно соответствует классическому представлению об одноузловой поперечной сейши с узловой линией, поперечной открытой границе, и пучностями у полуостровов Гамова и Суслова, ограничивающих акваторию залива. В северо-восточной части наибольшие амплитуды колебаний наблюдаются в бухте Троицы, в юго-западной в бухтах Сивучья и Колевала.

Однако эта мода имеет еще несколько узловых линий: одну на входе в бухту Рейд Паллада и по две на акватории бухт Экспедиции и Новгородской. Удивительно, что данная мода практически не проявлялась в спектрах колебаний по измерениям на регистраторе СПЦ в порту г. Посъет, узловые линии проходят на некотором удалении его места положения, а вдоль западного берега бухты Рейд Паллада наблюдается определенное усиление колебаний.

Аналогичным образом исследована пространственная структура колебаний, обусловленных всеми резонансными модами изучаемого бассейна. Полученные результаты могут быть полезны при проектировании объектов на побережье залива, а также для повышения безопасности судоходства на его акватории.

Литература

1. Долгих Г.И., Будрин С.С., Долгих С.Г., Плотников А.А., Чупин В.А., Швец В.А., Яковенко С.В. Собственные колебания уровня воды в бухтах залива Посъета Японского моря // Метеорология и гидрология. 2016. № 8. С. 57-63.
2. Смирнов С.В., Ярошук И.О., Леонтьев А.П., Швырев А.Н., Пивоваров А.А., Самченко А.Н. Исследование резонансных колебаний в восточной части залива Посъета // Метеорология и гидрология. 2018. № 2. С. 37-44.
3. Chupin V., Dolgikh G., Dolgikh S. Smirnov S. Study of free oscillations of bays in the northwestern part of Posyet Bay // Journal of Marine Science and Engineering. 2022. Vol. 10. 1005.

СПИСОК ВСЕХ УЧАСТНИКОВ XIV СИМПОЗИУМА «ФИЗИКА ГЕОСФЕР»

1. Аксентов К.И.
2. Александрова А.Г.
3. Александрова Д.В.
4. Алексанина М.Г.
5. Аникеева И.А.
6. Аникин П.А.
7. Антонов В.А.
8. Ардюков Д.Г.
9. Артемьев А.В.
10. Астахов А.С.
11. Бессонов Р.С.
12. Бессонова Е.А.
13. Болсуновский М.А.
14. Бондаренко Т.Ж.
15. Будрин С.С.
16. Бушенкова Н.А.
17. Валитов М.Г.
18. Варламова Н.Н.
19. Ващенко Д.А.
20. Вдовин В.С.
21. Гайко Л.А.
22. Гармашов А.В.
23. Гасанов А.Ш.
24. Гоев А.Г.
25. Гончаров Р.А.
26. Горбов М.И.
27. Гордейчук Т.В.
28. Горин С.Л.
29. Горовой С.В.
30. Горшков А.А.
31. Горячев В.А.
32. Гриценко В.А.
33. Громашева О.С.
34. Грунин А.П.
35. Гулин О.Э.
36. Дарьин А.В.
37. Демешкин А.С.
38. Демьянов Т.Г.
39. Долгих Г.И.
40. Долгих С.Г.
41. Доманюк А.В.
42. Дубина В.А.
43. Дьяков С.Е.
44. Журавлев П.В.
45. Зайцев А.И.
46. Зацерковный А.В.
47. Зверев С.А.
48. Злобина Н.В.
49. Иванов М.П.
50. Иволга Е.Г.
51. Казачек М.В.
52. Калюжный Д.С.
53. Капач С.С.
54. Каплуненко Д.Д.
55. Карнацкий А.Ю.
56. Касаткин С.Б.
57. Клещёва Т.И.
58. Коваль М.В.
59. Ковзель Д.Г.
60. Коломейцев В.В.
61. Константинов А.В.
62. Копылова А.Е.
63. Коротченко Р.А.
64. Короченцев В.И.
65. Косарев Г.В.
66. Костылев Д.В.
67. Костылева Н.В.
68. Кочегаров Н.К.
69. Кошелева А.В.
70. Кузнецов М.Ю.
71. Кустова Е.В.
72. Ладыченко С.Ю.
73. Лазарюк А.Ю.
74. Латушкин А.А.
75. Левченко Е.В.
76. Ли Н.С.

77. Лисовицкий А.С.
78. Лобанов В.Б.
79. Ложкин Д.М.
80. Лоскутов А.В.
81. Луговой В.А.
82. Любичский Ю.В.
83. Ляшков А.С.
84. Манилов Ю.Ф.
85. Марыжихин В.Е.
86. Мигунов Д.С.
87. Мишуков В.Ф.
88. Мишукова Г.И.
89. Мороз В.В.
90. Наумов С.Б.
91. Нерода А.С.
92. Никулина И.В.
93. Новикова О.В.
94. Овчаренко В.В.
95. Овчинников В.М.
96. Окулов Ал-й.К.
97. Окулов Ал-р.К.
98. Осипова Е.Б.
99. Оськин Д.А.
100. Пак В.В.
101. Пелиновский Е.Н.
102. Пермяков М.С.
103. Пищальник В.М.
104. Плетнев С.П.
105. Поляничко В.И.
106. Потапчук М.И.
107. Прошкина З.Н.
108. Рассказов М.И.
109. Рассказова А.В.
110. Романюк В.А.
111. Рудых Н.И.
112. Рябова С.А.
113. Саломатин А.С.
114. Самченко А.Н.
115. Седышева Т.Е.
116. Сергеев А.Ф.
117. Сидляр А.В.
118. Соколов Д.Д.
119. Стаценко Л. Г.
120. Ступина Т.А.
121. Съедин В.Т.
122. Сыроваткин Е.В.
123. Тагильцев А.А.
124. Талипова Т.Г.
125. Терехов Е.П.
126. Терешкин А.А.
127. Тимофеев А.В.
128. Тимофеев В.Ю.
129. Ткаченко Е.С.
130. Трусенкова О.О.
131. Усольцева О.А.
132. Харченко Т.А.
133. Цой Д.И.
134. Чанг К.И.
135. Черанев М.Ю.
136. Черных Д.В.
137. Четырбоцкий А.Н.
138. Чупин В.А.
139. Шабельникова С.К.
140. Шатилина Т.А.
141. Швец В.А.
142. Швецов Г.П.
143. Шевкун С.А.
144. Шевченко Г.В.
145. Шпак Ю.В.
146. Шумилов И.В.
147. Щеглов С.Г.
148. Щербаков В.А.
149. Щуров В.А.
150. Юрикова Е.А.
151. Яковенко С.В.
152. Ялченир А.
153. Ярош В.В.
154. Ярошук И.О.

СОДЕРЖАНИЕ

1 Секция

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ И СРЕДСТВА МОНИТОРИНГА И ТОМОГРАФИИ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН

Долгих Г.И., Долгих С.Г. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ГЕОСФЕР	5
Александрова Д.В., Александрова А.Г., Демешкин А.С. НЕКОТОРЫЕ РЕ- ЗУЛЬТАТЫ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА МОРСКИХ ВОД В РАМКАХ ПРАВОВОГО РЕЖИМА ЭКСПЛУАТАЦИИ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ ШПИЦБЕРГЕН	8
Аксанина М.Г., Дьяков С.Е., Карнацкий А.Ю. ВЕРИФИКАЦИЯ АЛ- ГОРИТМА РАСЧЁТА СЖАТИЯ МОРСКОГО ЛЬДА ПО СПУТ- НИКОВЫМ ИЗОБРАЖЕНИЯМ КМСС/МЕТЕОР-М	14
Антонов В.А., Долгих С.Г. ИЗУЧЕНИЕ ЗАВИСИМОСТИ ПЕРИОДОВ ВЕТРОВЫХ И ИНФРАГРАВИТАЦИОННЫХ МОРСКИХ ВОЛН ПО ДАННЫМ ЛАЗЕРНО-ИНТЕРФЕРЕНЦИОННОГО ПРИБОРА	19
Ардюков Д.Г. ОТРАЖЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА ГОРНОГО АЛТАЯ В ПОЛЯХ СКОРОСТЕЙ СМЕЩЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПО- ВЕРХНОСТИ	23
Артемьев А.В., Горшков А.А., Громашева О.С., Оськин Д.А. РАЗРАБОТ- КА МОДЕЛИ ПРОГРАММНО-АППАРАТНОГО КОМПЛЕКСА ДЛЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ КООРДИНАТ ЦЕНТРА ТЯЖЕСТИ ПЛАВАТЕЛЬНОГО СРЕДСТВА	28
Астахов А.С., Аксентов К.И., Дарьин А.В. РЕКОНСТРУКЦИЯ ИНТЕН- СИВНОСТИ НАВОДНЕНИЙ НА ЗАПАДНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ЯПОНСКОГО МОРЯ В ПОСЛЕДНИЕ ТЫСЯЧЕЛЕТИЯ; ВЛИЯ- НИЕ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА	34
Варламова Н.Н. ОСОБЕННОСТИ СИСТЕМЫ РЕГИСТРАЦИИ СИГНА- ЛОВ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ ПРИ РАЗРУШЕНИИ ОБРАЗ- ЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД	39
Вдовин В.С., Аникеева И.А. РОЛЬ СОВРЕМЕННЫХ ИНФОРМАЦИ- ОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ И СИСТЕМНОГО ПОДХОДА В ФУНДАМЕНТАЛЬНОМ И ПРИКЛАДНОМ ИСПОЛЬЗОВА- НИИ МЕЖДУНАРОДНОЙ ЗЕМНОЙ СИСТЕМЫ ОТСЧЁТА И ЕЁ ОТСЧЁТНОЙ ОСНОВЫ	43
Гайко Л.А. ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВДОЛЬ СЕВЕРО-ЗАПАД- НОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ И ЗАПАДНОГО БЕРЕ- ГА ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА НА РУБЕЖЕ ВЕКОВ	50
Госв А.Г., Костылев Д.В. ИССЛЕДОВАНИЕ ВАРИАЦИЙ ГЛУБИНЫ ЗА- ЛЕГАНИЯ ГРАНИЦ ЗОНЫ ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДОВ МАНТИИ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЙ ЗОНЫ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ ШИРОКО- ПОЛОСНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СЕТИ О. САХАЛИН	55

Горин С.Л., Коваль М.В. ЭСТУАРИИ КАМЧАТКИ: ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И МОРФОДИНАМИКА. ИТОГИ ДВУХ ДЕСЯТИЛЕТИЙ ИССЛЕДОВАНИЙ (2002-2025 ГГ.)	58
Горячев В.А., Владимир Алексеевич Сергеев А.Ф., Лобанов В.Б., Соколов Д.Д., Калужный Д.С. ТРИТИЙ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА ГОД СПУСТЯ ПОСЛЕ НАЧАЛА СБРОСА АВАРИЙНЫХ ФУКУСИМСКИХ ВОД	63
Грунин А.П., Константинов А.В., Сидляр А.В. РАЗРАБОТКА КЛАССИФИЦИРУЮЩЕЙ МОДЕЛИ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ ДЛЯ ОБРАБОТКИ СИГНАЛОВ СИСТЕМЫ «PROGNOZ-ADS» НА РУДНИКЕ «НИКОЛАЕВСКИЙ»	68
Долгих Г.И., Болсуновский М.А., Долгих С.Г., Будрин С.С. ГИДРОСФЕРНЫЕ КОЛЕБАНИЯ ВЫЗВАННЫЕ НАГРУЖАЮЩИМ ВОЗДЕЙСТВИЕМ АТМОСФЕРЫ, ВО ВРЕМЯ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ХУНГА-ТОНГА-ХУНГА-ХААПАН	72
Долгих С.Г., Долгих Г.И. ДИСТАНЦИОННЫЙ МОНИТОРИНГ ЦУНАМИГЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВБЛИЗИ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ	75
Дубина В.А., Бессонов Р.С. РАЙОНЫ ГЕНЕРАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВНУТРЕННИХ ВОЛН В ОХОТСКОМ МОРЕ	79
Зайцев А.И., Долгих Г.И., Пелиновский Е.Н., Долгих С.Г., Ялчнер А. ТЕХНИЧЕСКИЕ, АППАРАТНЫЕ И ПРОГРАММНЫЕ РЕШЕНИЯ ДЛЯ МОНИТОРИНГА И ОПОВЕЩЕНИЯ О ЦУНАМИ	81
Злобина Н.В., Касаткин С.Б. ЭФФЕКТЫ КОМПЕНСАЦИИ ПОТОКОВ МОЩНОСТИ В ВЕКТОРНЫХ КАНАЛАХ КОМБИНИРОВАННОГО ПРИЕМНИКА	84
Злобина Н.В., Касаткин С.Б. ВОЗМОЖНОСТИ СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА ДАННЫХ ОТ КОМБИНИРОВАННОГО 4-Х КАНАЛЬНОГО ПРИЕМНИКА	89
Иванов М.П. Долгих С.Г., Пелиновский Е.Н., Талипова Т.Г. СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ФОНОВОГО ПОЛЯ, ЗАРЕГИСТРИРОВАННОГО ЛАЗЕРНЫМИ ДЕФОРМОГРАФАМИ	93
Ковзель Д.Г., Гриценко В.А. ГИДРОАКУСТИЧЕСКАЯ ДОННАЯ СТАНЦИЯ С КОМБИНИРОВАННЫМ СКАЛЯРНО-ВЕКТОРНЫМ ПРИЕМНИКОМ «КРАБ»	97
Коломейцев В.В., Горин С.Л. СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЗОНЫ СМЕЩЕНИЯ РЕЧНЫХ И МОРСКИХ ВОД НА ШЕЛЬФЕ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ (ОХОТСКОЕ МОРЕ) ПО ДАННЫМ СУДОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ (1937–2020 ГГ.)	102
Копылова А.Е., Терешкин А.А., Грунин А.П., Луговой В.А., Цой Д.И. ПРИМЕНЕНИЕ ТЕХНИЧЕСКИХ СРЕДСТВ МОНИТОРИНГА АКУСТИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ЗОН В УСЛОВИЯХ, МОДЕЛИРУЮЩИХ ПРИРОДНОЕ ЗАЛЕГАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД	107

Коротченко Р.А. АВТОМАТИЗИРОВАННОЕ ВЫЯВЛЕНИЕ АНОМАЛИЙ В ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ: ПОДХОД НА ОСНОВЕ ГЛУБОКИХ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ	112
Короченцев В.И., Бондаренко Т.Ж., Демьянов Т.Г., Овчаренко В.В. ПОВЫШЕНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ РАБОТЫ ГИДРОАКУСТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ВБЛИЗИ УПРУГОГО СЛОЯ ЛЬДА	115
Костылев Д.В., Костылева Н.В. РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ ИНЖЕНЕРНО-СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА В СЕЙСМОАКТИВНЫХ РЕГИОНАХ НА ПРИМЕРЕ РАБОТЫ СЕЙСМОМЕТРИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ НА ОСТРОВЕ ШИКОТАН	119
Костылева Н.В., Костылев Д.В. РЕГИСТРАЦИЯ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ И ИДЕНТИФИКАЦИЯ КАНАЛОВЫХ Т-ВОЛН С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МОЛЕКУЛЯРНО-ЭЛЕКТРОННЫХ ГИДРОФОНОВ НА КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВАХ	123
Кузнецов М.Ю., Сыроваткин Е.В., Поляничко В.И. ЗВУКООТРАЖАЮЩИЕ СВОЙСТВА НЕКОТОРЫХ ПРОМЫСЛОВЫХ ВИДОВ РЫБ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ	128
Кустова Е.В., Зацерковный А.В., Лазарюк А.Ю., Гасанов А.Ш. АПРОБАЦИЯ И УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ АВТОМАТИЧЕСКОГО МНОГОЗОННОГО ИЗМЕРИТЕЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ	133
Кустова Е.В., Лазарюк А.Ю., Юрикова Е.А., Горбов М.И. ВЛИЯНИЕ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ КОЛИЧЕСТВ МИКРОВОДОРОСЛЕЙ НА СТРУКТУРУ МОРСКОГО ЛЬДА ПО ДАННЫМ КОМПЬЮТЕРНОЙ ТОМОГРАФИИ	138
Левченко Е.В., Рудых Н.И. СКОРОСТЬ АПВЕЛЛИНГА И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА ИЗМЕНЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ БИОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРИБРЕЖНЫХ АКВАТОРИЯХ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО	142
Лисовицкий А.С., Чупин В.А., ФРАКТАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МИКРОКОЛЕБАНИЙ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ ПЕРЕД ЦИКЛОНАМИ	145
Луговой В.А., Цой Д.И., Терешкин А.А., Рассказов М.И. ОБЗОР РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ ЛАЗЕРНЫМ ДЕФОРМОМЕТРОМ НА «НИКОЛАЕВСКОМ» РУДНИКЕ И МЕСТОРОЖДЕНИИ «АНТЕЙ»	150
Любицкий Ю.В. СГОНЫ НА ПОБЕРЕЖЬЕ ЗАЛИВА ТЕРПЕНИЯ (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ О. САХАЛИН)	156
Марыжихин В.Е., Шевченко Г.В. ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ У ЮГО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ О. САХАЛИН	160
Мишукова Г.И., Окулов А.К., Мишуков В.Ф., Щербаков В.А., СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ АНАЛИЗА И ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ РАСЧЕТА ПОТОКОВ ГАЗА НА ГРАНИЦЕ РАЗДЕЛА ВОДА-АТМОСФЕРА	165
Мороз В.В., Шатилина Т.А., Рудых Н.И. ФОРМИРОВАНИЕ АНОМАЛЬНЫХ СОСТОЯНИЙ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВОД В КУРИЛО-КАМЧАТСКОМ РАЙОНЕ	170

Нерода А.С., Мишуков В.Ф. ВЛИЯНИЕ ПРИРОДНЫХ ПОЖАРОВ НА СОДЕРЖАНИЕ ПОЛИЦИКЛИЧЕСКИХ АРОМАТИЧЕСКИХ УГЛЕВОДОРОДОВ (ПАУ) В АТМОСФЕРНЫХ АЭРОЗОЛЯХ И МОРСКОЙ ВЗВЕСИ НА АКВАТОРИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА	176
Никулина И.В., Шумилов И.В., Пищальник В.М., Ващенко Д.А. ОПЫТ ПОСТРОЕНИЯ КРОМОК ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ	181
Овчаренко В.В. РАЗВИТИЕ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ЛАЗЕРНЫХ ДЕФОРМОГРАФОВ СЕЙСМОАКУСТИКО-ГИДРОФИЗИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА МЭС «МЫС ШУЛЬЦА» ТОИ ДВО РАН	185
Пермяков М.С., Клещёва Т.И., Капач С.С., Журавлев П.В. КЛИМАТОЛОГИЯ ГРОЗОВОЙ АКТИВНОСТИ НАД ЯПОНСКИМ МОРЕМ ...	188
Рассказов М.И., Цой Д.И., Константинов А.В., Терёшкин А.А., Рассказова А.В., Потапчук М.И., Мигунов Д.С. ИССЛЕДОВАНИЕ УДАРООПАСНОСТИ МАССИВА ГОРНЫХ ПОРОД НА НИКОЛАЕВСКОМ ПОЛЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА	193
Рябова С.А. ВАРИАЦИИ ПОЛНОГО ЭЛЕКТРОННОГО СОДЕРЖАНИЯ ИОНОСФЕРЫ В ПЕРИОД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В РАЙОНЕ ИГИЛЬ 8 СЕНТЯБРЯ 2023 ГОДА	199
Рябова С.А. ОТКЛИК МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ НА ЭКСПЛОЗИВНОЕ ИЗВЕРЖЕНИЕ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ 15 марта 2019 г. ПО ДАННЫМ СТАНЦИЙ «ПАРАТУНКА» И «МАГАДАН»	201
Саломатин А.С., Черных Д.В., Доманюк А.В. МЕЛКОВОДНЫЕ ЗОНЫ ПУЗЫРЬКОВОЙ РАЗГРУЗКИ МЕТАНА В ОХОТСКОМ МОРЕ .	204
Сергеев А.Ф., Горячев В.А., Лобанов В.Б. ОЦЕНКА УРОВНЯ ПРИРОДНОГО ФОНА ТРИТИЯ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДАХ ТИХОГО ОКЕАНА К ВОСТОКУ ОТ ЯПОНИИ	209
Тагильцев А.А., Черанев М.Ю., Гончаров Р.А., Швецов Г.П. РЕГИСТРАЦИЯ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ НА ЦИФРОВОМ ДИКТОФОНЕ	215
Терешкин А.А., Аникин П.А., Мигунов Д.С., Рассказов М.И. СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ ТЕХНИЧЕСКИХ И МЕТОДИЧЕСКИХ СРЕДСТВ МОНИТОРИНГА ДИНАМИКИ ГЕОСРЕД	220
Тимофеев А.В., Тимофеев В.Ю. СКОРОСТЬ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ, ПРИРОДА ВАРИАЦИЙ	224
Трусенкова О.О., Лобанов В.Б., Ладыченко С.Ю., Каплуненко Д.Д., Чанг К.И. ВРЕМЕННЫЕ МАСШТАБЫ ИЗМЕНЧИВОСТИ НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ПОДНЯТИЯ ЯМАТО ЯПОНСКОГО МОРЯ (ПО ДАННЫМ АВТОНОМНОЙ БУЙКОВОЙ СТАНЦИИ)	229

Усолицева О.А., Овчинников В.М. ЛАТЕРАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ ОТРАЖАЮЩИХ СВОЙСТВ ПОВЕРХНОСТИ ВНУТРЕННЕГО ЯДРА ЗЕМЛИ	235
Чупин В.А., Овчаренко В.В. ВАРИАЦИИ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОТКЛИКИ ПРИ ПРОХОЖДЕНИИ МЕЗОМАСШТАБНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ФРОНТОВ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПРИМОРСКОГО КРАЯ	239
Чупин В.А., Долгих Г.И., Будрин С.С., Швец В.А., Яковенко С.В., Латушкин А.А., Гармашов А.В. РАЗВИТИЕ ПЛАНЕТАРНОЙ ЛАЗЕРНОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИЧЕСКОЙ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ: КОНСТРУКТИВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ, УСЛОВИЯ ЭКСПЛУАТАЦИИ И ПЕРВИЧНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ	242
Шабельникова С.К., Чупин В.А. ДИНАМИКА МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ, ВЫЗЫВАЕМЫХ ВЕТРОВЫМИ ВОЛНАМИ ТАЙФУНОВ ХАГУПИТ, ЛИНЛИН И МАЙСАК ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЯ ЛАЗЕРНО-ИНТЕРФЕРЕНЦИОННОГО КОМПЛЕКСА	246
Швец В.А., Яковенко С.В. ТРЕБОВАНИЯ К РАБОТОСПОСОБНОСТИ ЛАЗЕРНЫХ ДЕФОРМОМЕТРОВ ИЗМЕРИТЕЛЬНОГО КОМПЛЕКСА МЭС «МЫС ШУЛЬЦА»	250
Шевченко Г.В., Ложкин Д.М. ЗНАЧИМЫЕ АНОМАЛИИ ТПО В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА ПО ДАННЫМ РЕАНАЛИЗА ERA5	257
Шумилов И.В., Пищальник В.М., Романюк В.А., Никулина И.В. К ВОПРОСУ СИНХРОННОСТИ ЦИКЛОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ И ЛЕДОВЫХ ПРОЦЕССОВ ОХОТСКОГО МОРЯ В ОСЕННЕ-ЗИМНИЙ ПЕРИОД	262
Щуров В.А., Ткаченко Е.С., Ляшков А.С., Щеглов С.Г. ПЕРЕНОС АКТИВНОЙ И РЕАКТИВНОЙ КОМПОНЕНТ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ В ВИХРЕ ВЕКТОРА ИНТЕНСИВНОСТИ	267

2 Секция

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОЙ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА (Экспериментальные и модельно-теоретические исследования)

Бессонова Е.А., Осипова Е.Б., Зверев С.А. ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛИТОГЕНЕЗА СРЕДНЕВЕКОВЫХ УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ ВОСТОКА АЗИИ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДЕТАЛЬНОГО ГЕОМАГНИТНОГО КАРТИРОВАНИЯ)	275
Валитов М.Г., Ли Н.С. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СТРУКТУРНО-ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ	278

Косарев Г.В. ГИДРОЛОКАЦИОННАЯ СЪЕМКА ГЛУБОКОВОДНОГО УЧАСТКА ФРАГМЕНТА МОРСКОГО ДНА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО	283
Манилов Ю.Ф., Иволга Е.Г. ГЛУБИННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ ТАКСОНОВ ЗАПАДНОГО ПРИОХОТЬЯ	286
Наумов С.Б., Овчаренко В.В. СЕЙСМИЧНОСТЬ ПРИМОРЬЯ ЗА 2021-2023 года	291
Осипова Е.Б. НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ И ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ СТРУКТУР В НЕОДНОРОДНЫХ ГЕОСРЕДАХ	300
Пак В.В. МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОСЛОЙНОГО ТЕЧЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД В ПРОЦЕССЕ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ	306
Прошкина З.Н., Валитов М.Г. О СУЩЕСТВОВАНИИ МЕЖБАСЕЙНОВОГО СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОГО БЛОКА МЕЖДУ СЕВЕРО-ТАТАРСКИМ И ЮЖНО-ТАТАРСКИМ БАССЕЙНАМИ	310
Съедин В.Т., Плетнев С.П., Седышева Т.Е. ГАЙОТЫ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (ТИХИЙ ОКЕАН): ПОЛОЖЕНИЕ, МОРФОЛОГИЯ, ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ .	314
Тимофеев В.Ю., Валитов М.Г., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В. МОДЕЛИ СТРОЕНИЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ ПО СПУТНИКОВЫМ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ МИССИЯМ	322
Харченко Т.А., Съедин В.Т., Валитов М.Г., Терехов Е.П. ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ИХ СВЯЗЬ С ВЕЩЕСТВЕННО-ВОЗРАСТНЫМИ ОСОБЕННОСТЯМИ ГРАНИТОИДОВ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)	327
Четырбоцкий А.Н. ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МАНТИЙНОЙ КОНВЕКЦИИ В ЗОНЕ СУБДУКЦИИ	333

3 Секция

МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЙСМОАКУСТИКО-ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН

Горовой С.В., Наумов С.Б., Овчаренко В.В. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МОДЕЛИ АВТОРЕГРЕССИИ – СКОЛЬЗЯЩЕГО СРЕДНЕГО ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ	339
Гулин О.Э., Ярошук И.О. ВЛИЯНИЕ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ ФУНКЦИЙ ПОВЕРХНОСТНОГО ВОЛНЕНИЯ НА СРЕДНЮЮ ИНТЕНСИВНОСТЬ НИЗКОЧАСТОТНОГО ЗВУКА В МЕЛКОВОДНОМ ВОЛНОВОДЕ АРКТИЧЕСКОГО ТИПА	343
Казачек М.В., Гордейчук Т.В. ВРЕМЯ-КОРРЕЛИРОВАННЫЙ СЧЕТ ФОТОНОВ КАК МЕТОД РАЗДЕЛЕНИЯ И АНАЛИЗА СВЕТОВЫХ	

ПРОЦЕССОВ РАЗЛИЧНОЙ ПРИРОДЫ В КАВИТАЦИОННОМ ОБЛАКЕ НА ПРИМЕРЕ РАСТВОРА CeCl_3	350
Короченцев В.И., Будрин С.С. ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН В СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЕ И МЛЕЧНОМ ПУТИ	354
Короченцев В.И., Шевкун С.А., Стаценко Л.Г., Новикова О.В. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ НЕЙРОСЕТЕВЫХ МЕТОДОВ ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ АКУСТИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ГЕОСРЕДЕ	358
Кочегаров Н.К., Иванов М.П., Шпак Ю.В. ОБНАРУЖЕНИЕ ОДИНОЧНОГО ОБЪЕКТА В РЕЖИМЕ ШУМОПЕЛЕНГОВАНИЯ ПРИ ПОМОЩИ НЕЙРОСЕТЕВОГО МЕТОДА ДИСТИЛЛЯЦИИ ЗНАНИЙ	363
Кошелева А.В., Лазарюк А.Ю., Ярошук И.О. К ВОПРОСУ О СТАТИСТИЧЕСКИХ МОДЕЛЯХ ФЛУКТУАЦИЙ СКОРОСТИ ЗВУКА НА ОКЕАНИЧЕСКОМ ШЕЛЬФЕ	368
Мишуков В.Ф., Ярош В.В. КОМПЛЕКСНАЯ МОДЕЛЬ РАСЧЁТА ПОЛЕЙ ТЕЧЕНИЙ, ПЕРЕНОСА И ТРАНСФОРМАЦИИ ПРИМЕСИ (РАСТВОРЁННАЯ, ВЗВЕШЕННАЯ, НЕФТЯНЫЕ ПЛЁНКИ) НА АКВАТОРИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА ...	371
Самченко А.Н., Ярошук И.О. АКУСТИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ В МОРЕ ЛАПТЕВЫХ	376
Ступина Т.А., Бушенкова Н.А. АЛГОРИТМ СОВМЕСТНОЙ ИНВЕРСИИ ДАННЫХ ПРИЕМНЫХ ФУНКЦИЙ И ДИСПЕРСИОННЫХ КРИВЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН МЕТОДОМ МОНТЕ-КАРЛО .	383
Шевченко Г.В., Лоскутов А.В. РЕЗОНАНСНЫЕ КОЛЕБАНИЯ В ЗАЛИВЕ ПОСЬЕТА: НАБЛЮДЕНИЯ И МОДЕЛИРОВАНИЕ	388

Научное издание

XIV Всероссийский симпозиум
«ФИЗИКА ГЕОСФЕР»

8–12 сентября 2025 г., Владивосток, Россия

Материалы докладов

Составитель *О.В. Новикова*

Эскиз обложки *В.А. Чутин*

Оператор верстки *И.В. Мироманова*

Материалы докладов печатаются в авторской редакции

Подписано к печати 11.08.2025 г.
Бумага офсетная. Формат 60×90/16.
Усл. п. л. 25,1. Уч.-изд. л. 23,76.
Тираж 130 экз. Заказ 8

Отпечатано:
ИП Мироманова И.В.
690106 г. Владивосток, ул. Нерчинская, 42-102